Zeitschrift: Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Band: 27 (2017)

Artikel: Influence des formations superficielles sur l'évolution des sols du Jura

suisse : origine, composition et transformation du matériel minéral

parental

Autor: Martignier, Loraine

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-632528

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

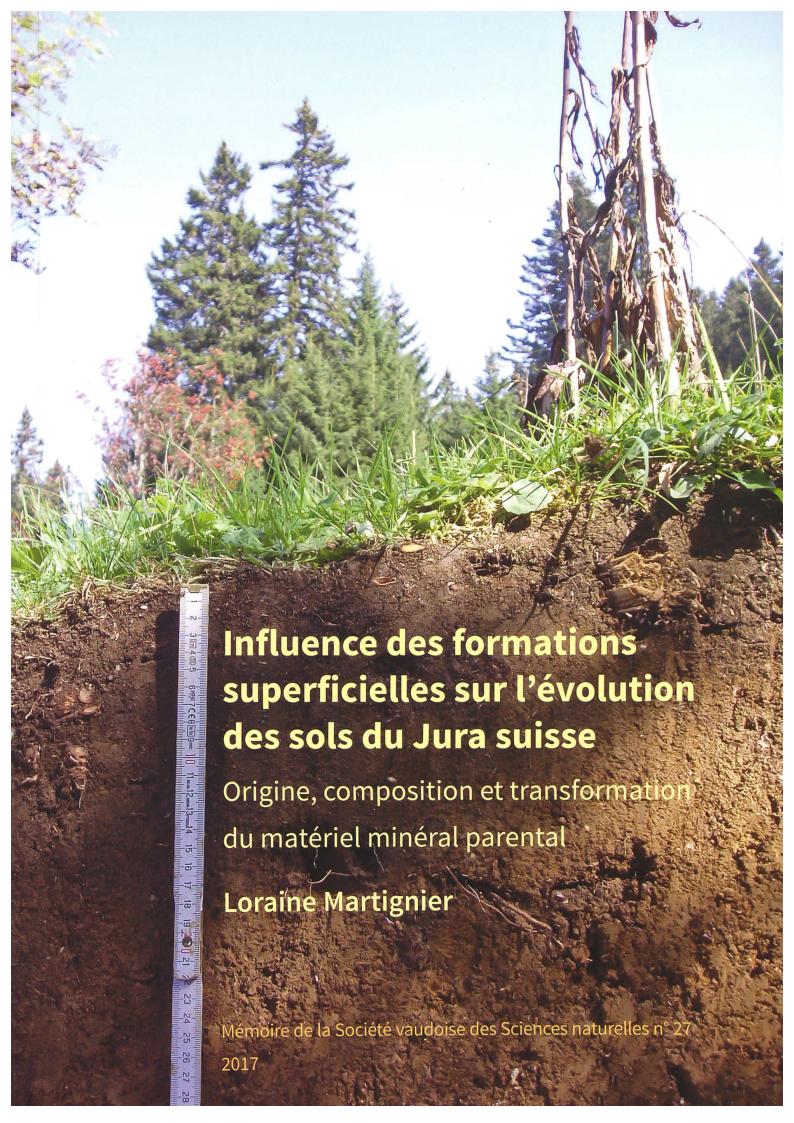
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 27.11.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch





Photos de couverture: Loraine Martignier

La publication de ce volume a bénéficié de l'aide de

Société Académique Vaudoise





Fondation Dr Joachim de Giacomi

sc | nat

Swiss Academy of Sciences Akademie der Naturwissenschaften Accademia di scienze naturali Académie des sciences naturelles Fondation Agassiz

UNIL | Université de Lausanne

Impressum

Rédaction

Olivier Glaizot, Palais de Rumine, Place de la Riponne 6, CH-1005 Lausanne

Mise en page

Mathias Vust, Route de Cossonay 9, 1303 Penthaz

Impression

Artgraphic Cavin SA, CH-1422 Grandson

2017 © Société Vaudoise des Sciences Naturelles, Palais de Rumine, Place de la Riponne 6, CH-1005 Lausanne Droits de reproduction réservés

www.svsn.ch

Influence des formations superficielles sur l'évolution des sols du Jura suisse

Origine, composition et transformation du matériel minéral parental

Loraine Martignier

Ce travail est l'objet d'une thèse de Doctorat déposée à la Faculté des géosciences et de l'environnement de l'Université de Lausanne le 3 mai 2013.

Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles n° 27

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	5
Abstract	6
Chapitre 1. Introduction	7
Chapitre 2. État de la recherche	11
2.1. Contexte général du Jura	11
2.1.1. Géologie, géomorphologie et histoire quaternaire2.1.2. Climat2.1.3. Végétation	11 14 15
 2.2. Sols et pédogenèses 2.2.1. Sous l'influence des assises carbonatées 2.2.2. Autres substrats pour la pédogenèse dans les montagnes du Jura 2.2.3. La fraction argileuse des sols 2.2.4. Roche-mère ou roche-substrat? 	16 16 19 20 21
 2.3. Importance des formations superficielles pour comprendre la pédogenèse jurassienne 2.3.1. Définition des formations superficielles 2.3.2. Autochtonie, allochtonie, parautochtonie 2.3.3. Principales formations superficielles rencontrées dans le Jura 2.3.4. L'étude des formations superficielles 	21 21 22 23 25
2.4. Hypothèses de travail	27
Chapitre 3. Matériel et méthodes	29
3.1. Sites d'étude	29
3.1.1. Combe des Amburnex3.1.2. Côte de Ballens3.1.3. Synthèse3.1.4. Description des profils pédologiques	29 32 36 36
3.2. Méthodologie	37
3.3. Échantillons3.3.1. Échantillonnage3.3.2. Préparation des échantillons	39 39 39
 3.4. Analyses physico-chimiques 3.4.1. pH H₂O 3.4.2. Minéralogie 3.4.3. Granulométrie minérale 3.4.4. Éléments chimiques majeurs et traces 3.4.5. RockEval 3.4.6. Chromatographie ionique 	40 40 40 40 42 42 43

3.5. Traitement des données	43
3.5.1. Déconvolution des pics	43
3.5.2. Préparation des données pour les traitements statistiques	44
3.6. Microscopie	45
3.6.1. Micromorphologie	45
3.6.2. Caractérisation des argiles et autres particules < 2 µm (TEM)	46
3.6.3. Exoscopie des grains de quartz (SEM)	46
Chapitre 4. Résultats	47
4.1. Description des profils de sol	47
4.1.1. Site des Amburnex	47
4.1.2. Site de Ballens	51
4.1.3. Synthèse	59
4.2. Résultats analytiques	60
4.2.1. Site des Amburnex	60
4.2.2. Site de Ballens	66
4.2.3. Caractérisation des roches autochtones	77
4.2.4. Caractérisation des roches allochtones	80
4.3. Observations microscopiques	84
4.3.1. Micromorphologie ciblée	84
4.3.2. Caractérisation de la fraction < 2 μm (TEM)	88
4.3.3. Exoscopie des sables de quartz (SEM)	96
4.4. Description et distribution des matériaux substrat et des formations	102
superficielles le long des deux toposéquences étudiées	102
4.4.1. Site des Amburnex	102
4.4.2. Site de Ballens	103
Chapitre 5. Évolution des matériaux autochtones	107
5.1. Altération et redistribution des matériaux carbonatés	107
5.1.1. Fragmentation et altération chimique	107
5.1.2. Redistribution dans le paysage	110
5.2. Contribution à l'évolution actuelle des sols	111
5.2.1. Traçage de la fraction autochtone dans les sols	111
5.2.2. Influence des matériaux carbonatés sur les processus pédogéniques	114
5.2.3. Rôle des matériaux autochtones dans les sols étudiés	118
Chapitre 6. Évolution des matériaux allochtones	123
6.1. La question des lœss du Jura	123
6.1.1. Signature des lœss d'origine alpine	123
6.1.2. Site des Amburnex : lœss alpins versus lœss locaux	127
6.2. Mélanges avec la phase autochtone	130
621 Les moraines	131

	6.2.2. Les cover-beds6.2.3. Les contaminations parautochtones6.2.4. Site de Ballens: discrimination des influences multiples	133 135 137
	6.3. Contribution à l'évolution actuelle des sols	142
	6.3.1. Traçage de la fraction allochtone dans les sols6.3.2. Influence des matériaux allochtones sur les processus pédogéniques6.3.3. Rôle des matériaux allochtones dans les sols étudiés	142 145 147
Ch	apitre 7. Altération et transformation pédogénétique de la fraction fine dans les sols du Jura	151
	7.1. Le carbonate de calcium	151
	7.1.1. Dissolution de la calcite primaire7.1.2. Formation des carbonates secondaires	151 153
	7.2. Les argiles minéralogiques	155
	7.2.1. Détachement et ouverture des feuillets7.2.2. Séquence d'altération des phyllosilicates dans les sols du Jura	156 157
	7.3. Les oxy-hydroxydes de fer	163
	7.3.1. Origine du fer dans les sols étudiés7.3.2. Redistribution et dynamiques du fer dans les sols	163 165
Chapitre 8. Discussion générale		167
	8.1. Mise en place du paysage : géomorphologie des toposéquences	167
	8.2. Étude des matériaux parentaux complexes	171
	8.3. Influence des formations superficielles sur les dynamiques de pédogenèse	175
	8.4. Rôle des autres facteurs d'influence sur le développement des sols	186
	8.5. Extrapolation au massif du Jura	187
Ch	apitre 9. Conclusion et perspectives	189
Bib	oliographie	193
Rei	merciements	203
An	nexes	205
	Annexe I: Liste des lames minces	207
	Annexe II: Fiches descriptives et résultats analytiques des profils de sol des Amburnex	209
	Annexe III: Fiches descriptives et résultats analytiques des profils de sol de Ballens	230

RÉSUMÉ

Le massif du Jura est essentiellement constitué de roches calcaires. Cependant, l'histoire géomorphologique de la région, en particulier les glaciations du Quaternaire, a fortement remanié les sédiments et constitué une couverture quasi continue de formations superficielles, mélangeant les matériaux autochtones et allochtones. C'est pourquoi l'objectif de cette thèse a été d'étudier l'origine et la nature de ces dépôts minéraux, ainsi que leur influence sur la pédogenèse holocène, le long de deux toposéquences de sol situées de part et d'autre de la première crête du Jura suisse (combe des Amburnex et côte de Ballens).

Les formations superficielles ont été identifiées et caractérisées au travers d'analyses minéralogiques, granulométriques et géochimiques, complétées par l'exoscopie des sables de quartz au microscope électronique à balayage. Les résultats obtenus ont permis de définir trois matériaux sédimentaires de référence: les roches calcaires, les lœss alpins et la moraine silicatée d'origine alpine, matériaux qui se sont par la suite trouvés mélangés sous forme de dépôts périglaciaires et de moraines mixtes incluant des éléments silicatés et calcaires. Les séquences des sédiments le long des deux versants étudiés permettent de reconstituer la chronologie relative de la mise en place des dépôts en lien avec les dynamiques de transport (glaciaire, périglaciaire, éolienne) et l'histoire du paysage depuis le LGM (dernier maximum glaciaire). Le dépôt le plus superficiel (cover-bed) a été formé par des processus de solifluxion, vraisemblablement durant la période froide du Dryas récent (environ 12'600-11'500 ans cal. BP), et constitue le substrat initial pour la pédogenèse holocène.

L'influence de ces formations superficielles sur les processus d'altération et le développement des sols a été abordée grâce aux analyses minéralogiques et aux observations au microscope électronique à transmission des phyllosilicates, ainsi que par la micromorphologie des sols. Pour chaque type principal de matériel parental (calcaire, lœss, moraine silicatée), une dynamique de pédogenèse a été identifiée en fonction des influences respectives du calcium, du fer et de l'aluminium. Ces dynamiques induisent des processus de décarbonatation, de décalcification, de brunification ou de lessivage des argiles dans les sols actuels. Dans la fraction fine des sols (< 2 mm), l'altération des phases primaires de la calcite, des oxy-hydroxydes de fer et des phyllosilicates provoque la transformation ou la reprécipitation de phases secondaires pédogéniques, jouant un rôle primordial dans les cycles élémentaires internes aux sols.

En conséquence, la présente recherche a permis de mettre en évidence que les sols actuels de la Haute-Chaîne du Jura se développent depuis 11'500 ans environ dans des matériaux minéraux parentaux complexes, constitués de sédiments mixtes hérités de la dernière phase glaciaire. Le substrat lithologique calcaire est généralement dissimulé par la couverture sédimentaire, qui, en fonction de son épaisseur, perturbe le lien génétique entre la roche-substrat et les sols sus-jacents à des degrés divers. Les dépôts allochtones provoquent l'apport de minéraux et d'éléments géochimiques exogènes dans les sols, orientant la pédogenèse vers des voies d'évolution peu influencées par les dynamiques du calcium et du carbonate.

ABSTRACT

Jura Mountains are mainly constituted by Mesozoic limestone and marls. However, Quaternary glaciations strongly reworked sediments and left a mantle of mixed autochtonous and allochtonous superficial deposits (regolith) covering the landscape. The aim of this thesis was to study the origin and composition of these mineral deposits, as well as their respective influence on Holocene soil development, along two toposequences of soils situated in the southeastern part of the Swiss Jura Mountains (Amburnex valley and Ballens hillslope).

Superficial deposits were identified according to their mineralogical and geochemical compositions, their grain size distribution, and the surface texture of quartz sand grains observed by scanning electron microscopy. The results allowed the discrimination of three reference sediments: limestone bedrocks, alpine loss deposits, and alpine silicate moraines, which were assorted during the formation of periglacial cover-beds and mixed till deposits (including silicate and carbonate fragments). The observation of sediment sequences along both studied hillslopes enables to reconstitute the relative chronology of superficial deposit settings, related to various transport dynamics (glacial, periglacial or aeolian) and landscape history since the LGM (last glacial maximum). Cover-bed is the most surficial deposit, and consequently the most recent, and was formed by solifluction processes, seemingly during the Younger Dryas cold phase (about 12'600-11'500 years cal. BP). This sediment constitutes the initial parent material for Holocene pedogenesis.

The influence of superficial deposits on weathering processes and soil development was studied through the mineralogical composition of phyllosilicates, completed by observations of clay minerals under a transmission electron microscope and using soil micromorphology. Pedogenesis is characterized by three main dynamics, respectively influenced by Ca, Fe and Al. These dynamics can be related to three main types of mineral parent material (limestone, alpine loss deposits and alpine silicate moraine) and induce the dominance of decarbonation, decalcification, brunification, and clay leaching processes in soils. In the < 2 mm mineral fraction, calcite, phyllosilicates and Fe-oxy-hydroxydes undergo weathering, transformation and precipitation. Secondary mineral phases are formed and seem to play an important role in element cycles inside the soil system.

Consequently, the results obtained during this thesis confirm that present-day soils from the Swiss Jura Mountains are forming since the beginning of the Holocene (about 11'500 years cal. BP). They develop inside complex mineral parent materials, which are constituted by various sediments inherited from the last glacial phase. The limestone bedrock is generally covered by superficial deposits, which disturb the conventional genetic link between soils and their underlying bedrock, and this at various levels according to the regolith thickness. Allochtonous deposits bring exogenous minerals and geochemical elements in soils, and thus re-orientate pedogenesis towards non-calcareous evolution pathways.

CHAPITRE 1. INTRODUCTION

Le système sol

Situé à l'interface entre la lithosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère, le sol est la propriété émergente de l'interaction entre ces quatre compartiments. Sous l'action du vivant, les matières minérales et organiques sont transformées et intégrées intimement pour former le complexe argilo-humique, réserve d'eau et de nutriments utilisable par les plantes, les champignons et les micro-organismes. Le sol est un système complexe dont l'organisation interne est observable de l'échelle du solum entier à celle des liaisons intermoléculaires. Il se situe au cœur de la *critical zone* et joue un rôle primordial dans les cycles des éléments, en contrôlant leur recyclage, leur stockage ou leur mise à disposition pour les organismes vivants, à l'image d'une mince membrane semi-perméable recouvrant les continents (Brantley *et al.*, 2011; WILDING & LIN, 2006).

La critical zone s'étend quant à elle de la canopée des arbres à la limite inférieure de la zone vadose, en incluant les océans. « The critical zone is a complex mixture of air, water, biota, organic matter, and Earth materials. Throughout this zone, chemical reactions proceed both abiotically and through catalysis by organisms, providing nutrients and energy for the sustenance of terrestrial ecosystems » (Brantley et al., 2007). Dans les profondeurs de la critical zone continentale, la roche saine est altérée sous l'action des eaux de percolation provenant de la surface. Cette couche de matériau rocheux altéré mais non encore pédogénisé est la régolithe. Au fur et à mesure que le front d'altération s'enfonce et que les minéraux sont transformés, un gradient chimique se forme entre la roche saine et le sol, favorisant ainsi les transferts de matières et stimulant la vie (Brantley et al., 2007).

L'équilibre dynamique au sein du sol et entre le sol et les grands constituants de la *critical zone* est en constante évolution. Durant les périodes de biostasie, caractérisées par des conditions climatiques stables et une couverture végétale dense et continue (p. ex. de type forêt), l'altération chimique des minéraux est très intense, de même que le recyclage des éléments par les organismes vivants. Les produits exportés par le système sol sont principalement des ions et des particules fines en suspension. En revanche, lors de périodes de rhexistasie, des modifications climatiques (aridification, refroidissement, etc.) induisent des conditions défavorables au maintien d'une végétation continue. Ces périodes sont marquées par une intense érosion physique des sols, puis de la régolithe (Erhart, 1967). Elles permettent un remaniement considérable des sédiments à la surface des continents, favorisant ainsi la création de nouveaux substrats pour la pédogenèse. Actuellement et depuis la fin de la dernière glaciation, la zone tempérée de l'Europe se trouve à nouveau dans une période de biostasie. Cependant, les activités humaines déstabilisent par endroitss le paysage (déboisements, agriculture intensive, constructions, etc.), induisant l'érosion des sols et un retour précoce de la rhexistasie (Van VLIET-LANOË, 2005).

À l'intérieur de la *critical zone*, tous les compartiments sont liés: la régolithe, le sol, ses organismes vivants, la végétation, ainsi que les fluides (air, eau) circulant entre eux. Étudier le sol est en conséquence une démarche complexe, à l'image de l'objet d'étude lui-même, mais néanmoins nécessaire. En effet, le sol est le fondement de tous les écosystèmes terrestres, desquels dépendent la plupart des ressources alimentaires et activités humaines. De plus, la diversité des sols rencontrée à travers le monde est une source considérable de biodiversité et participe pleinement au fonctionnement des écosystèmes. Cependant, et malgré le rôle central du sol dans les activités humaines (mais pas toujours dans les préoccupations des sociétés), son fonctionnement est encore mal connu (Sugden *et al.*, 2004). L'étude des processus pédologiques et des différents compartiments du sol apparaît comme fondamentale dans le but de comprendre

les systèmes sols actuels et passés, et qui permettra peut-être de discerner l'évolution future des sols sous la problématique des changements climatiques et de l'exploitation intensive (LORZ et al., 2011).

Pédogenèse et formations superficielles

La pédogenèse est influencée par cinq facteurs principaux (Jenny, 1941): le matériel minéral parental, la topographie, le climat, le temps, ainsi que les organismes vivants et leurs produits. La présente étude se focalise sur le lien entre le matériel parental et le sol.

Tout d'abord, la notion même de matériel parental est questionnée, en confrontation avec le concept de « roche-mère ». Quel rôle joue le substrat géologique dans le développement du sol, par rapport à la couverture sédimentaire de surface composée des formations superficielles? Existe-t-il des relations antagonistes entre ces différents matériaux minéraux? Plusieurs cas de figure peuvent se présenter (figure 1.1), montrant un gradient de mélange des matériaux entre deux pôles: i) le substrat géologique (et son altérite) non contaminé comme seul matériel parental et ii) les formations superficielles isolant totalement le sol de la roche sous-jacente.

Dans ce dernier cas, le sol se retrouve entièrement déconnecté de la roche-substrat et par conséquent la caractérisation de son matériel parental passe obligatoirement par l'identification des formations superficielles. Dans un deuxième temps, l'influence du matériel parental sur l'évolution de la pédogenèse est investiguée. Comment le substrat géologique et les formations superficielles agissent conjointement sur le développement du sol? Quels processus peuvent se mettre en place en fonction de l'épaisseur, ainsi que de la composition minéralogique et chimique du matériel parental? Dans certains cas, la pédogenèse influencée par les formations superficielles peut se trouver orientée dans des voies d'évolution totalement différentes de celles attendues au regard de la roche sous-jacente. Il faut donc avoir une idée claire de la nature et de l'origine des formations superficielles, ainsi que de leur distribution dans le paysage. L'étude d'une carte géologique ne suffit pas à la tâche, car elle ne reflète que de façon très incomplète, ou souvent sommaire, la diversité de ces formations. En zone tempérée par exemple, la couverture actuelle des formations superficielles est en grande partie héritée de la dernière période glaciaire. En effet, beaucoup de sols furent érodés par les processus glaciaires et périglaciaires, qui redistribuèrent les matériaux et constituèrent ainsi de nouveaux dépôts minéraux. Lors des phases terminales de la dernière glaciation, il y a environ 18'000 ans, le paysage se stabilisa lentement avec la recolonisation par la végétation et le développement des sols put reprendre sur ces nouveaux matériaux. Dans ce contexte, l'étude des dépôts sédimentaires actuels (principalement hérités de la dernière période glaciaire) permet de caractériser l'état initial à partir duquel s'est mise en œuvre la pédogenèse holocène.

Cadre de l'étude : le Jura

Les montagnes du Jura sont très majoritairement composées de roches sédimentaires carbonatées du Mésozoïque. Bien que présentant des faciès différents (calcaires durs, marnes, marnocalcaires), les roches contiennent toutes d'importantes quantités de calcite piégeant une fraction résiduelle argileuse en proportions variables. Au vu de cette relative homogénéité lithologique, les apports allochtones se démarquent de par leur composition silicatée. Sur le flanc sud-est du Jura, la rencontre entre le glacier du Rhône et la calotte jurassienne lors de la dernière glaciation a créé un continuum de moraines composées de matériaux silicatés et carbonatés en différentes proportions. En revanche, les sommets de la première crête du Jura ne furent pas recouverts par les glaces et les seuls apports possibles furent des dépôts éoliens, les lœss, originaires des moraines alpines du Plateau suisse (POCHON, 1978).

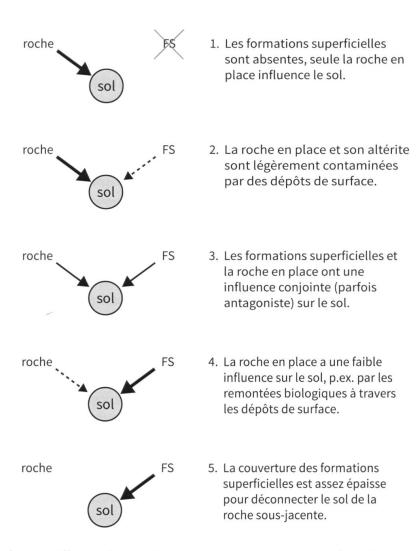


Figure 1.1: Influence différentielle du substrat géologique (roche) et des formations superficielles (FS) sur le développement du sol selon cinq cas de figure.

Ces différents matériaux allochtones vont servir de traceurs pour étudier les mélanges et remaniements incluant des matériaux locaux. De plus, les dépôts allochtones auront sur le développement du sol une influence acidifiante antagoniste à celle de la roche calcaire en place, ce qui favorise l'étude de leur impact sur la pédogenèse.

Dans le présent travail, l'étude de toposéquences de sols situées sur deux versants opposés permet de lier la problématique du matériel minéral parental avec la topographie. En ce qui concerne les autres facteurs influençant le développement du sol, le climat est considéré comme similaire à l'échelle des deux versants étudiés, de part et d'autre de la première crête du Jura. Le temps d'évolution est quant à lui identique pour tous les sols étudiés, c'est-à-dire au maximum 18'000 ans, depuis le retrait des glaces après le dernier maximum glaciaire (*last glacial maximum*, LGM; Magny *et al.*, 2003). Finalement, les organismes vivants et leurs produits ne seront pas traités dans cette étude, mais leur influence est indirectement prise en compte dans l'étude des processus pédologiques à l'œuvre dans le sol.

Structuration de la thèse

La première partie de ce travail présente la problématique générale de la recherche, liée au contexte géologique, morphogénique et pédologique du Jura. Les formations superficielles sont définies et les principaux dépôts rencontrés dans la région sont détaillés. Puis, les deux sites

étudiés sont décrits en détail, ainsi que les profils de sol creusés (chapitres 1 et 2). Finalement, les méthodes utilisées lors de cette étude sont expliquées (chapitre 3).

La seconde partie traite des résultats obtenus par les analyses chimiques et physiques, les observations réalisées au microscope optique et électronique (à balayage et à transmission), ainsi que par la description et l'étude de la distribution des matériaux substrats et de la couverture des formations superficielles le long des deux toposéquences étudiées (chapitre 4).

La troisième partie comprend les interprétations et discussions, organisées en fonction de trois thèmes: tout d'abord l'évolution du matériau autochtone (chapitre 5), puis celle du matériau allochtone et de ses mélanges (chapitre 6), et finalement l'influence de ces divers matériaux sur les processus d'altération et de transformation de la fraction minérale des sols en se focalisant sur trois phases majeures: les carbonates, les phyllosilicates et les oxy-hydroxydes de fer (chapitre 7).

La quatrième partie propose une chronologie de la mise en place des formations superficielles le long des deux toposéquences en tant que matériau parental pour la pédogenèse holocène, en lien avec l'histoire du paysage depuis le Würm (chapitre 8). Les impacts de la composition de ces dépôts complexes sur les dynamiques de pédogenèse sont discutés, de même que la contribution de la roche calcaire sous-jacente. Le concept de l'autochtonie des matériaux est questionné, au regard du rôle joué par la roche-substrat. Pour finir, la conclusion revient sur et résume les apports de l'étude concernant la problématique de l'origine du matériel parental en tant que facteur d'influence prépondérant sur le développement des sols et fait également le point sur les perspectives de recherche (chapitre 9).

CHAPITRE 2. ÉTAT DE LA RECHERCHE

2.1. Contexte général du Jura

2.1.1. Géologie, géomorphologie et histoire quaternaire

Localisation

La chaîne du Jura est située en Europe et se partage entre la France, l'Allemagne et la Suisse (figure 2.1). Le massif, orienté SE-NO, mesure environ 350 km de long et 70 km de large au maximum, soit entre Neuchâtel et Besançon. Le point culminant de la chaîne atteint 1718 m d'altitude au Crêt de la Neige (France).

Formation des roches

Le Jura est composé de roches sédimentaires du Trias, du Jurassique et du Crétacé, reposant sur le socle cristallin. Au Trias (251-200 Ma; ICS, 2010), des niveaux gréseux, salins, gypseux et marneux dolomitiques furent déposés sur le socle hercynien suite à une transgression marine, suivie d'une régression accompagnée d'épisodes évaporitiques. Le Jurassique (200-146 Ma) et le Crétacé (146-66 Ma) connurent une alternance de sédimentation de plateforme carbonatée et de bassin plus profond, influencée par le mouvement des continents et les différentes phases de transgression et de régression de l'océan Thétys. En fonction de l'apport détritique continental et de l'environnement de dépôt (eaux profondes, eaux peu profondes, lagon, récif, etc.), des calcaires, des marno-calcaires ou des marnes sédimentèrent en couches successives au fond de l'eau.

Au cours du Crétacé supérieur (env. 90 Ma), l'émersion des futures montagnes jurassiennes provoqua l'arrêt de la sédimentation marine et permit le développement d'altérites et de sols sous l'influence du climat tropical régnant à l'époque. Les périodes du Paléocène (66-56 Ma) et de l'Éocène (56-34 Ma) qui suivirent furent marquées par une intense érosion continentale. L'érosion physique et les processus karstiques se développèrent dans les calcaires du Crétacé et du Jurassique (Aubert, 1975), alors que le soulèvement généralisé de la région débutait sous la poussée des Alpes en formation.

Plissement du Jura

L'orogenèse alpine se produisit à l'Oligocène (34-23 Ma) et au Miocène (23-5 Ma), engendrée par la subduction de la plaque européenne sous la plaque africaine. L'érosion de la chaîne naissante engendra quantité de sédiments qui s'accumulèrent sous forme de molasse dans une mer peu profonde couvrant l'actuel Plateau suisse. La surrection du Jura au Miocène supérieur (dès 11 Ma) et au Pliocène (5-2.6 Ma) peut être considérée comme une conséquence de l'orogenèse alpine. La poussée provenant de la collision avec la plaque africaine se transmit au travers du bassin molassique helvétique et provoqua le décollement de la série stratigraphique des couches sédimentaires, essentiellement au niveau des roches évaporitiques du Trias. La couverture des roches calcaires se plissa de façon perpendiculaire à la poussée. La compression inégale du massif (plus forte dans la partie centrale qu'aux extrémités) induisit la forme arquée du Jura (ВІСНЕТ & САМРУ, 2009).

Érosion et géomorphologie

La morphologie actuelle du Jura distingue deux zones: la partie interne à l'est et la partie externe à l'ouest. La zone interne, où le plissement fut le plus important, est également appelée Haute Chaîne ou Jura plissé. Elle est composée d'une alternance d'anticlinaux et de synclinaux, dont certains sont en partie remplis par de la molasse tertiaire restée prisonnière lors du plissement

(Aubert, 1975). Dans la partie externe, la déformation fut moins intense et des zones entières de la couverture sédimentaire furent conservées par endroits, induisant une morphologie de plateaux (Jura tabulaire ou zone des plateaux; Aubert, 1965).

Durant toute la durée du plissement, des réseaux de failles se créèrent sous l'action des fortes pressions à l'œuvre. Ces zones de faiblesse de la roche servirent de passage préférentiel pour l'écoulement de l'eau. De par son acidité due à la présence de gaz carbonique dissous, l'eau de ruissellement provoqua la dissolution du carbonate de calcium. L'érosion karstique modifia le relief jurassien aussi bien en surface qu'en profondeur, provoquant l'apparition de dolines, de lapiés, de grottes et de gouffres (Aubert, 1969). Á l'érosion chimique s'ajouta l'érosion physique, qui induisit la fissuration et le démantèlement des calcaires sous l'action du gel (Pancza, 1979), de la végétation, du ruissellement concentré de l'eau, etc.

En conséquence, les roches sédimentaires subirent une érosion différentielle en fonction de leur composition chimique (calcaires durs, marnes), de leur degré de fracturation et de leur disposition dans l'espace. Les roches meubles comme les marnes, plus friables, furent érodées plus facilement que les calcaires massifs. Le résultat de cette altération est visible dans le paysage actuel, où la présence de marnes est souvent révélée par une dépression, alors que les calcaires durs affleurent sur les crêtes jurassiennes.

Glaciations du Quaternaire

Le Quaternaire (dès 2.6 Ma) est caractérisé par une série de dégradations climatiques, marquées par des cycles de glaciations généralisées dans l'hémisphère nord. Dans les Alpes, quatre principaux épisodes ont été décrits: Gunz, Mindell, Riss et Würm. Peu de traces laissées par les deux glaciations les plus anciennes sont encore visibles et il est difficile d'estimer leur envergure et le recouvrement des glaciers. En revanche, lors des deux dernières glaciations, le massif du Jura était partiellement recouvert de glaces. Ces périodes de rhexistasie étaient marquées par une très forte érosion mécanique, due à l'action des glaciers et des processus périglaciaires. Durant les périodes interglaciaires, l'érosion fluviatile et karstique modelait les sédiments abandonnés par les glaciers (moraines, sédiments fluvio-glaciaires, dépôts de grèzes, etc.), ainsi que les bancs calcaires mis à nu.

Durant l'avant-dernière glaciation du Riss (environ 300'000-120'000 BP), les glaciers étaient plus puissants que lors du Würm et recouvraient entièrement le massif du Jura. Une calotte de glace jurassienne coiffait la partie centrale du Jura, où les sommets sont les plus élevés, et s'étendait vers l'ouest jusqu'à la dépression bressane. Au nord et au sud de la calotte jurassienne, l'altitude plus basse du relief a permis à des lobes de glace alpine de franchir le massif du Jura (CAMPY, 1992). Les moraines retrouvées à ces endroits sont composées d'un mélange de roches d'origine alpine (silicates et calcaires) et de roches d'origine jurassienne (calcaires uniquement).

La dernière glaciation du Würm (Pléniglaciaire, environ 80'000-18'000 BP) a fortement remanié les dépôts morainiques antérieurs (Campy & Richard, 1988). Cependant, l'étendue des glaciers était moindre et le front des moraines externes au nord-ouest du massif jurassien est situé entre 10 et 30 km en retrait de celles du Riss (Bichet & Campy, 2009). Cette fois également, des glaciers locaux se sont formés dans les vallées jurassiennes et se sont rassemblés en une calotte centrée sur la vallée de Joux (figure 2.1; Aubert, 1943, 1965; Lagotala, 1920). Cette masse de glace recouvrait la première chaîne du Jura à l'est, à l'exception de quelques sommets émergés (Arn & Campy, 1990), et débordait par endroitss en direction du Plateau suisse (Arn, 1984; Aubert, 1965; Campy, 1992). Elle rencontrait le glacier alpin au pied sud-est du Jura à une altitude située entre 1000 et 1200 m (Arn & Campy, 1990; Du Pasquier, 1892). Á la fin de la glaciation, le retrait des glaciers alpins en direction du Plateau suisse permit aux langues de

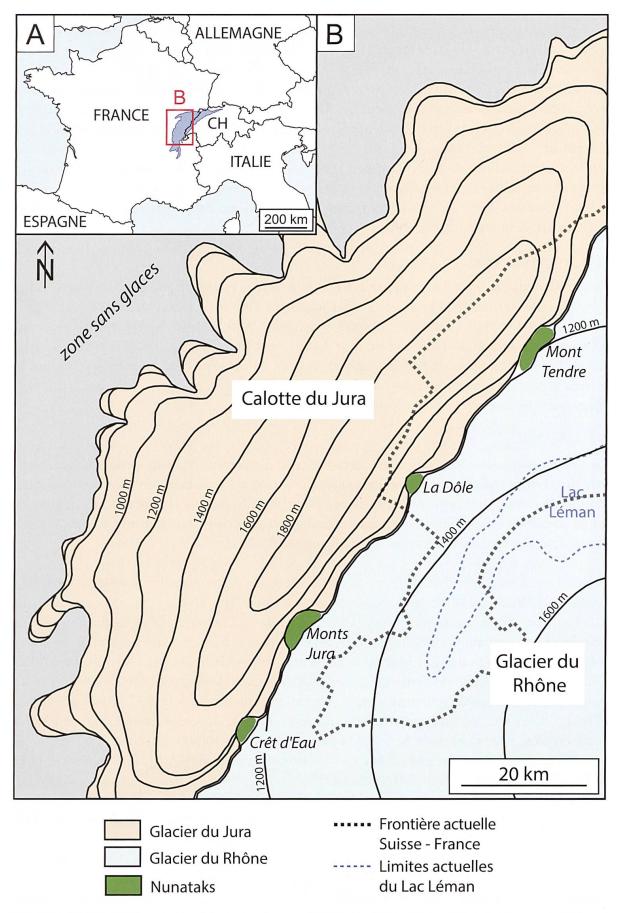


Figure 2.1. (A) Localisation du massif du Jura en Europe. (B) Représentation schématique des glaciers du Rhône et du Jura pendant le dernier maximum glaciaire (LGM, last glacial maximum; modifié d'après BICHET & CAMPY, 2009).

glace jurassiennes une légère ré-avancée, avant de fondre à leur tour (Arn, 1984; Arn & Campy, 1990; Coutterand, 2010; Schardt, 1902).

Sur le Plateau suisse, le glacier du Rhône, en se retirant, abandonna de grandes plaines couvertes de moraine et de farine glaciaire. Les vents catabatiques descendant des glaciers alpins balayèrent ces plaines et emportèrent de la poussière, qui se déposa sur les premières crêtes du Jura (Pochon, 1973, 1978). Les dépôts éoliens, ou lœss, formèrent une couche d'environ 45 cm d'épaisseur (Aubert *et al.*, 1979), qui fut ensuite érodée ou redistribuée. Les lœss restèrent piégés dans les fissures du karst (Pochon, 1978), s'accumulèrent dans des cuvettes ou sur des replats, furent mélangés et soliflués le long des pentes sous forme de *cover-beds* (définition voir § 2.3.3.; Kleber, 1992, 1997; Mailänder & Veit, 2001), ou encore incorporés aux moraines calcaires jurassiennes (Guenat, 1987).

Pédogenèse holocène

La dernière glaciation a provoqué une « remise à zéro » présumée du paysage pédologique dans toute la partie méridionale du massif jurassien. Depuis le début de la déglaciation au Tardiglaciaire (environ 18'000 BP; Magny et al., 2003; Van Vliet-Lanoë, 2005), les sols ont pu recommencer à se développer avec le réchauffement du climat et l'installation de la végétation. Les substrats pour la pédogenèse étaient alors nombreux et variés: moraines alpines et locales, dépôts périglaciaires, dépôts fluvio-glaciaires, dépôts ruisselés, lœss, calcaires dénudés et fragmentés, marnes altérées, etc.

2.1.2. Climat

Les valeurs moyennes annuelles de précipitation et de température sont issues des données fournies par l'Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse (www.meteosuisse.ch) et sont calculées pour la période de référence allant de 1961 à 1990. Les dates caractérisant les transitions entre les différentes périodes du Tardiglaciaire et de l'Holocène sont approximatives et sont données en années calibrées BP (COUTTERAND, 2010).

Références bibliographiques utilisées pour l'écriture de ce paragraphe: Gauthier, 2004; Van VLIET-LANOË, 2005.

Á la sortie du Würm, au Tardiglaciaire (18'000-11'500 BP), la déglaciation eut lieu en suivant une série de fluctuations climatiques. Des périodes plus froides (le Dryas ancien et le Dryas récent) alternèrent avec des périodes plus clémentes comme le Bølling et l'Allerød. Les conditions s'améliorèrent lors de l'entrée dans l'Holocène, au Préboréal (11'500-10'000 BP) et au Boréal (10'000-8'000 BP), pour atteindre l'optimum climatique lors de l'Atlantique ancien (8'000-6'800 BP). La température terrestre moyenne était de 2 °C supérieure à celle de 1960 et les forêts atteignaient l'altitude de 2 500 m dans les Alpes (Van Vliet-Lanoë, 2005). Le climat se refroidit ensuite légèrement durant des périodes suivantes de l'Atlantique récent (6'000-4'700 BP) et du Subboréal (4'700-2'700 BP).

Le climat jurassien actuel (période du Subatlantique 2'700-0 BP) subit les influences de deux courants climatiques distincts: le climat océanique provenant de l'Atlantique à l'ouest et le climat semi-continental provenant de l'est. En fonction de la direction du vent, l'un ou l'autre des deux courants influence les conditions locales, même si l'emprise des vents océaniques reste généralement prépondérante (RICHARD, 1961). Le climat est considéré comme étant humide et tempéré froid, influencé par de forts contrastes thermiques saisonniers (AUBERT, 1969; PANCZA, 1979). Les précipitations sont abondantes dans la plupart des régions. La moyenne annuelle des précipitations se situe aux alentours de 950 mm au pied

sud-est du Jura (Neuchâtel, Nyon), et entre 1400 et 1900 mm sur les sommets (Chasseral, 1599 m d'altitude; La Dôle, 1670 m). Les précipitations sont plus importantes que l'évapotranspiration potentielle, ce qui favorise les processus de lessivage et de lixiviation dans les sols (Havlicek, 1999; Роснон, 1978), ainsi que les phénomènes de dissolution de la roche calcaire (Aubert, 1969).

La température moyenne annuelle du massif jurassien se situe entre 7 et 8 °C (Jamagne, 2011). La variation des températures en fonction de l'altitude induit des moyennes annuelles d'environ 9 °C au pied du Jura (Neuchâtel, Nyon) et autour de à 3 °C aux sommets (Chasseral, La Dôle). La température de l'air est fortement influencée par le vent, notamment sur les crêtes (Pancza, 1979). Dans certaines vallées fermées, telles La Brévine ou les Ponts-de-Martel, l'effet du relief local entraîne la stagnation des masses d'air en hiver et des températures allant jusqu'à -41.8 °C ont été mesurées ponctuellement (La Brévine, 1048 m d'altitude, 12 janvier 1987; www.météosuisse.ch, consulté le 19.03.2012).

2.1.3. Végétation

Références: Gauthier, 2004; Magny et al., 2003; Blant, 2001.

L'évolution de la végétation depuis la dernière glaciation a suivi de près les fluctuations climatiques. Les premières steppes à arbustes nains s'implantèrent au Tardiglaciaire, lors du Dryas ancien (18'000-14'500 BP). Des formations à genévrier, bouleau, pin et saule purent se développer durant le Bølling et l'Allerød, suivies d'une nouvelle période dominée par les steppes lors du refroidissement du Dryas récent (12'600-11'500 BP). L'amélioration climatique générale du Préboréal puis du Boréal permit le développement de forêts de pin et de formations à noisetier. Lors de l'optimum climatique de l'Atlantique ancien, des chênaies mixtes purent s'installer. Les premières activités agropastorales furent également détectées à cette époque. Le léger refroidissement de l'Atlantique récent et du Subboréal causa la régression de la chênaie mixte au profit des forêts de hêtre, sapin et épicéa. Depuis la période du Subatlantique, les activités humaines ont de plus en plus fortement modifié la répartition de la végétation. Le déboisement fut important à partir du Moyen-Âge (HAVLICEK, 1999) et l'exploitation intensive des forêts dura jusqu'au xVIII^e siècle avec la fabrication de charbon de bois (ARNET et al., 2007). Les crêtes du Jura étaient alors presque entièrement déboisées, si bien qu'en 1755 fut déclarée la première ordonnance forestale dont le but était de protéger et revitaliser la forêt. Depuis cette époque, la forêt regagne lentement du terrain.

Aujourd'hui, le massif jurassien est recouvert d'une mosaïque de milieux (pâturages boisés, forêts, prairies, zones marécageuses, etc.) qui se répartissent en fonction du type de substrat calcaire ou cristallin (Richard, 1961), du climat et de l'impact anthropique. Les zones fertiles aux sols profonds et drainant sont majoritairement exploitées pour les activités agropastorales. Le pâturage boisé, typiquement jurassien, occupe presque un tiers de la surface du Jura audessus de 1'200 m (Gallandat et al., 1995; Havlicek, 1999). Les forêts sont quant à elles souvent reléguées aux versants raides, aux lapiés et autres zones aux sols minces ou caillouteux. Elles se différencient en fonction des étages bioclimatiques, variant avec l'altitude et l'exposition (Gallandat et al., 1995). Á l'étage montagnard (650 à 1'300 m), les hêtraies-chênaies thermophiles présentes dans la partie inférieure de l'étage font place à la hêtraie-sapinière dans la partie supérieure. Le sapin blanc (Abies alba), le hêtre (Fagus sylvatica) et l'épicéa (Picea abies) sont les essences dominantes. Au-dessus de 1'300 m, l'étage subalpin est constitué d'un mélange de hêtraie à érable, de pessière subalpine et de mégaphorbiaies. Finalement, sur les substrats imperméables composés de marnes ou de dépôts lacustres ou morainiques, une végétation de marais peut se développer sur des sols hydromorphes.

2.2. Sols et pédogenèses

2.2.1. Sous l'influence des assises carbonatées

La composition et la structure des roches carbonatées composant la majeure partie des séries géologiques du Jura varient entre les bancs sédimentaires. En conséquence, l'influence des calcaires sur le développement des sols se manifeste de manière inégale. L'intensité de l'altération physique de la roche varie en fonction du degré de fracturation des bancs et de leur composition minéralogique. L'altération chimique, quant à elle, provoque la dissolution du carbonate de calcium (ou de magnésium) et la libération de la fraction résiduelle. La haute teneur en calcite contenue dans les roches jurassiennes influence fortement la pédogenèse, notamment par l'effet tampon des carbonates et la présence des ions Ca²⁺ en solution. Les sols se développant sur un substrat carbonaté vont avoir tendance à suivre des processus d'évolution similaires: décarbonatation, décalcification, brunification et éventuellement lessivage des argiles.

Composition des roches carbonatées

Les roches carbonatées sont composées d'une fraction résiduelle (résidu insoluble – RI – ou résidu d'altération) prise dans une matrice de carbonate de calcium et/ou de magnésium (dolomite). La proportion entre ces deux fractions varie en fonction des bancs calcaires. Les calcaires purs comme ceux du Kimmeridgien ou du Séquanien sont composés de plus de 95 % de calcite (Michalet, 1982), alors que les marnes peuvent contenir jusqu'à 50 % de résidu insoluble, composé principalement de phyllosilicates, de quartz, d'oxy-hydroxydes de fer et de matière organique (Pochon, 1978; Gaiffe & Bruckert, 1991).

Altération physique

Le degré de fracturation des roches calcaires est fonction de la qualité et de la quantité du résidu insoluble, ainsi que de la réaction des roches face aux contraintes reçues lors du plissement du Jura (GAIFFE & BRUCKERT, 1990). Les faciès purs contenant < 3 % de RI se sont fracturés selon des réseaux de diaclases. L'érosion karstique a ensuite élargi les fissures préexistantes (formant par exemple des lapiaz), modelant ainsi le réseau poral des roches et dictant les conditions de drainage des sols en surface. Les calcaires contenant entre 3 et 15 % de RI ont quant à eux réagi de façon plus « souple » et ont permis le développement de surfaces en dalle faiblement déformées (GAIFFE & BRUCKERT, 1990, 1991). Les marnes ne furent généralement pas fissurées lors du plissement du Jura. Elles constituent des systèmes compacts et étanches où l'eau stagne, provoquant l'apparition de sols hydromorphes (BRUCKERT & GAIFFE, 1989).

Depuis la mise en place du relief jurassien, les processus de surface ont contribué à fractionner et redistribuer les matériaux géologiques. La cryoclastie notamment joua un rôle important dans la fracturation des roches durant les périodes glaciaires. Actuellement, ce processus est encore actif, mais il est cependant moins efficace que l'érosion chimique (Pancza, 1979). La diminution de la taille des fragments de roche engendre une augmentation de la surface de contact avec l'environnement, soit une plus grande surface réactive. Dans des dépôts sédimentaires tels que les moraines, les colluvions, les alluvions, etc., le matériau minéral à la base de la formation des sols est déjà fortement fragmenté. L'altération des grains calcaires de petite taille sera plus rapide, de même que la libération du résidu insoluble (Guenat, 1987).

Altération chimique

Les eaux de ruissellement se chargent en gaz carbonique dissous lors de leur passage dans l'atmosphère puis dans les horizons supérieurs du sol (équation 1). Dans les couches humifères où l'activité biologique est la plus élevée, la respiration hétérotrophe et la dégradation de la matière organique produisent de grandes quantités de CO_2 , dont la concentration peut atteindre jusqu'à 40 fois celle de l'atmosphère (Verrecchia, 2002). Les réactions de dissolution des espèces carbonatées (équations 2 et 3) jouent un rôle de tampon sur le pH de la solution du sol, par la modification de l'équilibre des carbonates (Gobat *et al.*, 2010; Verrecchia, 2002). Ces réactions sont également influencées par le pH et la température de la solution, les concentrations des espèces ioniques présentes, ainsi la pression partielle de CO_2 .

$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3$$
 (1)

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$$
 (2)

$$HCO_3^- \rightleftharpoons H^+ + CO_3^{-2-}$$
 (3)

L'acidité de l'eau de percolation du sol est également accrue par la contribution des acides organiques libérés par les racines des plantes et la microflore (EGLI & FITZE, 2001; WILLIAMS et al., 2007). Quand cette eau de ruissellement entre en contact avec une surface calcaire, les carbonates de calcium se dissolvent, sous l'action du gaz carbonique dissous (équation 4) ou d'acides faibles (équation 5). De plus, la calcite est partiellement soluble dans l'eau (équation 6). Dans le cas d'un basification de la solution, ces trois équilibres se trouveraient déplacés vers la gauche de l'équation, entraînant ainsi la précipitation de carbonate de calcium. La calcite secondaire ainsi formée (par opposition aux carbonates dits primaires provenant des roches carbonatées) peut précipiter en fonction des conditions physico-chimiques présentes, ou être liée à l'action de la vie.

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^{-}$$
 (4)

$$CaCO_3 + H^+ \rightleftharpoons Ca^{2+} + HCO_3^-$$
 (5)

$$CaCO_3 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + HCO_3^{-} + OH^{-}$$
 (6)

Dans le massif jurassien, la majeure partie (95 %) de la dissolution du carbonate de calcium primaire a lieu à la surface des massifs calcaires, c'est-à-dire dans les sols, au contact sol / roche et dans les fissures de surface de la roche. En revanche, la dissolution est faible (5 %) dans les fissures profondes du karst (Aubert, 1967). Les carbonates dissous, ainsi qu'une partie du calcium, sont lixiviés dans les eaux d'infiltration. En dehors de la zone de surface où a lieu la dissolution, la calcite peut reprécipiter dans les conduits karstiques ou aux exutoires, sous forme de stalactites ou d'encroûtement (travertin) par exemple (Bruckert & Gaiffe, 1989). Dans le sol, l'altération du carbonate de calcium libère la fraction résiduelle des calcaires, ou résidu insoluble. Cette fraction riche en phyllosilicates, quartz et oxy-hydroxydes de fer est également appelée « argiles de décalcification » (Bichet & Campy, 2009) et constituerait le matériau parental pour la pédogenèse en domaine calcaire (Bruckert & Gaiffe, 1980).

L'ablation actuelle des calcaires du Jura est estimée à des valeurs se situant entre 0.05 et 0.1 mm/ an (Aubert, 1967, 1969). La quantité de résidu insoluble libéré lors de l'altération dépend de la composition du matériau carbonaté considéré et influe directement sur l'épaisseur du sol résultant, dans un contexte théorique excluant les apports exogènes et les pertes par érosion. Dans

ces conditions, l'altération de calcaires durs du Kimmerdigien (RI < 2 %) pendant 10'000 ans permettrait la création d'un sol de 2 cm d'épaisseur, en tenant compte de l'incorporation de la matière organique (Atteia, 1992; Dalla Piazza, 1996). Dans le cas de dépôts fluvio-glaciaires (RI = 10 % environ), une altération identique produirait un sol de 30 cm d'épaisseur (Bresson, 1974). Finalement, un sol issu de l'altération de dépôts morainiques du Plateau suisse (RI > 30 %) mesurerait environ 1 m d'épaisseur (Gratier & Bardet, 1980). En conséquence, l'observation dans le Jura de sols de plus de 30 cm d'épaisseur situés sur des dalles de calcaire dur n'est pas explicable par le seul processus de dissolution chimique des roches en place et implique nécessairement la contribution de matériaux exogènes (Dalla Piazza, 1996; Pochon, 1978).

Séquence évolutive théorique sur roche calcaire non marneuse

Dans le cas d'une roche calcaire drainante, en position plane (sans érosion ni rajeunissement du sol), les étapes d'évolution du sol pourraient théoriquement s'enchaîner de la façon suivante (GOBAT et al., 2010; SOLTNER, 1995). Tout d'abord, la fragmentation physique de la roche-mère calcaire provoque l'augmentation de la surface réactive, ce qui favorise l'altération chimique (dissolution des carbonates) et la libération du résidu insoluble. Les sols sont minces et dominés par la fraction minérale. Progressivement, la matière organique s'accumule. Elle est intégrée à la fraction minérale à travers l'activité biologique. Les ions Ca²⁺ libérés lors de la dissolution du carbonate de calcium jouent un rôle capital dans la cohésion du complexe argilo-humique. En revanche, un excès de calcium peut provoquer la précipitation de ciments secondaires de calcite autour des molécules organiques, qui seront ainsi protégées de la minéralisation secondaire (Duchaufour, 1983), engendrant souvent une couleur très foncée des sols calcaires. Sous l'action des organismes du sol, des agrégats se forment et donnent une structure grumeleuse à la terre fine. Dans les horizons minéraux sous-jacents, la matrice du sol se structure sous l'action de l'eau d'infiltration. Des phénomènes de gonflement-rétraction des phyllosilicates gonflants (par exemple des smectites) provoquent la formation d'un revêtement argileux sur les faces des agrégats polyédriques. Au fur et à mesure que le squelette calcaire est altéré et que les produits de la dissolution sont lixiviés, la décarbonatation progresse depuis la surface vers la profondeur et entraîne une légère baisse de pH. De ce fait, les ions Ca²⁺ et les autres cations alcalins et alcalino-terreux (Na⁺, K⁺, Mg²⁺) sont lixiviés progressivement par l'eau de percolation (processus de décalcification). Le fer remplace graduellement le calcium en se liant aux argiles, induisant une teinte brune de l'horizon de structuration (processus de brunification). Dans le cas de sols suffisamment profonds où la recharge en calcium est insuffisante, l'acidification se poursuit par la lixiviation des bases. Le taux de saturation diminue et le complexe argilo-humique se déstructure. Les liaisons entre les composés organiques et minéraux sont fragilisées et la matière organique peut être minéralisée. Le fer et les argiles ainsi libérés sont entraînés depuis les horizons éluviaux supérieurs vers les horizons illuviaux profonds (processus de lessivage des argiles), où ils s'accumulent sous forme de revêtements ferri-argileux dans la porosité du sol.

En domaine jurassien, l'évolution des sols sur roche calcaire non marneuse ne progresse pas plus loin que le stade du lessivage des argiles. Le processus suivant serait la podzolisation, dont la mise en place ne serait possible que dans des substrats décarbonatés épais, avec une végétation acidifiante et dans des conditions de fort drainage. Par rapport à la séquence théorique présentée, le principal facteur limitant est la trop faible épaisseur du matériel décarbonaté, constitué du résidu insoluble de la roche calcaire. Sur roche marneuse, la faible porosité du substrat entraîne le ralentissement de l'infiltration de l'eau, voire sa stagnation. Des sols hydromorphes peuvent se développer, dont les horizons à engorgement constant ou temporaire sont dominés par les processus de réduction et d'oxydation du fer, ainsi que par l'accumulation de matière organique peu dégradée (en surface).

2.2.2. Autres substrats pour la pédogenèse dans les montagnes du Jura

Durant les glaciations du Quaternaire, des sédiments exogènes ont été déposés par endroitss sur le substrat géologique calcaire. C'est le cas notamment des moraines alpines et des lœss. Ces dépôts, dont la composition minéralogique diffère de celle des roches du Jura, peuvent avoir une influence décisive sur l'évolution des sols en entraînant la pédogenèse vers des processus atypiques pour le Jura, comme par exemple la rubéfaction (Bresson, 1974; Guenat, 1987; Jouaffre *et al.*, 1991) ou la podzolisation (Martignier *et al.*, 2007; Richard, 1961; Vadi & Gobat, 1998).

Moraines et dépôts fluvio-glaciaires

Lors de la dernière glaciation, le flanc sud-est du Jura fut le lieu de rencontre entre le glacier du Rhône et les lobes de la calotte jurassienne. Les fluctuations de cette zone de contact entre les deux glaciers ont généré une couverture de dépôts sédimentaires morainiques, fluvio-glaciaires ou glacio-lacustres mélangeant les roches d'origine alpine et jurassienne (Fiore, 2007). Les moraines alpines présentes sur le plateau de Bière ainsi qu'au pied du versant du Jura sont en général carbonatées et riches en minéraux silicatés (Guenat, 1987; Portmann, 1954). En haut du versant (> 1100 m d'altitude), les moraines jurassiennes sont quant à elles composées uniquement de matériau calcaire local (calcaires concassés, résidu d'altération des marnes, anciens sols érodés; Arn & Campy, 1990; Campy, 1992). Entre ces deux types de dépôts morainiques se trouvent des moraines mixtes fortement carbonatées et contenant des proportions variables d'éléments silicatés d'origine alpine. Dans toute la partie sud-ouest du massif du Jura, les moraines laissées par les glaciers jurassiens lors du Würm sont entièrement calcaires. Seules quelques anciennes moraines rissiennes fournissent des éléments alpins, encore reconnaissables dans les sols (Atteia *et al.*, 1995).

Lœss

Au moment de leur dépôt, les lœss étaient vraisemblablement carbonatés, à l'image des moraines du Plateau dont ils sont issus (PORTMANN, 1954). Cependant, du fait de leur texture limoneuse, la décarbonatation fut rapide. Les caractéristiques minéralogiques et granulométriques des dépôts éoliens d'origine alpine diffèrent de celles des roches calcaires jurassiennes et de leur résidu d'altération. Les lœss du Jura, décrits pour la première fois par POCHON (1978), sont caractérisés par les critères suivants:

- Granulométrie dominée par la fraction 16-32 μm.
- Minéralogie de la fraction totale décarbonatée dominée par le quartz et les phyllosilicates. Abondance du groupe des feldspaths, avec une dominance des plagioclases sur les feldspaths potassiques.
- Minéralogie de la fraction 2-16 μm composée principalement de chlorite (> 30 %) et de micas (environ 30 %).
- Présence irrégulière d'amphibole (GOBAT *et al.*, 1989), minéral strictement absent des calcaires jurassiens.

Par la suite, de nombreux auteurs décrivirent des sols se développant à partir d'un double matériau parental: les lœss en surface et les calcaires en profondeur (BRUCKERT & GAIFFE, 1980; DALLA PIAZZA, 1996; HAVLICEK, 1999; MICHALET & BRUCKERT, 1986). En fonction de l'épaisseur d'accumulation des lœss, du degré de fracturation de la roche calcaire sous-jacente, ainsi que de la profondeur d'enracinement de la végétation, les dépôts éoliens ont une influence plus ou moins marquée sur la pédogenèse (HAVLICEK & GOBAT, 1996). Si le dépôt allochtone (en place ou remanié) est peu profond, l'influence de la roche sous-jacente est amoindrie mais non supprimée. Une remontée d'ions Ca²⁺ est possible par les plantes, dont les racines peuvent atteindre l'horizon d'altération de

la roche calcaire. Le calcium est ensuite stocké dans les tissus végétaux et se retrouve dans la litière au moment de la chute des feuilles, ou dans le sol via la biomasse racinaire. La décomposition et la minéralisation de la matière organique permettent le recyclage du calcium dans les couches superficielles du sol (Havlicek et al., 1998). La quantité de calcium adsorbé sur le complexe argilohumique confère à ce dernier une bonne stabilité et s'oppose aux phénomènes d'acidification. En revanche, dans le cas de dépôts allochtones épais empêchant les racines d'atteindre la roche calcaire, des conditions acides peuvent se développer dans les sols, induisant des processus de lessivage des argiles (Aubert et al., 1979; Havlicek, 1999; Michalet & Bruckert, 1986). Un soutirage karstique intense lié à la fracturation de la roche calcaire sous-jacente peut également provoquer la mise en place de processus de lixiviation et de lessivage. La forte quantité d'argiles et de fer contenue dans les lœss et libérée lors de l'altération est favorable à la brunification, mais serait en revanche un frein à la podzolisation (Michalet, 1982). Dans certains cas, les lœss ont été fortement remaniés et mélangés à du matériel d'altération des calcaires (par exemple dans les cover-beds). Les critères d'identification donnés par Pochon (1978) sont alors difficilement applicables et les lœss, bien que présents, sont malaisés à détecter (Atteia et al., 1995; Dubois et al., 1998).

2.2.3. La fraction argileuse des sols

D'un point de vue granulométrique, la fraction argileuse représente les particules de taille < 2 µm. Cette fraction est principalement composée d'argiles minéralogiques, mais également d'oxydes métalliques ou de gels colloïdaux (GOBAT *et al.*, 2010). De par leur petite taille et par conséquent leur grande surface spécifique, ces particules sont très réactives dans les sols (HUBERT *et al.*, 2012). Elles sont des témoins précieux des conditions édaphiques (oxydation, réduction) ou des processus pédologiques (altération, lessivage, précipitation, etc.).

Les propriétés physico-chimiques des argiles minéralogiques sont conditionnées par les interactions de surface ayant lieu à l'intérieur (espace interfoliaire) ou à l'extérieur des minéraux. Ils jouent notamment un grand rôle dans la capacité d'échange des sols, en adsorbant les cations ou les molécules d'eau, ou en se liant à la matière organique humifiée pour former le complexe argilo-humique (Gobat *et al.*, 2010). La grande surface spécifique des argiles leur permet également de réagir aux changements de conditions édaphiques en réajustant leur composition chimique et leur structure (Velde & Meunier, 2008).

Les argiles des sols peuvent être héritées du matériel minéral préexistant, issues de la transformation d'autres minéraux ou néoformées. Les réactions d'altération, de même que la vitesse de ces réactions, sont influencées par le climat (température, régime hydrique) ainsi que par les conditions édaphiques locales. Les argiles contenues dans les roches subissent alors une altération physique (fragmentation, exfoliation) et/ou chimique (dissolution; RIGHI & MEUNIER, 1995). Dans le cas d'une pédogenèse intense se produisant sur une longue période de temps (par exemple en climat tropical ou équatorial), la transformation des argiles évolue jusqu'à un assemblage final composé principalement d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium néoformés. La composition minéralogique des sols aura tendance à converger sous l'influence des conditions climatiques, et ce malgré des types de roche différents à l'origine. Au contraire, dans le cas d'une pédogenèse récente et moins agressive (par exemple des sols se développant depuis la fin de la dernière glaciation en climat tempéré), la composition minéralogique de la roche-mère joue un rôle déterminant dans la composition de la fraction argileuse du sol. L'altération des minéraux hérités est encore incomplète et les argiles sont principalement transformées ou héritées (Duchaufour, 1983; Righi & MEUNIER, 1995). Dans ces conditions, la composition minéralogique de la fraction argileuse des sols conserve un lien génétique avec le matériel minéral d'origine et peut par conséquent être utilisée comme « signature » de ce dernier (BIRKELAND, 1999).

2.2.4. Roche-mère ou roche-substrat?

Les glaciations du Quaternaire ont laissé une empreinte forte dans la zone tempérée de l'hémisphère nord. Durant ces périodes de grands bouleversements climatiques, les dynamiques glaciaires, périglaciaires, éoliennes ou fluviatiles ont redistribué les sédiments et abrasé les sols. Au sortir de chacune de ces périodes de rhexistasie, les paysages sont recouverts d'une nouvelle couche de dépôts minéraux remaniés. Dans de nombreux cas, ces dépôts de surface forment une couche sédimentaire de nature différente de la roche en place (Lorz, 2008; Lorz et al., 2011). Les ruptures entre des couches distinctes de matériaux superficiels sont appelées discontinuités lithologiques (Schaetzel, 1998; Schaetzel & Anderson, 2005; Phillips & Lorz, 2008). Les limites, en général abruptes (parfois marquées par une stoneline; ANDE & SENJOBI, 2010), peuvent être dues à un arrêt de la sédimentation ou à une surface d'érosion. La principale difficulté dans l'identification des discontinuités lithologiques réside dans la discrimination entre une origine sédimentaire ou pédologique, liée dans ce cas à la différenciation des horizons (LORZ & PHILLIPS, 2006). De plus, dans le cas de dépôts successifs faiblement différenciés (en termes de texture, composition minéralogique ou géochimique) ou si la pédogenèse agit sans interruption durant de longues périodes, les discontinuités lithologiques ont tendance à devenir moins marquées et la caractérisation des différents dépôts peut devenir problématique (Lorz & Phillips, 2006).

Les principales dynamiques responsables de la création des ruptures lithologiques sont liées aux domaines glaciaires et périglaciaires (moraines et cover-beds), aux systèmes de colluvions, aux zones alluviales, ou encore aux transports de poussières éoliennes et de lœss (Schaetzl, 2008). Il n'est donc pas étonnant de constater qu'une grande partie des sols actuels évoluent à partir de matériaux parentaux complexes déposés lors de périodes de rhexistasie à large échelle (glaciation) ou d'événements particuliers (éboulement, crue, glissement de terrain). Ces différents dépôts, de même que les contacts entre eux, sont les reflets de l'histoire du paysage et ont une influence cruciale sur les propriétés des sols qui s'y développent durant les périodes de biostasie (Lorz et al., 2011). En conséquence, les sols et la roche sous-jacente ne se retrouvent souvent plus en continuité (RIGHI & MEUNIER, 1995) et les cas de lithodépendance stricte sont finalement rares (Semmel & Terhorst, 2010). Les sols peuvent être partiellement, ou même entièrement, déconnectés de l'influence de la roche, qui ne joue alors plus que le rôle de roche-substrat (Kleber, 1997; Lorz & Phillips, 2006). C'est pourquoi le terme de « matériel (minéral) parental » est préféré à la dénomination de « roche-mère » dans la détermination des facteurs d'influence de la pédogenèse (DEWOLF, 1965). La caractérisation du matériel parental, constitué de roches en place ou de dépôts pouvant être d'origine et de composition variées (formations superficielles), ainsi que des éventuelles discontinuités lithologiques entre ces dépôts, apparaît comme étant absolument nécessaire à l'étude de la genèse des sols actuels en zone tempérée (Cornu, 2005; Lorz & Phillips, 2006; Schaetzel & Anderson, 2005).

2.3. Importance des formations superficielles pour comprendre la pédogenèse jurassienne

2.3.1. Définition des formations superficielles

Les formations superficielles sont des « formations continentales, meubles ou secondairement consolidées, provenant de la désagrégation mécanique et de l'altération chimique des roches, qu'elles soient restées sur place ou qu'elles aient fait l'objet d'un remaniement et d'un transport; et ceci quelles que soient leur genèse et leur évolution » (Dewolf, 1965; Dewolf & Bourrié, 2008). D'un point de vue sédimentologique, ces dépôts de surface forment une « pellicule plus

ou moins continue recouvrant la lithosphère » (Campy & Macaire, 2003). Lors de périodes climatiques favorables, les formations superficielles, liées à des dynamiques de transport d'échelle et d'ampleur variées, se trouvent temporairement stabilisées grâce à la présence de la végétation, permettant ainsi le développement d'un sol. En revanche, elles peuvent être remobilisées à brève échéance (à l'échelle géologique) lors de péjorations climatiques. Pendant chacune de ces périodes, une grande partie de la couverture des formations superficielles préexistantes est remobilisée et remaniée, de sorte que la majorité des dépôts observables actuellement sous nos latitudes est d'âge récent (quaternaire, voire würmien; Campy & Macaire, 1989).

Les formations superficielles sont les témoins des environnements climatiques et des dynamiques de transport qui ont déterminé leur mise en place. L'étude de la nature des formations superficielles, de leur position dans le paysage, de leur succession, ainsi que de leur organisation dans l'espace permet de décrypter l'évolution du relief terrestre et la chronologie relative des événements quaternaires. En tant que dépôts sédimentaires affleurant dans le paysage, les formations superficielles sont situées à une échelle intermédiaire entre la roche et le sol. Elles jouent le rôle de support pour la végétation et les activités anthropiques (agriculture, construction, exploitation des matières premières, etc.) et conditionnent en général la stabilité des terrains, ainsi que l'écoulement ou le stockage de l'eau (Dewolf & Bourrié, 2008; Joly, 1997; Terhorst et al., 2009). D'un point de vue pédologique, les formations superficielles, quand elles sont présentes, tiennent lieu de matériel parental pour le développement des sols, parfois au détriment de la roche-substrat. En conséquence, la lithologie et la répartition de ces dépôts de surface ont une influence prépondérante sur le type de pédogenèse (Tricart, 1978).

Le concept de « formations superficielles » a été développé par les géographes physiciens français vers la fin des années 1950, dans le but d'apporter une réponse aux problèmes posés par l'utilisation et l'exploitation des sols en caractérisant leur matériel parental (Journaux & Dewolf, 1959). Une définition des formations superficielles, ainsi que les principes de base de leur cartographie, furent proposés par Dewolf (1965). De telles cartes furent réalisées pour quelques régions et leur utilité en tant que compléments aux cartes géomorphologiques fut reconnue (Joly, 1974), notamment par le C.N.R.S. qui les jugea intéressantes pour résoudre des problèmes d'urbanisme, d'aménagement rural et d'hydrologie (C.N.R.S., 1981). Cependant, pour des raisons techniques et financières, il fut ensuite envisagé d'intégrer les formations superficielles aux cartes géomorphologiques. À l'heure actuelle, les ouvrages traitant de ces dépôts de surface sont peu nombreux (Campy & Macaire, 1989, 2003; Dewolf & Bourrié, 2008). Des concepts similaires ont été développés par des auteurs allemands, mais ils concernent plus particulièrement les formations de versant mises en place par des dynamiques périglaciaires (coverbeds; Kleber, 1992, 1997). Actuellement, une recrudescence d'articles concernant la nature complexe du matériel parental des sols est observée et le manque de connaissances à ce sujet est fréquemment mentionné (Lorz et al., 2011; Lorz & Phillips, 2006; Phillips & Lorz, 2008; Schaetzl & Anderson, 2005; Semmel & Terhorst, 2010; Terhorst, 2007).

2.3.2. Autochtonie, allochtonie, parautochtonie

Références: Campy & Macaire, 1989, 2003; Dewolf, 1965; Dewolf & Bourrié, 2008; Joly, 1997. Lors de l'altération physique et chimique d'une roche, le produit (solide) de cette altération peut ne subir aucun déplacement, par exemple dans le cas d'une situation topographique plane ou de systèmes géomorphologiques peu actifs. La formation superficielle résultante (altérite) est considérée comme étant en place, et est dite autochtone (figure 2.2). Son évolution est principalement conditionnée par la lithologie de la roche sous-jacente, le climat et la durée de l'altération. Il existe alors un lien génétique entre la formation superficielle et la roche-substrat,

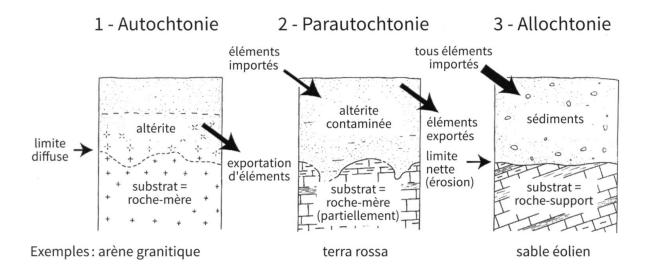


Figure 2.2. Relations entre les formations superficielles et la roche-substrat sous-jacente. Une discontinuité lithologique (surface d'érosion) est présente entre les deux matériaux dans le cas d'un dépôt de surface allochtone (CAMPY & MACAIRE, 2003).

dite « substrat origine » ou dans ce cas « roche-mère ». Si l'altérite est légèrement contaminée, par exemple par des particules éoliennes, la formation superficielle sera alors considérée comme parautochtone. Les transports de matériel le long d'un versant sous l'action de la gravité, du ruissellement diffus ou concentré de l'eau, de la solifluxion, etc., produisent des dépôts sédimentaires dits subautochtones. Ces formations superficielles dépendent de la topographie, de la lithologie des affleurements et des différentes dynamiques du versant. Finalement, dans le cas de formations superficielles allochtones, les matériaux ont subi un déplacement sur de plus ou moins longues distances. Les agents de transport peuvent être variés (dynamique glaciaire, périglaciaire, fluviatile, lacustre, marine, éolienne) et les dépôts sédimentaires résultants sont très diversifiés. En général, la limite entre les formations superficielles et la roche sous-jacente est nette (discontinuité lithologique). La roche est considérée comme « substrat support » et sa contribution aux dépôts de surface est fortement réduite, voire nulle. Dans la zone tempérée, l'autochtonie vraie est peu courante. Dès lors, et afin de comprendre dans quel matériau minéral parental se développe le sol et comment celui-ci peut évoluer, il devient nécessaire d'étudier la couverture de dépôts de surface que sont les formations superficielles, car la caractérisation du substrat géologique se révèle insuffisante.

2.3.3. Principales formations superficielles rencontrées dans le Jura

Les formations superficielles observables dans le Jura sont brièvement présentées ci-dessous : dépôts glaciaires, périglaciaires, éoliens, de versant, fluviatiles, lacustres, résultant de l'altération chimique et physique, et organites. Parmi les grands systèmes géomorphologiques existants sur la Terre, les formations liées aux domaines désertiques, littoraux, volcaniques et tropicaux ne sont pas traitées ici.

Références: Campy & Macaire, 1989, 2003; Dewolf & Bourrié, 2008; Joly, 1997.

Formations glaciaires

Elles sont formées sous l'action de la glace en mouvement. Lors de l'avancée des glaciers, les anciennes formations superficielles sont érodées, ou remaniées et intégrées aux sédiments glaciaires. Trois principaux types de dépôt sont observés dans le Jura:

- Les moraines (frontales, latérales, de fond) datent majoritairement de la dernière phase de glaciation et recouvrent presque entièrement le pied sud-est du Jura (plaquage morainique). Leur composition lithologique varie en fonction de la provenance du glacier qui les a mises en place (glaciers alpins ou jurassiens).
- Les dépôts fluvio-glaciaires sont liés au transport de particules en suspension dans l'eau en contexte glaciaire (eaux de fonte, rivières sous-glaciaires, etc.). Au pied du Jura, de tels dépôts ont été décrits sur le plateau de Bière: le « *Ballens glaciofluvial complex* » (FIORE, 2007).
- Les dépôts glacio-lacustres résultent de la décantation dans des lacs de barrage ou des lacs pro-glaciaires. Les sédiments sont souvent stratifiés (varves) et peuvent être perturbés par des blocs largués par la glace (*dropstones*).

Formations périglaciaires

Ces dépôts sont formés par l'action des alternances de gel et de dégel. Ces dynamiques se rencontrent dans toutes les régions où la température du sol s'abaisse au-dessous de 0 °C pendant une partie de l'année. Elles accompagnent souvent des périodes de glaciation et ont laissé une forte empreinte dans la zone tempérée de l'hémisphère nord.

La gélifraction fragmente et désagrège les roches gélives affleurantes. Les cryoclastes ainsi produits forment des dépôts de grèzes ou de groizes (*scree slope deposits*) au pied des falaises. Le long des versants, différents processus de remaniements et de transport des sédiments peuvent se produire: solifluxion, cryoturbation, cryoreptation, etc. Les dépôts ainsi formés ont été définis comme des *cover-beds* (Kleber, 1992, 1997) et peuvent être différenciés en trois principales couches en fonction de leur profondeur, de leur composition en matériel grossier et de leur texture.

- La « Basal layer », la couche la plus profonde, est issue de la fragmentation de la roche sous-jacente.
- La couche intermédiaire, « *Intermediate layer* », est enrichie en lœss remaniés. Elle est souvent irrégulièrement distribuée dans le paysage, en fonction des zones d'accumulation préférentielle des dépôts éoliens, et a probablement été formée à la fin du Pléniglaciaire ou du début du Tardiglaciaire (MAILÄNDER & VEIT, 2001).
- En surface, la « *Upper layer* » recouvre presque tous les versants dont la pente n'est pas trop raide. Elle est constituée d'un mélange de matériaux remaniés provenant de l'amont de la pente (lœss, cryoclastes, produits de l'altération, moraines, etc.). Son épaisseur moyenne est de 50 cm et elle fut vraisemblablement formée lors du Dryas récent (Mailänder & Veit, 2001; Terhorst, 2007).

Formations éoliennes

Ce sont des sédiments constitués de particules amenées par l'action du vent, seul agent de surface, avec la glace, capable de faire remonter du matériel sur un versant. Les particules éoliennes proviennent de zones d'ablation en partie dénudées de végétation, telles que les zones littorales, désertiques, périglaciaires, certains milieux anthropisés, ou encore lors d'événements volcaniques (cendres). En zone tempérée, les formations superficielles éoliennes les plus fréquentes sont les sables de couverture, les limons des plateaux et les lœss, qui furent mis en place durant les glaciations du Quaternaire. Les grandes plaines proglaciaires couvertes de farine glaciaire ou les systèmes deltaïques furent des zones importantes de déflation éolienne et sources de particules. Une fois déposés sur les reliefs, les dépôts éoliens furent le plus souvent redistribués le long des versants par des processus de ruissellement, de solifluxion, etc. Dans certaines régions du monde (par exemple dans le nord et l'est de l'Europe, ainsi qu'en Chine), les lœss forment

des dépôts de plusieurs dizaines, voire centaines de mètres d'épaisseur (FuYuan *et al.*, 2012; Frechen *et al.*, 2003; Preusser & Fiebig, 2009). En revanche, les lœss du Jura ne sont épais que de quelques dizaines de centimètres (Aubert *et al.*, 1979).

Formations subautochtones de versants: ruissellement et gravité

Ces formations résultent de la redistribution des matériaux le long des pentes, sous l'action de la gravité et de l'eau sous toutes ses formes (gravité assistée). Ces dynamiques sont ici différenciées du contexte périglaciaire. Les sédiments peuvent être distingués en fonction du type de processus de mise en place:

- phénomènes gravitaires purs : éboulis (cône ou tablier), écroulement d'une paroi rocheuse ;
- mouvements de gravité assistée: colluvionnement, coulées boueuses, glissements de terrain, laves torrentielles, loupes de glissement;
- ruissellement de l'eau le long de versants : nappe de surface, infiltrations en profondeur, ruissellement diffus, glacis.

Formations alluviales et lacustres

Elles sont dues aux dynamiques des milieux fluviatiles et lacustres, respectivement. Les dépôts alluviaux sont plus ou moins bien triés en fonction de l'énergie de la rivière et présentent une stratification grossière. Les dépôts lacustres se rencontrent principalement sous forme de dépôts de delta constitués d'éléments grossiers ou de dépôts horizontaux profonds constitués de fractions plus fines. Des masses de sédiments peuvent glisser des flancs du delta et provoquer des turbidites dans les dépôts profonds. Les formations superficielles fluviatiles et lacustres ne sont pas très fréquentes dans les montagnes du Jura, car la majorité des eaux météoriques s'infiltre dans le réseau karstique. Néanmoins, des sédiments lacustres sont observés par endroits au fond de certains synclinaux jurassiens. Par exemple, la présence de craies lacustres dans la région du Locle témoigne d'un paléo-lac datant du Tertiaire, formé alors que le massif du Jura commençait tout juste à se plisser (Burger & Schaer, 1996; Kübler, 1962).

Altération physique et chimique

Les processus majeurs d'altération physique et/ou chimique du matériau minéral rencontrés dans le Jura sont la désagrégation, la fragmentation due aux cycles d'humectation/dessiccation et de gel/dégel et la pédogenèse (décarbonatation des matériaux calcaires, hydromorphie, etc.). Il en résulte une certaine homogénéisation du matériau de départ et une disparition de la structure lithologique initiale. Les formations superficielles identifiées comme telles sont en général en place. Dans le cas d'un remaniement, elles sont alors incluses dans les formations correspondant à la dynamique de transport (formations périglaciaires, de versant, etc.).

Organites

Ce sont des formations résultant de l'accumulation de matière organique (tourbes) en milieu réducteur (marécage, lac). Dans le Jura, elles se retrouvent localement dans des fonds de vallées marneux, où la situation est favorable à la stagnation de l'eau.

2.3.4. L'étude des formations superficielles

L'étude des formations superficielles se trouve au carrefour entre de nombreuses disciplines: géologie, géomorphologie, sédimentologie, stratigraphie, pédologie, hydrologie, et sûrement d'autres encore. Il n'existe pas de méthodes spécifiques associées à l'étude des formations superficielles, mais, du fait de cette interdisciplinarité, une diversité de techniques analytiques prove-

nant des différentes disciplines est applicable (Schaetzl, 2008). Le choix et la combinaison de méthodes peuvent varier pour chaque étude des formations superficielles, ce qui permet encore de nombreuses possibilités de combinaisons analytiques. En général, l'investigation passe par une enquête de terrain, mais les possibilités d'analyse peuvent ensuite varier: télédétection, géophysique, analyses en laboratoire, utilisation des nucléides cosmogéniques, modélisation, utilisation des systèmes d'information géographique (SIG) ou du modèle numérique de terrain (MNT), cartographie (Dewolf & Bourrié, 2008).

Dans la présente recherche, la démarche utilisée ressemble fortement à une approche pédologique, tout en utilisant des techniques couramment appliquées en géochimie et en sédimentologie. Les différentes étapes se sont succédées comme suit: prospection sur le terrain, description des sites et des profils de sol, échantillonnage, analyses en laboratoire, traitement des résultats. Une approche par étude de toposéquences de sol a été choisie afin d'investiguer la répartition des formations superficielles sur un versant, en les considérant en tant qu'objets dynamiques évoluant de façon liée le long de la pente. Les formations sont représentées par une cartographie « en coupe » de chaque toposéquence, en utilisant les principes de base de la cartographie des formations superficielles définis par JOLY (1997).

Toposéquence et catena

L'investigation de séquences de sols distribués le long de versants permet l'étude des relations spatiales entre les sols et leur substrat, c'est-à-dire les formations superficielles (SCHAETZL & ANDERSON, 2005). Une toposéquence reflète une séquence de sol où seule la topographie varie, les autres facteurs (climat, roche-substrat, temps d'évolution, etc.) étant définis comme invariants. Dans la présente étude, les séquences choisies suivent un gradient topographique, mais montrent également une variation du substrat lithologique, plus marquée sur un des deux sites d'étude. En conséquence, les séquences de sols étudiées devraient être définies comme des topolithoséquences. Cependant, dans une idée de simplification, elles seront appelées « toposéquences » dans ce manuscrit.

Selon Tricart (1978), « la topographie est généralement influencée par la lithologie et conditionne les processus morphogéniques qui, par une rétroaction positive, modifient la topographie elle-même et, dans tous les cas, influent sur la mise en place des formations superficielles et interfèrent avec la pédogenèse ». Il est donc important de considérer une toposéquence comme un ensemble dynamique de dépôts sédimentaires, dont la répartition témoigne d'une chronologie relative de mise en place, et qui sont en constante évolution dans le temps (Gerrard, 1992). Bien entendu, les dynamiques géomorphologiques changent au fil des périodes géologiques et les processus en action ne seront pas les mêmes entre une période de glaciation ou une période de biostasie où la couverture végétale est quasi continue.

Le concept original de *catena*, ou chaîne de sols, est dû à MILNE (1936). Une catena est « un ensemble de sols liés génétiquement, chacun d'eux ayant reçu des autres, ou cédé aux autres, certains de ses constituants » (Dewolf & Bourrié, 2008). Une des conditions de base est l'homogénéité du substrat géologique, afin que la différenciation des matériaux soit essentiellement due aux processus pédologiques. En zone tempérée, cette condition n'est que rarement, voire jamais, remplie (Gerrard, 1992). En conséquence, la notion de catena est délicate à appliquer en ce qui concerne l'étude des formations superficielles. C'est pourquoi le concept de toposéquence est préféré dans cette étude.

Cartographie

Les principes de base de la cartographie des formations superficielles sont énoncés dans le Glossaire de géomorphologie (JOLY, 1997). Les dynamiques de genèse et de mise en place des

formations, ainsi que la nature du substrat géologique s'il affleure (cristallin, volcanique, sédimentaire), sont indiquées par des couleurs spécifiques. La texture des dépôts et les processus de formation de ces dépôts sont illustrés par des motifs en surimpression. Les formations superficielles sont prises en compte entre les profondeurs de 25 et 75 cm depuis la surface. Si leur profondeur est inférieure à 25 cm, seul le substrat géologique est indiqué. Au contraire, si elles dépassent 75 cm de profondeur, seules les formations superficielles apparaissent. Dans le cas d'un dépôt de profondeur intermédiaire, les formations superficielles et le substrat géologique sont tous deux représentés, en adaptant l'intensité des couleurs (figure 2.3). Pour la réalisation de cartes de toposéquences en coupe, les mêmes principes de cartographie sont appliqués, mais la représentation des différents dépôts selon la profondeur est plus libre.

2.4. Hypothèses de travail

Le Jura est un massif constitué de roches calcaires. Cependant, l'histoire géomorphologique de la zone, en particulier les glaciations du Quaternaire, a fortement remanié les matériaux et constitué une couverture quasi continue de formations superficielles sur le paysage. Des sédiments allochtones ont été apportés et par endroits mélangés à du matériel local, perturbant ainsi le système autochtone à des degrés divers, l'influence la moins marquée étant la contami-

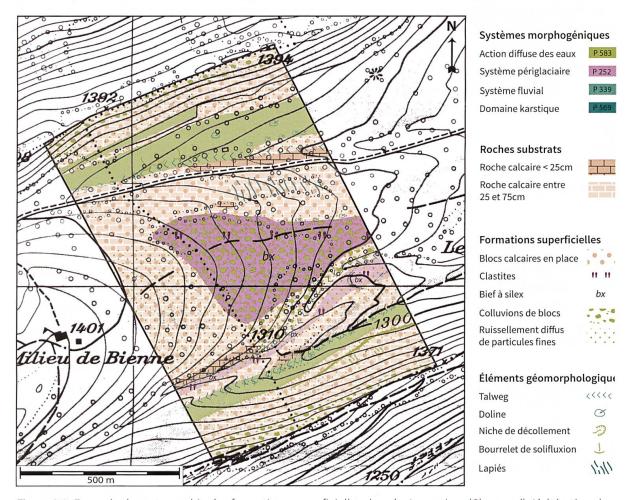


Figure 2.3. Exemple de cartographie des formations superficielles dans le Jura suisse (Chasseral). L'altération des calcaires lithologiques a libéré des fragments de silex, dont l'accumulation liée aux processus périglaciaires forme un dépôt superficiel bien délimité dans le paysage (bief à silex; ARNET et al., 2007). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA16016).

nation du matériel local par des poussières éoliennes actuelles ou anciennes (parautochtonie) et l'influence la plus marquée l'apport de dépôts entièrement allochtones (p. ex. la moraine alpine) sur le substrat géologique calcaire, sans mélange avec le matériel autochtone. Dans ce dernier cas, une rupture nette (discontinuité lithologique) peut être observée entre les formations superficielles et la roche substrat sous-jacente. En conséquence, la relation génétique directe entre la roche-mère et le sol de surface est fortement perturbée. La vision simpliste voulant qu'une roche calcaire engendre un sol calcaire apparaît comme insuffisante et doit être complétée par la prise en compte de la couverture des formations superficielles en tant que matériel parental. Dans ces conditions, la notion d'autochtonie est remise en question et la caractérisation du matériel minéral parental des sols actuels, en tant que matériau complexe aux origines variées, est nécessaire à la compréhension des processus pédologiques en cours.

La présente recherche se focalise sur deux axes principaux:

- la caractérisation des formations superficielles le long de deux toposéquences de sols, en tant que substrat initial à la pédogenèse holocène;
- l'étude de l'influence de ces formations superficielles sur les processus d'altération et la modification éventuelle des voies de pédogenèse.

Pour ce faire, des traceurs potentiels des différentes dynamiques sont investigués, à des échelles variées (observations géomorphologiques de la toposéquence dans sa totalité, étude à l'échelle des profils pédologiques, investigation du matériel grossier, de la terre fine, de la fraction argileuse et distribution des éléments chimiques). La principale difficulté de l'étude réside dans la discrimination de l'influence des processus favorisant l'héritage ou la transformation des composants étudiés. La diversité des méthodes utilisées à cet effet engendre un faisceau de résultats analytiques et d'observations (terrain, microscopie optique et électronique), fournissant ainsi une vision holistique de l'évolution couplée des formations superficielles et des sols.

De plus, la fraction argilo-limoneuse des sols est particulièrement étudiée car elle représente, de par sa composition minéralogique et son état d'altération, un des principaux témoins des phases minérales héritées. Cependant, c'est également la fraction la plus réactive dans le sol et elle sera par conséquent le reflet des processus pédologiques à l'œuvre. L'identification des différentes espèces de phyllosilicates, en lien avec les conditions climatiques et édaphiques nécessaires à leur altération, permet de discriminer les deux origines possibles. La caractérisation de la terre fine (< 2 mm) apporte quant à elle des informations sur la composition totale du sol et permet d'observer les processus majeurs à l'œuvre (décarbonatation, lessivage des argiles, altération), ainsi que les ruptures lithologiques nettes entre les dépôts. Finalement, le squelette des sols (particules > 2 mm) est également investigué, dans le but de reconnaître l'origine des dépôts morainiques ou le type de processus de surface responsable de la fracturation de la roche (cryoclastie, altération, etc.). Tout au long de ce travail, les données issues des analyses en laboratoire sont confrontées aux observations et descriptions de terrain, afin de replacer les résultats dans leur contexte d'étude.

CHAPITRE 3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

3.1. Sites d'étude

Les deux sites d'étude, la Combe des Amburnex et La Côte de Ballens, se trouvent de part et d'autre de la première crête du Jura, à une altitude maximale de 1410 m. L'intérêt de cette position quasi sommitale était de rechercher la présence des lœss (Pochon, 1978), mélangés à du matériel autochtone. Le choix de travailler sur des toposéquences de sols (en l'absence de dynamiques fluviatiles), permet d'étudier ces mélanges le long d'un versant, tout en suivant le transfert des matières du haut vers le bas. Á travers les différents paysages traversés (versants forestiers, pâturages boisés, prairies de fauche), les deux toposéquences permettent l'investigation de diverses unités paysagères typiques de la Haute Chaîne du Jura. Ces différents milieux reflètent également une diversité des processus pédologiques, et par conséquent, une variété des types de sol rencontrés. C'est cette diversité, tout en répondant à une certaine cohérence le long du versant, qui était recherchée dans le choix des sites. Le travail de terrain (prospection, choix du site, sondages, creusage des fosses, description et prélèvement) fut mené durant l'année 2009 aux Amburnex et l'année 2010 à Ballens. Les fosses pédologiques des deux sites furent rebouchées pendant l'automne 2010. Le long de chaque toposéquence, des sondages préliminaires furent réalisés afin d'identifier les unités homogènes du paysage édaphique. L'emplacement des fosses pédologiques fut déterminé suite à cette prospection, en choisissant les endroits qui semblaient être les plus représentatifs de leur unité. Le choix des emplacements n'a pas été réalisé le long d'une ligne exacte, mais de façon préférentielle afin que les différents profils présentent une continuité le long du versant (topographie, substrat, végétation).

3.1.1. Combe des Amburnex

Localisation et contexte général

La zone étudiée est localisée au sud-ouest de la chaîne du Jura, à proximité du col du Marchairuz (VD). La combe des Amburnex, dans laquelle se trouve le site d'étude (coordonnées CH-1903: 508'346, 156'264), est située derrière la première crête du massif jurassien. La toposéquence étudiée se situe sur le bord sud-est de la combe, perpendiculairement au synclinal (figure 3.1). Elle est orientée au nord-ouest et mesure 200 m de long. Le point haut de la toposéquence, à une altitude de 1 410 m, se trouve sur un replat situé dans le versant latéral de la combe. Le point bas atteint une petite dépression marécageuse à une altitude de 1 360 m.

Contexte géologique stationnel

La Combe des Amburnex est un grand synclinal orienté parallèlement à la chaîne du Jura (SO-NE) et présentant une remarquable homogénéité latérale. Le cœur du pli synclinal est constitué de roches du Crétacé, tandis que les crêtes voisines sont composées des calcaires durs du Jurassique (figure 3.1). Le fond de la combe est par endroitss rempli de dépôts quaternaires, principalement des alluvions et de la tourbe.

Le substrat géologique de la toposéquence est essentiellement composé des niveaux du Berriasien et du Valanginien (figure 3.2). Trois sous-unités principales du Berriasien sont identifiées: le Purbeckien, le Calcaire de Thoiry et les couches de la Corraterie (ADATTE, 1988). Le Purbeckien est un niveau marno-calcaire gris, d'une puissance de 25 m, présentant un faciès d'eau douce riche en tiges et d'oogones de characées. Il induit en général la formation d'une combe ou d'un replat identifiables sur le terrain (AUBERT, 1941). Bien qu'il ne soit pas affleurant sur le site

d'étude, sa présence sous-jacente est cependant attestée par la topographie plane du sommet de la toposéquence. Le Calcaire de Thoiry est un calcaire micritique à bioclastes gris-blanc très dur. Plus difficilement altérable, il induit une pente raide dans le versant étudié, où des bancs affleurent avec un pendage d'environ 80° en direction du nord-ouest. Les couches de la Corraterie sont composées d'une succession de calcaires, de marno-calcaires et de marnes. Le Calcaire de Thoiry et les couches de la Corraterie représentent une épaisseur cumulée de 80 à 100 m (FALCONNIER, 1951).

Á la limite entre les niveaux du Berriasien et du Valanginien se trouvent les Marnes d'Arzier, constituées d'une alternance de bancs jaunes et gris, dont certains sont riches en fossiles

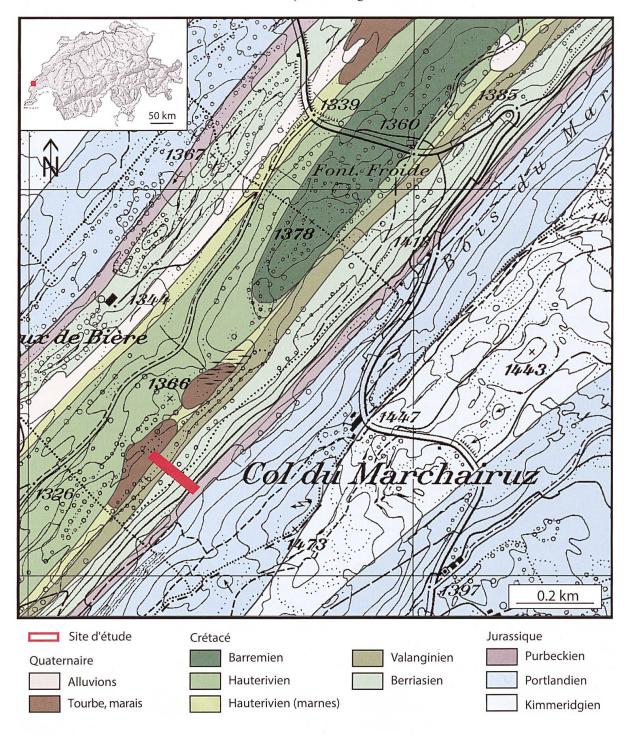


Figure 3.1. Localisation du site d'étude des Amburnex et extrait de la carte géologique du Marchairuz (redessinée d'après Falconnier, 1951). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA16016).

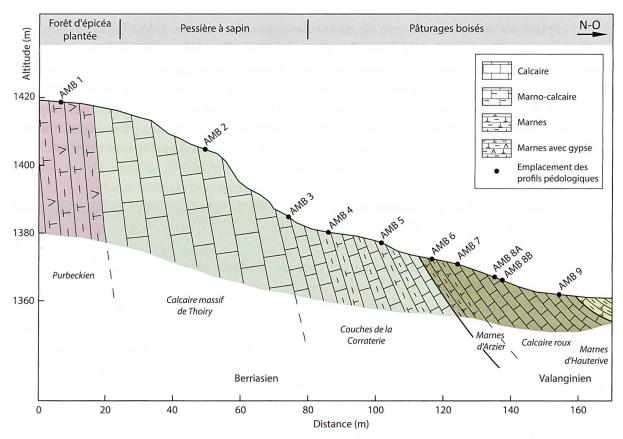


Figure 3.2. Coupe schématique de la toposéquence des Amburnex représentant les différents substrats lithologiques et l'emplacement des profils pédologiques.

(SCHARDT, 1891). Leur épaisseur n'excède pas quelques mètres au Col du Marchairuz (Adatte, 1988). Le Valanginien est quant à lui constitué du Calcaire Roux, calcaire oolithique riche en débris d'échinodermes, en fossiles de brachiopodes et en oxydes de fer (SCHARDT, 1891) dont les bancs décimétriques se délitent facilement en plaques. Un banc marneux intercalaire fossilifère est situé sous le profil de sol AMB 8. La toposéquence se termine avant d'atteindre l'Hauterivien (Marnes d'Hauterive), qui compose le fond de la dépression et y induit des conditions humides. Suite à l'érosion différentielle des substrats géologiques, la topographie du versant est constituée d'une alternance de talus où sont visibles les bancs calcaires affleurants et de replats aux sols plus profonds sur marne.

Description de la toposéquence

Le point le plus élevé de la toposéquence est caractérisé par un replat couvert d'une plantation d'épicéas. La végétation de sous-bois est pratiquement absente et la litière est essentiellement composée d'aiguilles d'épicéa. Le profil AMB 1 repose sur un dépôt morainique entièrement carbonaté identifié comme une moraine jurassienne. En se déplaçant vers le nord-ouest, le replat fait place à une pente raide sous une végétation de type pessière à sapin (VITTOZ, 1998). La roche (Calcaire de Thoiry) affleure en bancs métriques et forme par endroitss de petites falaises. Entre ces bancs fracturés, l'accumulation de litière en décomposition entraîne la formation de sols riches en matière organique (profil AMB 2). Le bas de la pente sous forêt (profil AMB 3) est caractérisé par une accumulation de colluvions (cailloux, pierres, blocs) et de particules fines ruisselées et/ou solifluées. La pente diminue progressivement en atteignant les pâturages boisés, séparés de la forêt par un mur en pierres sèches. La topographie est constituée par une alternance de deux replats (profils AMB 4 et AMB 6) séparés par un petit talus (profil AMB 5B).

Sur les replats, les sols profonds sont situés sur des marnes ou marno-calcaires, alors que dans le talus, les sols minces laissent affleurer les bancs calcaires. Le pâturage montre une tendance humide sur le replat inférieur. Des bosquets d'épicéa sont disséminés le long du talus intermédiaire. Une légère rupture de pente (profil AMB 7) mène au dernier talus de la toposéquence (site AMB 8). Par endroit, des affleurements de cailloux calcaires (Calcaire Roux) révèlent la présence de bancs fracturés. La végétation herbacée indique des conditions plus sèches, notamment sur les buttes caillouteuses. Quelques arbustes et des bosquets d'épicéa sont dispersés dans la pente. Finalement, le point bas de la toposéquence (profil AMB 9) se situe sur un dernier replat jouxtant la dépression. La végétation est de type pâturage non boisé et le sol repose encore sur le Calcaire Roux. Quelques mètres plus loin, en dehors de la toposéquence, une petite plaine marécageuse se développe sur les marnes imperméables (marnes d'Hauterive).

Aucun ruisseau ou talweg n'est observable dans cette partie du versant. Cependant, des signes de ruissellement concentré de l'eau sont visibles en surface dans les pâturages proches de la zone d'étude. Il est probable que lors de fortes précipitations, ces écoulements soient activés et provoquent de l'érosion superficielle. La présence d'une nappe d'eau s'écoulant le long du versant est également observée dans certains profils situés sur des bancs marneux (AMB 4, AMB 6 et AMB 8), profils qui étaient régulièrement remplis d'eau, et ce même pendant la sécheresse de l'été 2010. Le profil AMB 6 avait notamment dû être stabilisé avec des étais suite à l'effondrement de la face situé à l'amont, d'où l'eau suintait.

Intérêt du site

Les substrats lithologiques, ainsi que la végétation (résultant majoritairement de l'action anthropique), sont régulièrement distribués le long du versant SE de la combe des Amburnex où se situe le site d'étude. Il est donc possible d'imaginer que les grands types de formations superficielles et de sols se retrouvent de façon constante sur tout le versant de la combe. La taille de la toposéquence choisie, modeste à l'échelle du paysage (200 m de long et 50 m de différence d'altitude), permet de travailler à une échelle d'investigation très fine. Le long de la toposéquence, le substrat géologique varie beaucoup sur une courte distance (200 m au total). Du calcaire massif, du calcaire roux, des marno-calcaires et des marnes se retrouvent en alternance, façonnant un paysage géologique diversifié. En revanche, cette variété de substrat a été recouverte par un dépôt allochtone soliflué sur toute la pente (cover-bed). Ce matériel fin s'est accumulé de façon préférentielle sur les replats et ne s'est pas maintenu dans les pentes plus fortes. Les horizons superficiels de tous les profils de sols, à l'exception du profil AMB 2, sont constitués de ce dépôt. L'épaisseur varie de 10 à 50 cm et la discontinuité lithologique entre le cover-bed et le matériau autochtone sous-jacent est en général facilement identifiable. L'étude de ces profils rapprochés va permettre de mieux comprendre les processus de mise en place d'un tel dépôt, ainsi que de caractériser sa composition et son homogénéité. En bas de la toposéquence, le site d'étude s'arrête à la limite des marais qui couvrent le fond de la dépression. Si l'étude de l'accumulation de matériaux organiques pouvait se révéler très intéressante comme témoin de l'évolution climatique durant les derniers milliers d'années, cette investigation n'est cependant pas directement liée à la problématique de la présente recherche.

3.1.2. Côte de Ballens

Localisation et contexte général

Le site d'étude se situe sur le flanc sud-est de la première chaîne du Jura, sur la commune de Ballens (VD). La toposéquence est longue de 3.5 km et l'amplitude altitudinale est d'environ

700 m (figure 3.3). Le point haut de la toposéquence, au lieu-dit *Les Prés de Ballens* (514'461, 159'435; 1403 m d'altitude), se situe non loin du Mont-Tendre. Le point bas, quant à lui, se trouve à proximité du village de Ballens sur le plateau de Bière, au lieu-dit *Les Chaux* (517'158, 157'253; 695 m d'altitude). Le climat sur le flanc sud du Jura est légèrement plus chaud et plus sec que celui de la combe des Amburnex. L'effet du relief se fait ressentir le long de la toposéquence, impliquant une diminution des températures et une augmentation des précipitations en altitude.

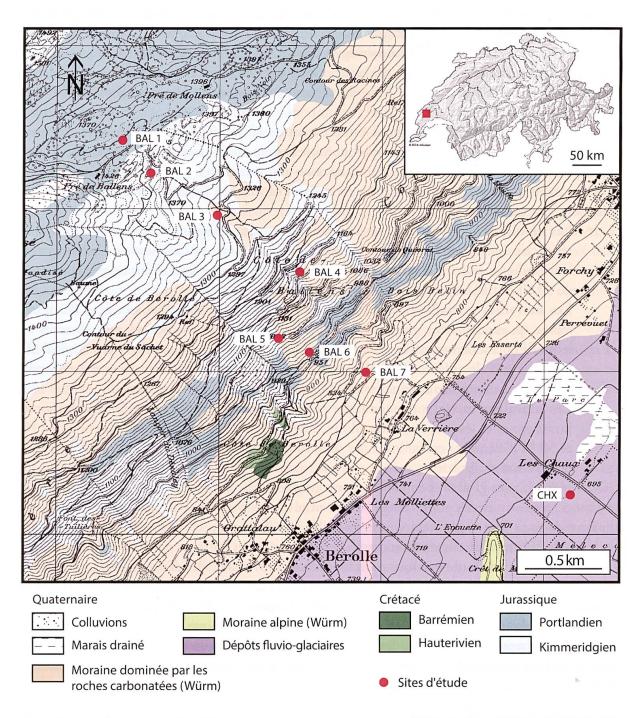


Figure 3.3. Localisation des sites d'étude le long de la toposéquence de Ballens et carte géologique de la zone (redessinée d'après Aubert, 1941; Custer, 1935; Falconnier, 1951; Vernet, 1973). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA16016).

Contexte géologique stationnel

Quatre principaux types de sédiments ou de roche sont observés le long de la toposéquence de Ballens: les roches calcaires en place (Jurassique supérieur), les moraines würmiennes, les dépôts fluvio-glaciaires et les lœss (principalement remaniés).

Les bancs du Kimmeridgien sont des calcaires massifs et compacts d'une puissance de 150 à 200 m. Le Portlandien est également composé de calcaires compacts, parfois dolomitiques, d'une épaisseur de 130 à 150 m (Falconnier, 1951). Ces deux niveaux du Jurassique, très résistants à l'érosion, se retrouvent fréquemment en position sommitale dans le paysage actuel. Ils forment l'ossature de nombreux chaînons anticlinaux, tel que le Mont-Tendre (Aubert, 1941). Le Portlandien forme le substrat du point haut de la toposéquence. En descendant le long du versant, il fait place au Kimmeridgien, puis réapparaît un peu plus bas (entre 900 et 1 000 m d'altitude environ), avant d'être recouvert par les substrats quaternaires. Différents bancs calcaires massifs affleurent le long du versant, présentant un pendage d'environ 30° en direction du sud-est.

Les moraines présentes sur le site d'étude datent de la dernière phase glaciaire du Würm. Cependant, leur composition pétrographique varie fortement, en fonction de leur origine (glacier alpin ou glacier jurassien) et des mélanges ou remaniements qu'elles ont subis. Dans la présente recherche, elles sont départagées en trois catégories, en fonction de leur composition minéralogique actuelle:

- Les moraines carbonatées d'origine jurassienne sont composées exclusivement de matériel calcaire. La terre fine est carbonatée et aucune roche cristalline n'est observée dans le dépôt ou aux alentours (bloc erratique). C'est le cas pour les stations situées au-dessus de 1 100 m (BAL 3 et BAL 4).
- Les moraines cristallines sont entièrement constituées de roches silicatées d'origine alpine (p. ex. quartzite, gneiss, schiste, grès, etc.). Les roches calcaires sont absentes et le profil est totalement décarbonaté. Ce substrat, présent uniquement à la station BAL 6A (950 m d'altitude), a probablement subi une décarbonatation antérieure. Les hypothèses concernant son origine seront discutées plus loin dans ce manuscrit.
- Les moraines mixtes présentent des compositions intermédiaires entre les moraines jurassiennes et les moraines cristallines. Elles sont carbonatées et contiennent entre 10 et 50 % d'éléments cristallins. Elles se retrouvent sur tout le bas du versant, en dessous de 1 100 m d'altitude.

Les dépôts fluvio-glaciaires constituent une grande partie du plateau Bière. Le « Ballens glaciofluvial complex », décrit par Fiore (2007) et situé au sud-ouest de Ballens, est composé de sédiments de transition entre un environnement de type fluvio-glaciaire et glacio-lacustre datant de la fin du Würm. Cette zone devait probablement se situer entre les glaciers du Rhône et du Jura au moment de la fonte et concentrait les eaux en provenance des deux fronts. Ce complexe n'est pas situé directement sur la toposéquence étudiée, mais de tels dépôts sont observés à la station Les Chaux (CHX), sous un dépôt morainique mixte de 70 cm d'épaisseur.

Les lœss originaires des moraines alpines du Plateau et déposés sur les sommets du Jura furent rapidement redistribués par les processus de ruissellement et de solifluxion. C'est pourquoi les dépôts observés sur la toposéquence sont considérés comme majoritairement remaniés et ont par conséquent pu se mélanger à du matériel issu de l'altération des roches locales.

Description de la toposéquence

Le sommet de la toposéquence est situé dans les pâturages boisés des *Prés de Ballens*. La topographie est modelée par la présence de bancs calcaires affleurants, provoquant une microto-

pographie composée de l'alternance de talus raides parsemés de blocs calcaires et de petites dépressions remplies de matériel fin accumulé. La strate herbacée présente des tendances sèches sur les talus et des tendances plus grasses sur les zones planes (pâture et apport d'engrais en granules). Les épicéas, ainsi que quelques autres arbustes, sont principalement cantonnés aux talus, les zones planes étant gardées ouvertes (coupe en fin d'été 2010). Dans les pentes, les calcaires du Portlandien et du Kimmeridgien affleurent et se délitent en blocs décimétriques. Les sols sont minces et organiques (BAL 1) et contiennent des pierres et blocs calcaires jusqu'en surface. Dans les dépressions, l'accumulation de matériel fin redistribué permet le développement de sols plus épais et dépourvus de squelette calcaire en surface (BAL 2). Les conditions acides mesurées (pH 4-5), ainsi que la texture limono-argileuse, indiquent la présence de lœss remaniés, probablement mélangés à des résidus d'altération des roches locales.

En descendant vers le sud-est, les pâturages boisés font place à la forêt de type hêtraie sapinière (*Abieti-Fagenion*; Delarze & Gonseth, 2008). Le hêtre et l'épicéa sont dominants et leurs proportions respectives varient en fonction du climat stationnel. En haut de versant, les conditions plus froides et humides favorisent l'épicéa, accompagné du sapin blanc, alors qu'en bas de versant les conditions plus chaudes et sèches favorisent le hêtre, accompagné de l'érable et parfois du chêne. En haut du versant, la pente est encore faible (< 5°), puis elle augmente au milieu de la côte (environ 20°), avant de s'atténuer en bas de versant. Tout au long du versant, les sols se développent à partir de deux substrats principaux: la roche en place et les moraines. Ces dernières sont entièrement carbonatées au-dessus de 1 100 m d'altitude (BAL 3 et BAL 4) et mixtes en dessous (BAL 5 et BAL 7). Une moraine complètement cristalline est observée dans la partie inférieure du versant, à une altitude de 950 m (BAL 6). Un cas particulier est à signaler en haut de versant, où des poches de matériel fin ruisselé sont observées (site BAL 3), contenant un mélange de résidu d'altération locale et de lœss redistribués.

Le point bas de la toposéquence est situé aux *Chaux*, dans la plaine agricole au nord-ouest de Ballens. La végétation est une prairie semée, composée d'herbacées et de légumineuses. Le champ est actuellement pâturé et fauché. Il n'a pas été labouré depuis 20 ans, mais était autrefois cultivé. La topographie est plane et le sol se développe sur une moraine mixte, elle-même recouvrant des dépôts fluvio-glaciaires sableux et argileux.

Intérêt du site

La toposéquence de Ballens se situe également sur la première crête du Jura, mais elle est quant à elle orientée au sud-est. L'échelle d'investigation est différente de celle du site des Amburnex, de par la taille du transect choisi. Cette fois, le substrat géologique est relativement constant, puisque ce sont les calcaires durs du Portlandien et du Kimmeridgien qui composent l'ensemble du versant. Cependant, la variabilité de la couverture sédimentaire est plus grande qu'aux Amburnex et ses différentes influences pourront ainsi être étudiées. En effet, dans la moitié supérieure de la toposéquence (> 1 100 m d'altitude) se trouvent des sols sur læss et des sols influencés par le substrat calcaire, que ce soit sous forme d'assises géologiques en place ou de moraines jurassiennes entièrement carbonatées. Dans la moitié inférieure (< 1 100 m), en revanche, les différents dépôts morainiques forment une mosaïque où la proportion d'éléments cristallins varie, influençant de la sorte le développement des sols. L'influence du gradient altitudinal (température, précipitations) pourra également être investiguée à travers l'étude des quatre stations situées dans la pente (BAL 4 à 7). Cependant, le substrat minéral et la végétation varient d'une station à l'autre et il ne sera pas forcément aisé de discriminer le rôle des différents facteurs. S'il y a néanmoins une influence, il est attendu qu'elle se manifeste de façon plus marquée sur le comportement et la qualité de la matière organique (Diaz, 2011).

3.1.3. Synthèse

Bien que le massif du Jura soit presque entièrement composé de roches carbonatées, les différents faciès et compositions chimiques des couches lithologiques engendrent une diversité de substrats géologiques. En effet, les calcaires massifs purs, les calcaires roux, les calcaires dolomitiques, les marno-calcaires, les marnes fossilifères, les marnes dolomitiques, ou encore les marnes argileuses n'auront pas le même comportement face à l'altération (fracturation, érosion, gélivité, etc.) et influenceront par conséquent le développement des sols de façon différente. De plus, ces roches-substrat sont en général recouvertes par une mosaïque de formations superficielles, témoins des dynamiques du Quaternaire (moraines, dépôts fluvio-glaciaires, cryoclastes, colluvions, matériel fin soliflué, matériel issu de l'altération chimique des roches, etc.). Á l'hétérogénéité des substrats géologiques s'ajoute donc la diversité de la couverture sédimentaire récente. Dans un tel contexte, discriminer les diverses origines des dépôts sédimentaires et comprendre la variété des processus pédologiques en jeu paraissent indispensables pour appréhender la diversité de la pédogenèse jurassienne.

Les deux sites d'étude reflètent bien ces influences croisées entre le substrat géologique et les dépôts superficiels. De plus, les toposéquences varient de par leur orientation et leur amplitude d'altitude et sont, de cette façon, représentatives d'une part importante de la Haute Chaîne du Jura. Cette étude n'a pas pour but d'extrapoler le comportement édaphique à toute la surface du Jura. En revanche, ces sites « modèles » devraient permettre de mettre en lumière et de mieux comprendre certains des principaux processus à l'œuvre dans la région, plus particulièrement en ce qui concerne l'identification des différents substrats parentaux, leur altération et leur intégration lors de la pédogenèse.

3.1.4. Description des profils pédologiques

Les fosses pédologiques ont été ouvertes sur une surface de départ de 1 m² au sol. La profondeur des profils varie ensuite en fonction de la profondeur du substrat (dalle calcaire en place, marnes, moraine). Pour chaque fosse pédologique, une description de la station et du profil est réalisée (BAIZE & JABIOL, 2011). Avant la description, la face du profil étudiée est rafraîchie. Les horizons sont définis d'après des critères d'observation (couleur, squelette, structure, texture). Chaque horizon est ensuite décrit en détail d'après les critères suivants:

- données stationnelles: lieu-dit, date, coordonnées GPS, altitude, exposition, pente, type de végétation, substrat géologique (d'après la carte géologique), type de formations superficielles;
- données pour chaque horizon déterminé: profondeur, squelette (pourcentage, taille, nature et aspect), structure, texture, couleur (code Munsell), abondance des carbonates (réaction à HCl 10 %), pH (pH-mètre Hellige), abondance et taille des racines, limite et transition avec l'horizon sous-jacent, présence de taches d'oxydo-réduction, de charbons, de carbonates secondaires, ou tout autre élément remarquable.

Une première détermination du type d'horizon est faite directement sur le terrain selon le *Référentiel pédologique* (AFES, 2009). Cette dénomination est complétée suite aux analyses en laboratoire puis le solum est rattaché à une référence. Cependant, toutes les analyses nécessaires à la caractérisation des profils (par exemple la CEC) n'ont pas été effectuées lors de la présente étude, et en conséquence certains rattachements restent incomplets. Dans le cas des sols de type Brunisol ou Organosol, le rattachement à une référence (Brunisol Dystrique ou eutrique, Organosol saturé ou insaturé) est déterminé en fonction des valeurs de pH H₂O, étant donné que le taux de saturation n'a pas été mesuré. Les descriptions de terrain sont accompagnées de photos du profil et de la station, ainsi que d'un dessin schématique du profil

de sol. Les principales caractéristiques des horizons pédologiques sont décrites ci-dessous :

- Horizon A: horizon organo-minéral de surface. L'activité biologique permet l'intégration de la matière organique et la création du complexe argilo-humique, ainsi que le développement d'une structure grumeleuse.
- Horizon S: horizon structural issu de l'altération et de la transformation du substrat minéral primaire. La structure est de type polyédrique et n'est pas liée à l'activité biologique.
- Horizon E: horizon éluvial. Du matériel (fer, aluminium, argiles) a été emporté par la lixiviation ou le lessivage et s'accumule dans des horizons plus profonds (BT).
- Horizon BT: horizon d'accumulation. Le matériel issu de l'horizon E se redépose dans cet horizon. Dans les sols étudiés, il est essentiellement question de l'accumulation d'argiles, auxquelles peuvent être adsorbés des oxy-hydroxydes de fer.
- Horizon C: horizon d'altération minéral de profondeur. Le substrat minéral parental a subi une altération physique et / ou chimique, mais n'a pas encore acquis de structuration pédologique.
- Horizon Mma: roche meuble peu altérée, marnes.
- Horizon R: roche dure peu altérée.
- Horizon D: matériaux durs fragmentés et déplacés où les éléments grossiers dominent (p. ex. moraine).

Des préfixes peuvent être ajoutés au nom des horizons. Les principaux préfixes utilisés dans les sols étudiés sont les suivants :

- -ca: signifie que l'horizon ou la roche est carbonaté (réagit au HCl 10 %).
- -ci: signifie que l'horizon (p. ex. A ou S) est décarbonaté mais encore calcique, riche en ions Ca²⁺(la terre fine ne réagit pas au HCl 10 %).
- -si: signifie que les éléments grossiers sont siliceux (p. ex. Dsi).
- -x: signifie que les éléments grossiers sont mixtes (p. ex. Dx).

Si plusieurs horizons d'un même profil ont des caractéristiques similaires mais doivent être tout de même différenciés, un numéro est rajouté au nom de l'horizon (p. ex. Sca1, Sca2). Dans le cas où une rupture lithologique est observée dans un profil, c'est-à-dire que la présence de deux ou plusieurs dépôts minéraux parentaux est identifiée, un chiffre romain est ajouté avant le nom de l'horizon. Les dépôts sont numérotés depuis le plus récent (en surface) jusqu'au plus ancien (en profondeur). Le chiffre I n'est pas indiqué.

3.2. Méthodologie

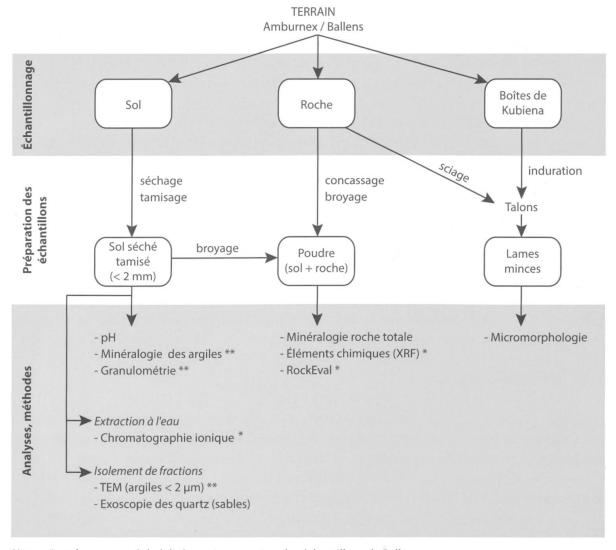
En ce qui concerne l'étude des formations superficielles, l'identification de l'origine des matériaux parentaux repose sur une « signature » de ces dépôts minéraux donnée par les analyses suivantes : minéralogie, granulométrie minérale et composition en éléments chimiques (figure 3.4). Afin d'investiguer plus en détail la composition de la fraction minérale fine (argiles et limons fins) ainsi que les transformations qu'elle subit dans les sols, l'analyse de la minéralogie des fractions < 2 μm et 2-16 μm est effectuée. L'observation de la fraction < 2 μm au microscope électronique à transmission (*Transmission Electron Microscope*; TEM) permet de visualiser certaines de ces particules et d'examiner leurs interactions et leur état d'altération. Des analyses complémentaires sont ensuite effectuées pour répondre à des questions spécifiques, comme l'exoscopie des grains de quartz au microscope électronique à balayage (*Scanning Electron Microscope*; SEM) ou la micromorphologie ciblée. Lors de plusieurs analyses, les échantillons de sol et de roche calcaire sont entièrement décarbonatés dans le but de pouvoir comparer la composition du résidu insoluble.

Les méthodes utilisées sur tous ou une partie des échantillons sont les suivantes:

- minéralogie (roche totale, fractions < 2 μm et 2-16 μm);
- granulométrie minérale;
- pH H₂O;
- observation de la fraction < 2 μm au microscope électronique à transmission (échantillons sélectionnés);
- micromorphologie (échantillons sélectionnés);
- exoscopie des grains de quartz (échantillons sélectionnés).

De plus, des données supplémentaires sont disponibles pour le site de Ballens (DIAZ, 2011). Les analyses effectuées uniquement sur les échantillons de Ballens entrent dans les catégories suivantes:

- composition des éléments chimiques majeurs et traces;
- pyrolyse RockEval;
- chromatographie ionique sur les cations extraits à l'eau.



Note: * analyses ayant été réalisées uniquement sur les échantillons de Ballens;

Figure 3.4. Tableau synthétique représentant les étapes se succédant depuis le travail de terrain jusqu'aux méthodes analytiques, en fonction du type d'échantillonnage réalisé.

^{**} analyses ayant également été réalisées sur des échantillons de roches calcaires, après décarbonatation de fragments concassés.

3.3. Échantillons

3.3.1. Échantillonnage

En fonction du type d'analyse prévue, l'échantillonnage a été réalisé sous trois formes différentes : le sol (bulk), les roches et les boîtes de Kubiena.

Le sol

L'échantillonnage s'est fait de manière systématique, en suivant les limites d'horizons décrits quand cela était possible. L'intervalle d'échantillonnage est de 10 cm. Il a été adapté à 5 cm à la surface des profils (horizons plus minces) et à 20 cm en profondeur (horizons d'altération plus épais). Quand la transition entre deux horizons est distincte, l'échantillonnage évite dans la mesure du possible de les mélanger. En revanche, quand la transition est graduelle ou la limite sinueuse, le prélèvement se fait en respectant la profondeur, d'où l'apparition d'échantillons de transition. L'échantillonnage est réalisé de bas en haut du profil de sol, afin de ne pas contaminer les horizons sous-jacents. Pour chaque échantillon, entre 500 g et 1 kg de terre sont prélevés dans des sachets en plastique. Chaque échantillon est désigné en fonction du nom du profil dont il provient, suivi par la profondeur d'échantillonnage en cm (par exemple AMB3 5-10).

Les roches

Quand le substrat géologique en place est atteint au fond du profil, un fragment de roche est prélevé. D'autres échantillons de roche sont également collectés quand cela est jugé intéressant (moraines, colluvion, etc.). Les roches prélevées sont désignées en fonction du nom du profil dont elles sont issues, suivi par la lettre « R » (par exemple AMB9-R).

Les boîtes de Kubiena

Cette technique est utilisée pour récolter des échantillons de sol non perturbés, dans le but de les indurer et de préparer des lames minces. De petites boîtes en plastique d'environ 3 x 4 cm sont enfoncées directement dans la face rafraîchie du profil de sol, aux endroits jugés intéressants (limites d'horizon, changements de texture ou de couleur, taches, carbonates secondaires, etc.). Les boîtes sont ensuite ressorties avec soin afin de ne pas modifier la structure interne du sol. La terre dépassant de la boîte est enlevée à l'aide d'un couteau. La profondeur d'échantillonnage et l'orientation de la boîte sont indiquées. Avant de pouvoir être indurées, les boîtes de Kubiena sont conservées au frais.

3.3.2. Préparation des échantillons

Les échantillons de terre sont séchés à l'air libre ou dans une étuve à 40 °C pendant plusieurs jours. Ils sont ensuite tamisés à 2 mm afin de séparer la terre fine du squelette. Ce dernier est gardé pour d'éventuelles observations ultérieures. Une partie de la terre fine (entre 15 et 20 g) est broyée à l'aide d'un broyeur à agate jusqu'à l'obtention d'une poudre fine et régulière (< 40 µm). Les échantillons de roche sont sciés avec une scie circulaire à diamant afin de former des talons, qui sont utilisés pour la confection de lames minces. La roche restante est sciée ou concassée en petits morceaux, en enlevant dans la mesure du possible la surface altérée de la roche. Ces morceaux, une fois secs, sont également broyés à l'agate. Pour les roches calcaires, une partie des fragments est conservée et utilisée pour les analyses minéralogiques et granulométriques après décarbonatation. Les boîtes de Kubiena sont percées et lyophilisées, puis indurées avec de la résine sous pression. Les talons ainsi obtenus sont utilisés pour la confection de lames minces.

3.4. Analyses physico-chimiques

3.4.1. pH H₂O

La mesure du pH est réalisée dans une solution aqueuse (pH $\rm H_2O$), afin d'évaluer l'acidité actuelle du sol. Le pH $\rm H_2O$ est mesuré dans une solution d'eau déminéralisée, en respectant un rapport de masse de 1:2.5 pour respectivement la terre fine tamisée et l'eau. Entre 5 et 20 g de terre sont utilisés en fonction de la quantité d'échantillon disponible. La solution est agitée à intervalles réguliers pendant deux heures avant que la mesure du pH ne soit effectuée. Pour les échantillons de Ballens, la solution ainsi obtenue est filtrée (filtres Exapure en nylon 0.45 μ m) et stockée au congélateur après l'ajout d'une goutte d'acide nitrique concentré suprapur pour éviter toute précipitation. Ces échantillons sont ensuite analysés par chromatographie ionique.

3.4.2. Minéralogie

Les analyses minéralogiques sont réalisées grâce à la méthode de diffraction des rayons X (*X-Ray Diffraction*; XRD), d'après le principe de la loi de Bragg. Le protocole d'analyse se réfère à la méthode développée par ADATTE *et al.* (1996). Deux types de préparation sont réalisés sur les échantillons: l'analyse de la roche totale et celle des argiles minéralogiques (fractions < 2 µm et 2-16 µm).

Roche totale (RT)

La composition minéralogique totale des échantillons est déterminée à partir de poudres de sol et de roche. La poudre (environ 2 g) est compressée dans un portoir, de façon à obtenir une surface plane. Les pastilles sont ensuite analysées à l'aide d'un diffractomètre ARL Xtra (Thermo). Les diffractogrammes résultants représentent l'intensité du rayon diffracté en coups par seconde (cps) en fonction de son angle d'incidence (°20). Les intensités des pics correspondant aux minéraux identifiés sont relevées, puis converties en abondance relative pour chaque minéral. Le dosage quantitatif des minéraux est réalisé à partir de standards externes. Les minéraux amorphes ou mal cristallisés (par exemple certains oxy-hydroxydes de fer ou phyllosilicates) ainsi que la matière organique ne peuvent pas être quantifiés et sont inclus dans la fraction indosée.

Argiles minéralogiques (fractions < 2 µm et 2-16 µm)

Cette préparation est réalisée sur les échantillons de sol (terre fine tamisée à 2 mm) et les fragments de roches calcaires. Environ 15 g d'échantillon sont ré-humectés, puis décarbonatés à l'aide d'acide chloridrique (HCl) 10 % dans un bain à ultrasons pendant 3 minutes. Le résidu est ensuite lavé avec de l'eau distillée afin d'enlever l'excédent de HCl. La solution est centrifugée à 3 000 tours/min pendant 10 minutes afin de récupérer le culot. Ce cycle est répété jusqu'à obtention d'un pH neutre. Les fractions < 2 μ m et 2-16 μ m sont séparées par centrifugation en fonction de la loi de Stokes et sont coulées sur des verres de montre distincts, puis séchés à l'air. Avant d'être analysés au diffractomètre, les échantillons < 2 μ m subissent un traitement au glycol, dans le but de pouvoir mieux distinguer les phyllosilicates gonflants. L'identification des pics se fait de la même façon que pour la roche totale. Cependant, les résultats obtenus sont relatifs car des standards externes ne sont pas utilisés pour doser les phyllosilicates des fractions < 2 μ m et 2-16 μ m.

3.4.3. Granulométrie minérale

Les analyses granulométriques sont réalisées sur les échantillons de sol tamisés à 2 mm et les fragments de roche calcaire. Les échantillons carbonatés sont traités à HCl 10 %, puis le maté-

riel résiduel est lavé de la même façon que pour l'analyse minéralogique des argiles (§ 3.4.2.). Le culot est récupéré dans de l'eau et transféré dans des flacons en plastique. Pour les échantillons non carbonatés, environ 0.3 g de terre sont pesés dans des flacons en plastique. La matière organique est détruite à l'aide de peroxyde d'oxygène 35 % (H_2O_2) dans un bain-marie à 50 °C. Le pH est contrôlé durant la réaction, afin d'éviter la déstructuration des argiles (pH < 3-4). La réaction est stoppée après une semaine et l'excès de H_2O_2 est évaporé. Du dispersant (hexamétaphosphate de sodium ou Calgon) est ajouté aux échantillons, qui sont ensuite agités pendant 12 heures. Les mesures sont réalisées selon la méthode de la diffraction laser sur un appareil Mastersizer 2000 (Malvern), en utilisant le module Hydro 2000S par voie humide. Les tailles des particules analysées sont calculées en utilisant l'approximation de Fraunhofer. Les résultats sont exprimés en pourcentage relatif du volume des particules, en fonction des classes granulométriques définies. Trois intervalles de taille différents sont utilisés pour calculer les classes granulométriques:

- 5 classes « pédologiques »: 0-2 μm, 2-20 μm, 20-50 μm, 50-200 μm et 200-2000 μm.
 Ces classes, qui correspondent respectivement aux argiles, limons fins, limons grossiers, sables fins et sables grossiers, sont fréquemment utilisées dans le texte pour décrire les textures des horizons.
- 12 classes « sédimentologiques »: 0-1 μm, 1-2 μm, 2-4 μm, 4-8 μm, 8-16 μm, 16-32 μm, 32-63 μm, 63-125 μm, 125-250 μm, 250-500 μm, 500-1000 μm, 1000-2000 μm. Les valeurs obtenues pour ces 12 classes sont principalement utilisées lors de la réalisation de traitements statistiques (CAH, ACP).
- 100 classes logarithmiques: espacement régulier des intervalles selon l'échelle logarithmique, entre 0.01 μm et 2 mm. Ces classes granulométriques servent à reconstituer les courbes de distribution des échantillons. Elles permettent d'obtenir une meilleure résolution graphique, autorisant ainsi la déconvolution des courbes.

Les tailles granulométriques ainsi obtenues sont converties en unités Φ selon la formule suivante (Pettijohn *et al.*, 1973; tableau 3.1):

taille en
$$\Phi$$
 = - \log_{10} (taille en mm) / $\log_{10}(2)$

Tableau 3.1: Correspondance entre les valeurs calculées en unités Φ et en μ m.

Φ	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
μm	2000	1000	500	250	125	83	32	16	8	4	2	1

La très petite prise d'échantillon nécessaire pour cette analyse pose un problème de représentabilité par rapport à l'échantillon total. Différentes méthodes de prélèvement ont été testées (quartage, prise au hasard) et des réplicats (n = 5) ont été réalisés. Il s'est avéré que la prise d'échantillon par quartage présentait un écart-type plus élevé que la prise non quartée, c'est-à-dire « au hasard », directement dans le sachet d'échantillon mélangé (figure 3.5). En conséquence, cette dernière technique a été préférée pour sa simplicité. L'écart-type de la prise non quartée présente une répartition régulière et des valeurs < 1.1 % pour chacune des douze classes granulométriques testées (classes « sédimentologiques »). Il a de ce fait été décidé de ne pas réaliser de réplicats pour l'ensemble des échantillons. Le biais créé lors de la prise non quartée est considéré comme étant du même ordre de grandeur pour tous les échantillons, ce qui permet de les comparer. En revanche, il semble que les sables soient régulièrement sous-estimés lors de cette analyse.

Échantillon AMB6 160-180

Moyenne et écart-type (n=5)

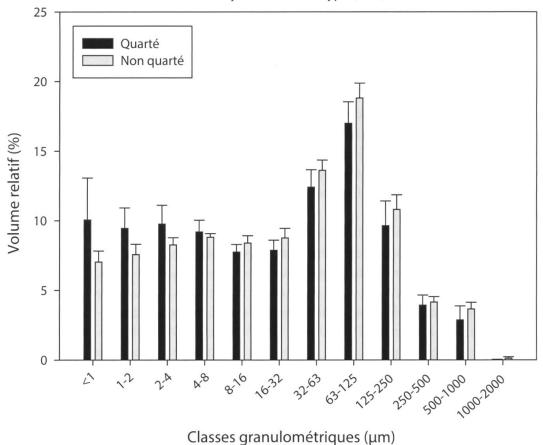


Figure 3.5. Résultats des analyses granulométriques réalisées sur l'échantillon AMB6 160-180 selon deux méthodes de prise d'échantillon (quartage et prise non quartée; n=5). La prise non quartée (« au hasard ») présente un écart-type plus faible que la prise quartée. Les fractions argileuses sont sous-estimées et les fractions sableuses légèrement surestimées dans la prise non quartée, par rapport à la prise quartée.

3.4.4. Éléments chimiques majeurs et traces

Entre 10 et 15 g d'échantillon de sol et de roche en poudre sont mélangés à du Mowiol 2 %, pressés sous forme de pastilles et séchés à 105 °C. Les échantillons sont analysés selon la méthode de la fluorescence aux rayons X (X-ray fluorescence; XRF) par un appareil FRX Philips PW2400. Les éléments légers (poids moléculaire < fluor) ne sont pas dosés par cette méthode. Une perte au feu à 1050° C permet de corriger la masse de l'échantillon lors du dosage des éléments majeurs et traces. Le pourcentage des éléments en traces et majeurs est calculé avec la méthode UniQuant, qui comporte une erreur standard de 50 ppm. Cependant, une plus grande précision n'était pas nécessaire du fait des objectifs de cette étude. Les éléments majeurs sont donnés en pourcentage relatif d'oxydes, puis convertis en pourcentage par élément. Les éléments dosés sont les suivants:

- majeurs: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P;
- en traces: S, V, Cr, Ni, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, Pb.

3.4.5. RockEval

La pyrolyse RockEval permet de caractériser le degré d'évolution des matières organiques matures dans les sols et les sédiments de manière semi-quantitative (DISNAR et al., 2003; SEBAG et

al., 2006). Les échantillons en poudre (entre 10 et 60 mg selon le taux de matière organique) sont chauffés graduellement dans un four. Deux étapes successives interviennent: une première phase de pyrolyse sous atmosphère inerte (N₂) et une seconde phase d'oxydation en présence d'oxygène. Les résultats obtenus et utilisés dans la présente étude sont le pourcentage de carbone organique total (TOC) et de carbone minéral (Cmin). Le TOC est calculé comme la somme du carbone pyrolysé et oxydé.

3.4.6. Chromatographie ionique

Les cations en solution aqueuse extraits lors de la mesure du pH (\S 3.4.1.) sont dosés par chromatographie ionique grâce à un appareil ICS-2100 (Dionex). Dans les échantillons de sol de Ballens, les ions dosés sont le sodium, l'ammonium, le potassium, le magnésium et le calcium (en mg / L). Les résultats sont ensuite transformés en mg / g de sol, en fonction de la masse de l'échantillon (5 g ± 0.005 g), corrigée par la teneur en humidité résiduelle, et du volume d'eau (12.5 ml) utilisés pour l'extraction.

3.5. Traitement des données

3.5.1. Déconvolution des pics

Minéralogie (fraction < 2 µm)

Lors de l'analyse minéralogique de la fraction < 2 µm, il est souvent difficile d'identifier les différents phyllosilicates présents dans les échantillons de sol. En effet, sous l'action de la pédogenèse, ces minéraux sont altérés et transformés, et les formes intermédiaires sont nombreuses et souvent mal cristallisées. Pour améliorer l'identification des pics relatifs à ces minéraux, la portion du diffractogramme traitant des pics primaires des phyllosilicates (entre 4 et 11°20 environ) est déconvoluée séparément à l'aide du logiciel PeakFit[™] (Systat Software Inc.). La partie du diffractogramme correspondante est isolée et lissée par une fonction utilisant la transformée de Fourier. Chaque échantillon est ensuite traité par la méthode des résidus. Des courbes de type Pearson VII sont ajoutées manuellement, puis les courbes sont ajustées automatiquement jusqu'à l'obtention d'une corrélation satisfaisante avec le diffractogramme d'origine (coefficient de détermination $R^2 > 0.95$). Le mode de chaque courbe est représentatif d'un minéral donné et l'amplitude du pic représente l'abondance de ce minéral. Cette technique permet de différencier les minéraux suivants: smectite, chlorite, interstratifiés illite-vermiculite-Al-Fe (IV-Al-Fe), interstratifiés illite-vermiculite (IV), interstratifiés illite-smectite (IS1 et IS2) et micas.

Granulométrie

Les courbes granulométriques obtenues lors de l'analyse par diffraction laser sont souvent polymodales. La déconvolution de ces spectres avec le logiciel PeakFit™ permet d'individualiser les différentes populations de grains qui composent la courbe totale d'un échantillon (figure 3.6). La déconvolution est réalisée manuellement selon la méthode des résidus, en utilisant des courbes gaussiennes. Ces dernières sont ensuite ajustées par le logiciel afin d'atteindre une corrélation adéquate (coefficient de détermination R² > 0.95) avec le spectre d'origine. Chaque courbe gaussienne est caractérisée par son mode et son aire (abondance relative du volume de la population de grains). La totalité des modes identifiés est représentée dans un histogramme de fréquences et un nombre restreint de classes « dominantes » est choisi (entre 5 et 6 modes principaux). Ces modes synthétiques sont ensuite utilisés pour caractériser la distribution des populations de grains pour chaque échantillon, en fonction de leur abondance relative.

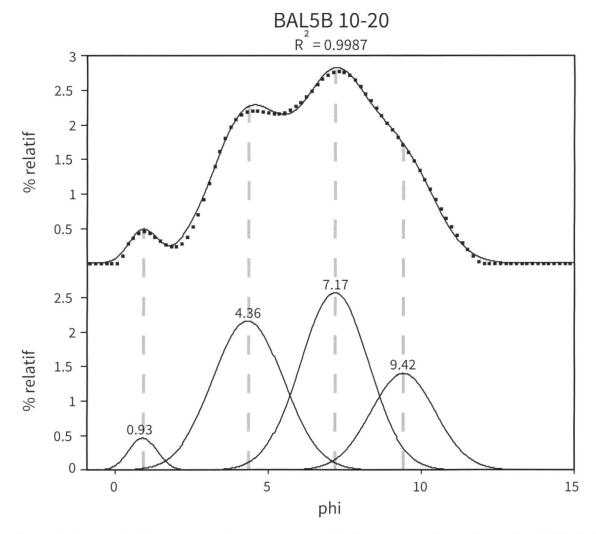


Figure 3.6. Exemple de déconvolution d'une courbe de distribution granulométrique (échantillon BAL5B 10-20). Les quatre courbes gaussiennes représentent quatre populations distinctes de grains, identifiées par leur mode granulométrique (en unités Φ). La courbe résultant de l'assemblage de ces quatre modes identifiés présente un coefficient de détermination $R^2 > 0.99$ par rapport à la distribution d'origine.

3.5.2. Préparations des données pour les traitements statistiques

Avant de pouvoir effectuer différents traitements statistiques sur les données, ces dernières doivent être préparées dans le but d'éviter la création d'artéfacts ou de fausses corrélations. Dans le cadre de ce travail, les principaux traitements statistiques utilisés sont la classification ascendante hiérarchique (CAH) et l'analyse en composantes principales (ACP), réalisées à l'aide du logiciel Matlab.

Données closes à 100 %

Les données closes sont fréquemment rencontrées lorsque les résultats sont exprimés en pourcentages relatifs (p. ex. données granulométriques ou minéralogiques). Or, dans de telles conditions, les variables ne sont pas indépendantes entre elles et les résultats des traitements statistiques sont faussés. En conséquence, les données doivent être transformées avant leur utilisation (AITCHISON, 1999; TAUBER, 1999). Dans le cas des données granulométriques, la transformation par *isometric log-ratio* (ilr) est choisie, permettant la génération de coordonnées dans un système orthogonal (PAWLOWSKY-GLAHN & EGOZCUE, 2006). La transformation ilr est réalisée à l'aide du logiciel CoDaPack 2.0 (Comas-Cufí & Thió-Henestrosa, 2011). Les analyses en

composantes principales (ACP) peuvent ensuite être exécutées en utilisant les données ilr. Dans le cas des données minéralogiques, le problème est évité en utilisant pour les statistiques les valeurs brutes des intensités de chaque minéral en coups par seconde (cps), au lieu des pourcentages relatifs calculés.

Données présentant de grands écarts de valeur au sein d'une même variable

En fonction de la variabilité des échantillons, des écarts considérables entre les valeurs minimale et maximale peuvent être observés au sein des variables. Si cet écart est $> 10^3$, la transformation logarithmique suivante est appliquée aux données:

$$x_t = \log_{10}(x_i + 1)$$

où x_t représente les données transformées et x_i les données initiales. Cette transformation permet la conservation des valeurs nulles et réduit le poids des valeurs fortes.

Normalisation des données

Dans le cas où les traitements statistiques sont appliqués à un jeu de données mélangeant des variables exprimées en unités différentes (par exemple le pH, la minéralogie ou la profondeur), les données sont centrées-réduites avant de procéder aux analyses. La normalisation des données est réalisée en soustrayant à chaque valeur la moyenne de la variable considérée, puis en divisant par l'écart-type, comme suit:

$$x_t = (x_i - \mu) / \sigma$$

où x_t représente les données transformées et x_i les données initiales, et μ et σ respectivement la moyenne et l'écart-type de la variable considérée. Les données résultantes présentent une moyenne de 0 et un écart-type de 1 au sein de chaque variable (distribution de la loi normale centrée-réduite).

3.6. Microscopie

3.6.1. Micromorphologie

Les lames minces de sol sont observées et décrites au microscope optique sous une lumière polarisée (*Plane Polarized Light*; PPL). Les structures cristallines (minéraux et cellulose principalement) sont identifiées en utilisant la lumière analysée (*Cross Polarized Light*; XPL) et la façon dont les différents cristaux réfléchissent la lumière lors de la rotation de la platine. Les principaux critères de description des lames sont les suivants (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010): le type de structure, la taille et la forme des agrégats, la porosité, la présence et la répartition de grains minéraux (squelette), la présence de racines et de boulettes fécales, la teinte, la texture et l'arrangement du matériel fin (matrice) et les éléments figurés. Ces derniers comprennent par exemple les revêtements argileux liés au lessivage des argiles, les revêtements ferreux autour des racines, les amas de carbonates secondaires, les nodules indurés, etc. Dans le cadre de la présente étude, il a été décidé de réaliser une étude micromorphologique ciblée, c'est-à-dire se focalisant sur certains éléments choisis en fonction de questionnements précis, plutôt qu'une description détaillée de chaque lame mince de sol.

3.6.2. Caractérisation des argiles et autres particules < 2 µm (TEM)

La fraction décarbonatée < 2 µm de certains échantillons de sols et de roches calcaires est observée au microscope électronique à transmission. Une goutte de la solution préparée pour l'analyse minéralogique des argiles (§ 3.4.2.) est posée délicatement sur une grille en cuivre avec microfilm de carbone. Cette dernière est insérée dans un microscope Phillips CM-200 équipé d'une caméra haute résolution et situé au CSEM à Neuchâtel. Les manipulations et analyses sont effectuées par le Dr M. Daddras du CSEM. Les observations au microscope sont réalisées à une accélération de 200 KV et toutes les images sont prises à une distance de travail de 360 mm. Sur certaines particules, des observations en mode haute résolution (HR-TEM) sont réalisées. Le but est notamment de discerner les feuillets des phyllosilicates et de mesurer la distance interfoliaire, caractéristique de ces minéraux. Des analyses en micro-diffraction permettent d'étudier l'état de cristallinité sur un point précis d'une particule. Une sonde EDS (pour *Energy Dispersive X-ray Spectrometer*) permet l'analyse de la composition chimique des particules observées.

3.6.3. Exoscopie des grains quartz (SEM)

Des échantillons de sol et de roche calcaire sont sélectionnés en fonction de leur pourcentage relatif élevé en sables, d'après les résultats des analyses granulométriques. Entre 10 et 20 g de sol sec tamisé sont réhumectés et mis à agiter une nuit dans des flacons en présence de dispersant. Les agrégats résiduels sont écrasés et les échantillons sont tamisés à l'eau. Les fractions 63-125, 125-250 et > 250 µm sont conservées. Si nécessaire, la matière organique est détruite par ajout d'eau oxygénée. Les fragments de roche sont décarbonatés en utilisant du HCl 10 %, puis le résidu est lavé et tamisé de la même façon que les sols. Les fractions sableuses sont séchées à l'air libre, puis montées sur des portoirs et couvertes d'or et de carbone. Les échantillons sont observés à l'aide d'un microscope électronique à balayage de type Tescan Mira LMU. Une sonde EDS permet d'effectuer des analyses chimiques *in situ* afin de discriminer les grains de quartz des autres particules minérales (silicates, oxy-hydroxydes de fer, plagioclases, etc.). Les grains de quartz sont caractérisés par leur forme (anguleux, sub-anguleux, arrondis, ronds, carriés) et par les marques présentes à leur surface. Ces dernières sont décrites en se référant au travail de LE RIBAULT (1977). L'état des marques (polies, fraîches) ainsi que leur position (sommet, arête, face) et leurs éventuels chevauchements sont indiqués.

CHAPITRE 4. RÉSULTATS

4.1. Description des profils de sol

Cette section décrit brièvement les profils de sol étudiés, en fonction des caractères macroscopiques observés sur le terrain. Dans certains cas, des observations microscopiques (lames minces) ou des résultats analytiques (pourcentage d'argiles ou de matière organique) sont utilisés pour compléter ou justifier certaines appellations. Les descriptions détaillées des profils sont disponibles en annexe sous forme de fiches pédologiques. Dans le texte ci-dessous, ainsi que sur les fiches pédologiques, les valeurs données pour le pH pour chaque horizon sont mesurées directement sur le terrain grâce au pH-mètre Hellige. Il est donc possible que ces valeurs divergent un peu de celles mesurées en laboratoire (pH H₂O) et présentées plus loin dans les paragraphes traitant des résultats analytiques.

4.1.1. Site des Amburnex

Neuf fosses pédologiques ont été ouvertes le long de la toposéquence (figure 4.1). Dans deux d'entre elles (AMB 5 et AMB 8), la limite entre deux couches géologiques aux faciès différents a été mise à jour. C'est pourquoi les observations et/ou descriptions de terrain ont été réalisées sur plusieurs faces de la fosse, justifiant le dédoublement de certains profils (p. ex. AMB8A et AMB8B). Au total, dix profils de sol ont été décrits et analysés. Ils sont présentés brièvement ci-dessous, dans l'ordre allant du haut de la toposéquence vers le bas.

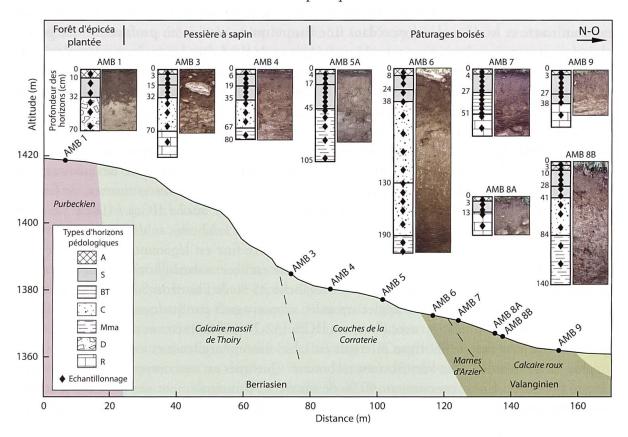


Figure 4.1. Coupe schématique de la toposéquence des Amburnex représentant les substrats lithologiques, l'emplacement des profils de sol et le type de végétation. Les profils étudiés (excepté AMB 2) sont illustrés par une photo et leur séquence d'horizons (nomenclature des horizons selon AFES, 2009). Les profondeurs moyennes des points d'échantillonnage du sol et de la roche sont indiquées.

Le profil AMB 1 est un Calcosol. Il se trouve sur le replat au point haut de la toposéquence, dans une forêt plantée d'épicéa. La litière, composée d'aiguilles d'épicéa et de mousses mortes, est discontinue. Les deux premiers horizons AcaSca (0-10 cm) et Sca (10-32 cm) se développent dans un dépôt de surface de texture limono-argileuse très pauvre en éléments grossiers. Le pH est de 5-6 dans ces horizons, qui sont légèrement carbonatés. La transition avec l'horizon sous-jacent est très nette et de forme ondulée, avec quelques taches de mélange. Le troisième horizon, IIDca (32-70 cm), est une moraine carbonatée. Elle est composée de 50 % de pierres, cailloux et graviers calcaires aux arêtes émoussées. La terre fine est de texture sablo-argileuse et son pH est de 6-7.

Le profil AMB 2 est un Organosol insaturé. Il est situé dans le versant boisé, sur un étroit replat entre deux bancs calcaires redressés (Calcaire de Thoiry). La forêt est de type pessière à sapin et la végétation basse est dominée par les myrtilles et les mousses. Le bois mort est très abondant à la surface du sol, ainsi que dans le profil. La séquence d'horizons est la suivante: OF / OH / Aciho / AcihoRca. Les horizons OF et OH ont une épaisseur cumulée de 8 cm. Ils contiennent de nombreuses racines et du mycélium. La transition est diffuse avec l'horizon Aciho (5-30 cm), dont la texture n'a pas pu être évaluée sur le terrain en raison de la trop grande quantité de matière organique. La structure est grumeleuse, les racines sont toujours nombreuses et le squelette est absent. Le pH est < 4 et l'horizon n'est pas carbonaté. Le dernier horizon AcihoRca (30-55 cm) a une texture limoneuse et une structure grumeleuse. Les racines de toutes tailles sont toujours abondantes, de même que les hyphes de champignons. Le pH est de 5-6 et la terre fine est carbonatée à partir de 50 cm de profondeur. La roche calcaire en place est dominante et le sol se développe dans une fissure qui se rétrécit en profondeur. Ce profil, majoritairement organique, n'a pas toujours été pris en compte dans les analyses minéralogiques et granulométriques car la forte proportion de matière organique masquait les caractéristiques de la fraction minérale. Le taux de saturation du complexe argilo-humique n'a pas été mesuré en laboratoire et le nom d'Organosol insaturé reflète le pH bas (< 4) de l'horizon Aciho.

Le profil AMB 3 est un Calcosol. Il se trouve en bas de pente et est fortement influencé par les colluvions et le matériel fin ruisselé. La forêt est clairsemée à l'approche des pâturages et la strate herbacée est bien développée. La litière est composée de mousses mortes, de feuilles d'érable et d'herbacées. Les horizons décrits sont: Aca / Sca1 / Sca2 / IICca / IIRca. Les trois premiers horizons, Aca (0-3 cm), Sca1 (3-15 cm) et Sca2 (15-32 cm), se développent dans un dépôt de texture limoneuse. Le pH est de 5-6 et la terre fine est légèrement carbonatée. Les racines de toutes tailles sont nombreuses. Le squelette est absent dans l'horizon Aca et très peu présent dans l'horizon Sca1. Il représente en revanche 25 % de l'horizon Sca2, principalement sous forme de blocs calcaires aux angles arrondis, accompagnés par quelques pierres et cailloux de même nature. La transition avec l'horizon IICca (32-70 cm) est nette et suit une stoneline de gélifracts. La terre fine de l'horizon inférieur est sablo-limono-argileuse et a une structure particulaire. Le pH est de 6-7 et l'horizon est carbonaté. Quelques racines moyennes et grosses sont encore présentes. L'horizon contient 40 % de squelette, principalement des gélifracts calcaires aux arêtes vives. Á partir de 70 cm, la roche en place du Berriasien est présente et se délite en gros blocs.

Le profil AMB 4 est un Brunisol dystrique. C'est le premier profil dans les pâturages boisés, où la pente est d'environ 10°. Ce profil de sol ne contient presque aucun élément grossier, ce qui est étonnant au vu de sa situation en bas de versant. Six horizons ont été décrits: A / Sg

/ S / Sca / IICca / IIMmaca. Les deux premiers horizons, A (0-2 cm) et Sg (2-6 cm), ont été réunis pour les analyses, du fait de leur faible épaisseur respective. Ces horizons sont limoneux, ont un pH de 5 et ne sont pas carbonatés. La transition entre les horizons A et Sg est nette et visible par un changement de structure et de couleur, dû à la présence de nombreuses taches d'oxydo-réduction dans l'horizon Sg. L'horizon S (6-19 cm) est également limoneux. Son pH est de 4 et il est décarbonaté. La transition est nette avec l'horizon suivant, Sca (19-35 cm). Ce dernier est de texture argileuse et contient quelques charbons et des débris de fossiles. Son pH est de 5 et il est carbonaté à partir de 26 cm de profondeur. C'est un horizon de transition entre le dépôt de surface et les marnes altérées du Berriasien en profondeur. Les deux derniers horizons, IICca (35-67 cm) et IIMmaca (67-80 cm), sont de texture sablo-argileuse et de structure massive. Le pH est de 6-7 et quelques taches de carbonates secondaires sont observées dans le dernier horizon. Ce profil appartenant au groupe des Brunisols a été déterminé comme étant un Brunisol dystrique au regard du pH de l'horizon S, étant donné que le taux de saturation du complexe d'échange n'a pas été mesuré. La même remarque est valable pour tous les profils de type Brunisol décrits sur les deux sites d'étude.

Le profil AMB 5A est quant à lui un Brunisol dystrique - Rédoxisol. La fosse pédologique se situe dans les pâturages boisés, au bas du premier replat depuis la forêt. La fosse est creusée à la limite entre des marnes et des calcaires (calcaires marneux de la Corraterie). Le profil 5A correspond à la face amont de la fosse et se trouve sur substrat marneux. Le profil 5B se trouve sur la face en aval, sur les calcaires durs. Il n'a pas été décrit entièrement ni prélevé, car il semblait similaire au premier profil, en ce qui concerne les horizons de surface (< 50 cm). Seul un échantillon de roche a été prélevé dans le profil 5B (> 55 cm). Le profil 5A est constitué des horizons suivants: Ag / Sg1 / Sg2 / IIMmaca. Aucun élément grossier n'a été remarqué dans le profil. Dans les horizons situés dans le dépôt de surface (Ag, Sg1, Sg2), des charbons ont été observés. Les horizons supérieurs, Ag (0-4 cm) et Sg1 (4-17 cm), ont une texture limoneuse. Le pH est de 4-5 et la terre fine est décarbonatée. Les racines fines sont abondantes. Des taches d'oxydo-réduction sont présentes dans l'horizon Ag, ainsi que dans l'horizon sous-jacent Sg2 (17-45 cm). Celui-ci, de texture argileuse, a un pH de 4-5 et est carbonaté à partir de 36 cm. La transition est très nette avec les marnes (surface d'érosion probable). La limite est ondulée et des racines sont observées à l'interface. L'horizon marneux IIMmaca (45-105 cm) a une texture sablo-argileuse et une structure litée par endroits (zones de couleur lie-de-vin). Le pH est de 6-7 et quelques nodules de carbonates secondaires sont présents.

Le profil AMB 6 est également un Brunisol dystrique, à caractère luvique. Il se situe dans les pâturages boisés, sur le deuxième replat depuis la forêt (pente < 5°). Deux semaines après l'ouverture de la fosse, celle-ci était remplie d'eau et la nappe arrivait jusqu'à 85 cm de profondeur (description le 18.08.2009). Le profil a une profondeur totale de 200 cm et présente la séquence d'horizon suivante: Ag / S / St / IICcakg / IICcag / IIMmaca. Les trois premiers horizons se développent dans un dépôt de surface. Ils sont décarbonatés et ne contiennent pas de squelette, mis à part un unique caillou calcaire altéré. La texture est limoneuse dans l'horizon Ag (0-8 cm), argilo-limoneuse dans l'horizon S (8-24 cm) et argileuse dans l'horizon St (24-38 cm). Des revêtements argileux observés en lames minces dans ce dernier horizon témoignent du processus de lessivage des argiles, qui n'est cependant pas assez exprimé pour justifier l'appellation d'un horizon « BT ». Le pH est de 5 dans l'horizon de surface, puis diminue à des valeurs de 4-5 dans l'horizon S, avant d'augmenter à 5-6 dans le troisième horizon. Des taches d'oxydoréduction sont observées dans l'horizon Ag et jusqu'à 12 cm de profondeur. La transition est

nette et de forme sinueuse avec l'horizon IICcakg (38-130 cm), issu du deuxième substrat lithologique marneux. Cet horizon épais est de texture sablo-argileuse et est entièrement carbonaté. Son pH est de 6-7 en haut de l'horizon et augmente jusqu'à 8 en bas. De nombreux nodules de carbonates secondaires sont observés dans tout l'horizon, ainsi que des taches d'oxydo-réduction. La transition est graduelle avec l'horizon suivant IICcag (130-190 cm). La terre fine a une texture sableuse et un pH de 8. La structure est litée par endroitss, rappelant celle des marnes sous-jacentes IIMmaca (190-200 cm). Leur texture est argileuse et le pH de 8-9. Elles sont de couleur grise et ont été identifiées comme étant les marnes d'Arzier.

Le profil AMB 7 est un Neoluvisol à caractère rédoxique, situé à la rupture de pente avant le talus suivant. Les horizons déterminés sont : Ag / SE / BTg / IIScaRca. Il n'y a pas de squelette présent dans le profil. L'horizon Ag (0-4 cm) a une texture limoneuse et contient beaucoup de racines fines. Son pH est de 5 et il est décarbonaté. Des taches d'oxydo-réduction sont observées jusqu'à 10 cm de profondeur. L'horizon suivant SE (4-27 cm) est également de texture limoneuse. Son pH est de 4 et il n'est pas carbonaté. Quelques charbons ont été observés à 15 cm de profondeur. La transition est nette avec l'horizon suivant BTg (27-51 cm). Il est de texture argilo-limoneuse et des revêtements argileux ont été observés en lames minces dans la porosité. Le pH est de 5 et la terre fine est carbonatée à partir de 47 cm de profondeur. De grosses taches d'oxydo-réduction (couleur rouille et gris-vert) parsèment l'horizon. La roche en place (Calcaire Roux) est atteinte à 51 cm de profondeur. Dans les fissures de la roche, la terre fine est argileuse, avec un pH de 6-7 et reste carbonatée (horizon IIScaRca). L'indice de différenciation texturale (IDT) du solum est de 1.29. Cette valeur, légèrement inférieure à celles définissant normalement les Neoluvisols (IDT situé entre 1.3 et 1.8; AFES, 2009), indique que le processus de lessivage n'est pas très développé.

La fosse pédologique AMB 8 est située dans le dernier talus (pente 10°) en bas de la toposéquence. Un changement de banc géologique est observé dans cette fosse, entre le Calcaire Roux apparaissant sur la face amont et des marnes intercalaires situées dans la partie aval de la fosse. Deux profils de sol ont été décrits: le profil AMB 8A sur Calcaire Roux et le profil AMB 8B sur marnes.

Le profil AMB 8A est un Brunisol Eutrique, malgré sa faible épaisseur. Il est composé des horizons suivants: A / S / IIScaRca. L'horizon A (0-3 cm) a une texture limono-argileuse et une structure grumeleuse. Les racines fines sont abondantes. La terre fine a un pH de 6 et est décarbonatée. Le squelette est absent. L'horizon S (3-13 cm) est de texture limoneuse et de structure polyédrique. Les racines sont moins présentes. Le pH est de 5 et l'horizon est également décarbonaté. Quelques cailloux calcaires entourés d'un cortex d'altération sont présents. La roche en place est atteinte à partir de 13 cm. La dalle est fracturée et se délite en plaques. Entre les pierres, l'altération de la roche permet la création d'un horizon IISca, de texture argileuse et de structure polyédrique. Le pH est de 6 et la terre fine est légèrement carbonatée.

Le profil AMB 8B est quant à lui un Brunisol dystrique. Il se développe sur les marnes et présente la séquence d'horizon suivante: A / AS / S / IISca / IICca / IIMmaca. Les trois premiers horizons, A (0-3 cm), AS (3-10 cm) et S (10-28 cm) sont issus d'un dépôt de surface. Ils sont de texture limoneuse à argilo-limoneuse, ont un pH entre 5 et 6, sont décarbonatés et ne contiennent pratiquement aucun élément grossier. Les racines fines sont nombreuses dans l'horizon A, puis sont accompagnées par des racines de taille moyenne et grossière dans les

horizons AS et S. Les trois horizons suivants, IISca, IICca et IIMmaca, se développent à partir des marnes en place. L'horizon IISca (28-41 cm) est un horizon intermédiaire. Sa texture est argilo-sableuse et il contient quelques graviers et cailloux calcaires, ainsi que des fragments de fossiles issus des marnes sous-jacentes. La terre fine a un pH de 6 et est carbonatée. Á partir de cet horizon, les racines ne sont plus présentes. La transition est nette avec l'horizon d'altération IICca (41-84 cm). La texture devient sablo-argileuse et les éléments grossiers représentent 40 % du volume de l'horizon. Le squelette est essentiellement composé de graviers calcaires et de fossiles, accompagnés par quelques cailloux. Le pH est de 8. Le dernier horizon IIMmaca (84-140 cm) correspond aux marnes en place. La texture est également sablo-argileuse et le squelette compose jusqu'à la moitié de l'horizon. Le pH est de 8.

Le profil AMB 9 est également un Brunisol dystrique, à caractère rédoxique. Il se trouve sur un replat au point bas de la toposéquence, à proximité du marais. La séquence d'horizons est la suivante: A / Sg / IISca / IIRca. L'horizon A (0-3 cm) a une texture limoneuse et une structure grumeleuse. Il ne contient pas d'éléments grossiers. De nombreuses racines, essentiellement fines, sont présentes. Le pH est de 5 et la terre fine est décarbonatée. L'horizon Sg (3-27 cm) a une texture argilo-sablo-limoneuse et une structure polyédrique. Le squelette est absent également. L'horizon a un pH de 5 et est décarbonaté. Des taches d'oxydo-réduction, ainsi que quelques charbons, sont observées. La transition est nette avec l'horizon IISca (27-38 cm) et la limite est ondulée. La texture de cet horizon est argileuse et la structure polyédrique massive. Le pH est de 6 et la terre fine est légèrement carbonatée. Quelques cailloux calcaires pulvérulents sont observés. La roche en place, IIRca (Calcaire Roux), est atteinte à partir de 38 cm. Elle est fracturée et se délite en fragments décimétriques.

4.1.2. Site de Ballens

Huit stations ont été choisies le long de la toposéquence de Ballens (figure 4.2), de manière à représenter les différentes unités du paysage. Les quatre stations situées dans la pente (BAL 4 à BAL 7) forment un gradient altitudinal le long du versant, avec un écart d'environ 100 m d'altitude entre chaque site. Aux deux premières stations (BAL 1 et BAL 2), aucune moraine n'a été observée. Un profil de sol a été creusé sur chaque site. Aux stations BAL 3 à 6, deux types de substrat (moraine et roche calcaire en place) ont été identifiés et un profil de sol a été creusé sur chacun d'eux. Les profils situés sur moraine sont nommés « A » (p. ex. BAL 3A) et ceux sur dalle calcaire en place sont nommés « B » (p. ex. BAL 3B). Un profil supplémentaire a été creusé au site 3 (BAL 3C), dans un dépôt de lœss remobilisés. Au site BAL 5, le profil BAL 5B aurait dû représenter un sol sur dalle calcaire. Mais celle-ci ne fut atteinte qu'à 115 cm de profondeur, étant en réalité recouverte de moraine mixte à dominance calcaire. Par conséquent, le profil BAL 5B a été rattaché à la catégorie des sols sur moraine mixte. En ce qui concerne les deux dernières stations, BAL 7 et CHX, il n'était plus possible de trouver des sites sur dalle calcaire en place. En effet, la totalité du paysage est recouverte de dépôts quaternaires en dessous de 900 m d'altitude environ.

Au total, treize profils de sol ont été creusés sur cinq types de substrat:

- Les sols sur lœss remobilisés: BAL 2, 3C
- Les sols sur roche calcaire en place: BAL 1, 3B, 4B, 6B
- Les sols sur moraine calcaire: BAL 3A, 4A
- Les sols sur moraine mixte: BAL 5A, 5B, 7, CHX
- Le sol sur moraine cristalline: BAL 6A

Les profils de sol sont décrits brièvement en fonction de leur type de substrat.

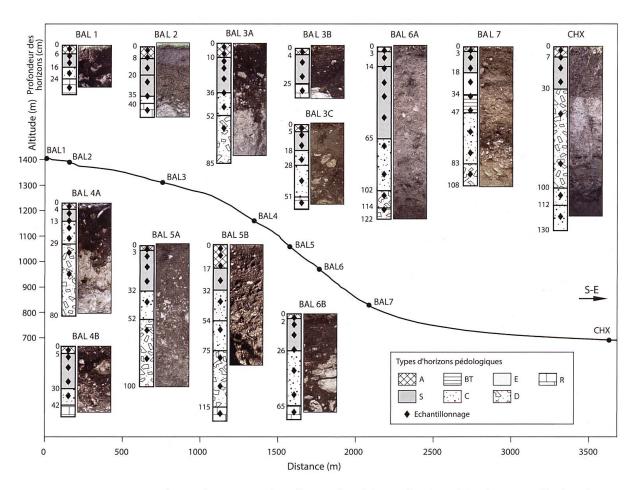


Figure 4.2. Coupe topographique du transect de Ballens et localisation des sites d'étude. Les profils de sol sont illustrés et schématisés par leur séquence d'horizons pédologiques (AFES, 2009). Les points d'échantillonnage sont indiqués par leur profondeur moyenne.

Les sols sur lœss remobilisés

Le profil BAL 2 est un Brunisol dystrique luvique. Il est situé dans les pâturages boisés en haut de la toposéquence, dans une petite dépression remplie d'environ 30 cm de matériel fin accumulé sur la dalle du Kimmeridgien, fracturée en surface. La séquence des horizons est la suivante: Ag / Sg / St / IICca / IIRca. Les trois horizons de surface, Ag (0-8 cm), Sg (8-20 cm) et St (20-35 cm) se développent dans le dépôt superficiel de lœss. Ils présentent des taches d'oxydo-réduction liées à une compaction du sol due au piétinement par le bétail. La texture est limoneuse dans l'horizon Ag et s'enrichit progressivement en argiles jusqu'à l'horizon St. Des revêtements argileux sont observés dans les lames minces de cet horizon, confirmant la présence de processus de lessivage des argiles. Le pH est de 4-5 dans les deux premiers horizons et augmente à 5-6 dans le troisième. Ces trois horizons ne contiennent pas de squelette et sont décarbonatés. Quelques charbons sont observés dans l'horizon Ag. L'horizon d'altération des fragments calcaires IICca (35-40 cm) est quant à lui de texture argileuse et de structure massive. Son pH est de 8 et il est entièrement carbonaté. Le squelette représente 50 % de cet horizon, sous la forme de graviers, cailloux et pierres calcaires. La dalle calcaire sous-jacente est présente à partir de 40 cm.

Le profil BAL 3C est également un Brunisol de profil se trouve dans la forêt en haut du versant. Le sous-bois est constitué de repousses de hêtre et d'épicéa, ainsi que de quelques herbacées, fougères et myrtilles. L'emplacement du profil est situé dans un talweg à pente légère

(< 5°). La dalle du Kimmeridgien est présente dès 51 cm de profondeur. Elle est recouverte d'un premier horizon contenant du squelette calcaire, puis d'un dépôt de surface constitué de matériel fin ruisselé. La séquence des horizons indique cette discontinuité lithologique: A / S / SIICca / IICca / IIRca. Les horizons de surface A (0-5 cm) et S (5-18 cm) ont une texture limoneuse à limono-argileuse et contiennent 2 % de cailloux calcaires. Le pH est de 4-5 dans l'horizon A et de 5-6 dans l'horizon S. Le troisième horizon SIICca (18-28 cm) est un horizon de transition entre les deux substrats. La texture est limono-argileuse et le squelette calcaire représente 5 % de l'horizon. Le pH est de 6 et la limite des carbonates se situe à 25 cm. La transition est très nette avec l'horizon d'altération sous-jacent IICca (28-51 cm), qui contient 40 % de squelette sous forme de graviers, cailloux et pierres calcaires anguleux. La texture est limono-argileuse et le pH est de 6. L'horizon est carbonaté et contient la plus forte densité de racines du profil. Cet horizon repose directement sur la dalle calcaire en place (IIRca).

Ces deux profils présentent le même type de séquence d'horizons, soit A / S / IICca / IIRca. Au fond du profil, la dalle calcaire fragmentée est présente. Elle est surmontée par un horizon d'altération où l'important squelette calcaire est pris dans une matrice argileuse ou argilo-limoneuse carbonatée. L'origine de ce matériel est soit autochtone (issu de la fracturation de la dalle en place), soit subautochtone (issu du colluvionnement de fragments ou gélifracts calcaires). Dans la deuxième hypothèse, la nature des colluvions est vraisemblablement la même que celle de la roche en place (Kimmeridgien). C'est pourquoi une rupture lithologique n'a pas été jugée nécessaire entre les horizons IICca et IIRca. Sur l'horizon d'altération IICca, du matériel fin a été soliflué, se mélangeant légèrement avec l'horizon sous-jacent dans le profil BAL 3C. Ce dépôt composé de lœss remaniés a une texture limoneuse à limono-argileuse et ne contient pas de matériel grossier. Les horizons se développant dans ce dépôt sont décarbonatés et acides (pH entre 4 et 6). Ces conditions permettent un début de lessivage des argiles, mieux exprimé dans le profil BAL 2. Néanmoins, la proximité des horizons carbonatés (à environ 30 cm de profondeur) permet de recharger légèrement les horizons de surface en cations alcalins et alcalinoterreux (notamment en calcium) sous l'action de la bioturbation (racines, vers de terre, etc.). La fixation de ces cations sur le complexe argilo-humique se fait au détriment de celle des ions H⁺, ce qui induit une diminution de la concentration en protons dans la solution du sol et par conséquent une légère remontée des valeurs de pH dans les horizons concernés.

Les sols sur roche calcaire en place

Le profil BAL 1 est un CALCISOL situé dans les pâturages boisés, sur la crête au point haut de la toposéquence, et est constitué des horizons Aciho / Sciho / Cca / Rca. Les horizons Aciho et Sciho, d'une épaisseur totale de 16 cm, ont une texture limono-argileuse et un pH de 5. Ils sont décarbonatés et considérés comme hémiorganiques (teneur en Corg > 8 g / 100 g de terre fine séchée; AFES, 2009). Le squelette calcaire est présent jusqu'à la surface (10 % dans l'horizon Aciho, 40 % dans l'horizon Sciho), sous forme de cailloux, pierres et blocs calcaires aux arêtes émoussées. La dalle du Portlandien (horizon Rca) est atteinte à partir de 16 cm de profondeur. Elle est fortement diaclasée et un horizon d'altération Cca se développe dans les fissures.

Le profil BAL 3B est également un CALCISOL, présentant la séquence d'horizons suivante : OF / OH / Aciho / Sciho / Rca. Le profil est situé dans la forêt, en haut de versant (pente de 10°). De nombreux blocs calcaires recouverts de mousses sont visibles à la surface du sol, probablement issus du démantèlement des bancs du Kimmeridgien affleurant aux alentours. Le sous-bois est principalement composé de repousses de hêtre et d'épicéa et quelques plants de fougère et de myrtille ont été signalés. La surface du solum est recouverte par une litière continue de feuilles

de hêtre. Sous la litière, un horizon humifère OF / OH de 7 cm d'épaisseur riche en mycélium est présent. Le profil comporte un mince horizon Aciho (0-4 cm de profondeur) et un horizon Sciho (4-25 cm). Ces deux horizons sont décarbonatés, de texture limoneuse et présentent un pH de 5 à 6. Les racines de toute taille y sont très nombreuses. Le squelette ne représente que 2 % des horizons et est constitué de cailloux calcaires plats aux angles émoussés. L'horizon Sciho repose directement sur la dalle en place (Rca), qui est atteinte à 25 cm de profondeur.

Le profil BAL 4B est un Calcosol décarbonaté en surface. Il se trouve dans une zone un peu plus ouverte de la forêt due à des coupes. La végétation herbacée est clairsemée et à tendance sèche. Quelques repousses de hêtre et d'épicéa sont observées. La pente est de 15° et des cailloux calcaires colluvionnés sont visibles à la surface du sol. Le profil a une profondeur totale de 42 cm et présente la séquence d'horizons suivante: Aciho / Scaho / Cca / Rca. La texture du sol est limoneuse et les racines sont abondantes dans tout le profil. Le pH passe de 5 à la surface à 7 en profondeur. Les horizons Scaho et Cca sont carbonatés et contiennent 40 % de squelette calcaire de toutes les tailles. Les blocs aux angles arrondis dominent dans l'horizon Scaho, alors que dans l'horizon Cca les graviers sont majoritaires. Cette répartition du squelette en fonction de sa granulométrie pourrait évoquer un événement de colluvionnement (tri grossier des éléments selon leur taille). La dalle du calcaire Kimmeridgien est présente dès 42 cm de profondeur.

Le profil BAL 6B est un Calcisol humique. Il est situé juste au-dessus d'un affleurement du Kimmeridgien, sur une pente de 25°. Des blocs erratiques cristallins sont observés autour du profil. La surface du sol est couverte par de la litière de hêtre et des branches mortes (coupes de bois). La dalle calcaire en place est présente dès 10 cm de profondeur, sous la forme de blocs diaclasés aux angles arrondis. Le profil décrit se situe entre deux blocs, espacés d'environ un mètre à la surface et se rapprochant vers le fond du profil. La séquence des horizons est Acih / Scih / CcaRca / Rca. L'horizon Acih est très mince (2 cm) et riche en mycélium. L'horizon Scih (2-26 cm de profondeur) est décarbonaté, de texture limoneuse et affiche un pH de 5. Le squelette (10 %) est constitué de cailloux calcaires émoussés, parmi lesquels sont observés quelques graviers cristallins. Á 10 cm de profondeur, une couche de graviers cristallins est observée dans le profil, probablement issus d'un événement de colluvionnement. La transition est graduelle avec l'horizon CcaRca (26-65 cm), où la terre fine devient carbonatée. La structure de l'horizon d'altération est massive-fondue et la texture argileuse. Le squelette (environ 25 %) est constitué de graviers, cailloux et pierres calcaires aux arêtes vives.

Les quatre profils sur dalle calcaire en place sont des sols minces, ou situés dans des fissures, et organiques. Ils subissent fortement l'influence de la roche calcaire, d'autant plus quand une réserve de carbonate est disponible sous forme de graviers, cailloux et pierres dans les profils (plus grande surface réactive). La dégradation de la matière organique est freinée par le calcium et celle-ci s'accumule dans les horizons de surface, leur conférant une teinte foncée. Cependant, les roches du Portlandien et du Kimmeridgien sont de nature dure et compacte et par conséquent difficilement altérables. De plus, les fragments calcaires sont souvent peu abondants dans les horizons de surface. En conséquence, la libération des ions calcium et carbonate est lente et ne parvient pas à contrer les processus de décarbonatation, entraînant l'apparition d'horizons Aci et Sci. Le tampon des carbonates devient insuffisant en surface et les pH commencent à s'abaisser. Ces sols semblent représenter « l'évolution typique » sur substrat calcaire dur, où la pédogenèse est dominée par les processus de décarbonatation et de décalcification. Cependant, la présence de graviers cristallins dans le profil BAL 6B et les signes de colluvionnement observables dans d'autres profils indiquent des processus de remaniement ayant eu lieu en surface.

De plus, l'épaisseur croissante des profils vers le bas de la toposéquence semble indiquer un transfert de matériaux le long du versant. Dans ce contexte, il est malaisé de déterminer l'origine autochtone, parautochtone, ou subautochtone de la terre fine. Pour cette raison, d'éventuelles discontinuités lithologiques n'ont pas été indiquées lors de la description des solums. Le recours aux analyses minéralogiques, granulométriques et géochimiques est nécessaire pour mieux comprendre l'origine des horizons superficiels.

Les sols sur moraine calcaire

Le profil BAL 3A est un CALCOSOL humique décarbonaté en surface. Il se trouve en haut de versant, sur une faible pente (< 5°). Le profil a été creusé dans un talus au bord d'une route forestière. La litière est clairsemée et composée principalement de feuilles de hêtre et d'aiguilles d'épicéa. La séquence des horizons est la suivante: Aciho / Scah / Cca / Dca. L'horizon Aciho (0-10 cm) est limoneux et de structure micro-grumeleuse. Il est décarbonaté et son pH se situe entre 5 et 6. Il ne contient que 2 % de graviers et cailloux calcaires. Le squelette augmente dans l'horizon suivant, Scah (10-36 cm), où les graviers, cailloux et pierres calcaires représentent jusqu'à 40 % du volume. Cet horizon est qualifié d'humifère (teneur en Corg importante mais < 8 g / 100 g de terre fine séchée; AFES, 2009). Il est également de texture limoneuse, mais est carbonaté et son pH est de 6-7. Dans ces deux premiers horizons, les racines de toute taille sont très abondantes. L'horizon d'altération Cca (36-52 cm) est irrégulier et forme des taches ou des langues qui descendent dans la moraine sous-jacente. Il est de texture limono-argileuse et son pH est de 7. Il ne contient plus que 20 % de squelette, qui est composé uniquement de graviers calcaires. La moraine carbonatée Dca (52-85 cm) est composée de 50 % de graviers, cailloux et pierres calcaires. La terre fine est limono-sableuse et de structure massive cimentée. Le pH est de 9 et il n'y a plus de racine observée.

Le profil BAL 4A est également un Calcosol humique décarbonaté en surface. La station est en pente faible et se trouve de nouveau sur un talus au bord de la route forestière. Á cet endroit, la forêt est dominée par le hêtre, dont les feuilles constituent la litière clairsemée, accompagnées par quelques herbacées. La séquence d'horizons est la suivante: Aciho / Scah / ScaCca / Dca. L'horizon Aciho est mince (0-4 cm), de texture limoneuse et de structure microgrumeleuse subpolyédrique. Il est décarbonaté et son pH est de 6-7. Il contient entre 5 et 10 % de squelette (graviers et cailloux calcaires). L'horizon suivant, Scah (4-13 cm), est limoneux et de structure polyédrique. Son pH est de 6-7 également et il est carbonaté dès 10 cm de profondeur. Les racines de toute taille sont abondantes. Le squelette représente 20 % du volume, sous forme de graviers et cailloux calcaires. Il augmente dans l'horizon sous-jacent, ScaCca (13-29 cm), jusqu'à 40 %. Cet horizon est limono-argileux, a une structure polyédrique et un pH de 7. La transition avec la moraine carbonatée est nette et en forme de langues. L'horizon Dca (29-80 cm) contient 50 % de graviers, cailloux et pierres calcaires. Sa texture est sablo-limoneuse et sa structure est massive cimentée. Le pH est de 8-9.

Les deux profils de sol sur moraine entièrement carbonatée se ressemblent fortement. Les séquences d'horizons sont similaires et de type Aci / Sca / Cca / Dca. Les horizons de surface Aci et Sca ont une épaisseur totale qui varie d'un profil à l'autre. Bien que la litière à la surface des solums ne soit pas spécialement abondante, ces deux horizons sont riches en matière organique (couleur foncée des horizons), préservée de la minéralisation par une gangue de Ca²⁺. Les horizons d'altération Cca progressent dans la moraine saine sous forme de langues ou en suivant les racines (apparition de taches brunes). La moraine elle-même est de composition similaire entre les deux sites étudiés. Elle est composée pour moitié de squelette (inférieur à 20 cm) et pour l'autre moitié d'un mélange de sables et de limons. Aucun bloc erratique (calcaire ou cris-

tallin) n'a été observé à proximité des profils étudiés. Ces sols sont dominés par le carbonate de calcium et sont en cours de décarbonatation. Par rapport aux sols sur dalle calcaire en place, les sols sur moraine carbonatée sont à peine moins organiques et seul l'horizon A est décarbonaté. Ceci est dû au fait que la recharge en calcaire est probablement plus efficace, grâce à l'état de fragmentation du squelette (plus grande surface de contact).

Les sols sur moraine mixte

Le profil BAL 5A est un Calcisol. Il se trouve au milieu du versant dans une pente de 20°, à une altitude de 1 040 m. La strate arborescente (hêtre, épicéa) est dense et le sous-bois très peu présent. Á la surface du sol, une litière continue de feuilles de hêtre et d'aiguilles d'épicéa est observée. Le profil mesure 100 cm de profondeur et présente la séquence d'horizon suivante: Acih / Sci / IIScaCca / IIDca. L'horizon Acih (0-3 cm) et Sci (3-32 cm) se développent dans un dépôt fin de surface, contenant peu de squelette (5 % dans l'horizon Sci, composé de graviers et de cailloux calcaires et cristallins en proportions égales). La texture des deux horizons est limoneuse à limono-sableuse. Leur pH est de 5-6 et la terre fine est carbonatée à partir de 28 cm. De nombreuses racines de toute taille sont présentes. L'horizon IIScaCca (32-52 cm) est de texture limono-sableuse avec un pH de 6-7. Il contient 40 % de squelette, composé de graviers, cailloux, ainsi que de quelques pierres majoritairement calcaires, les éléments cristallins représentant 10 % du squelette. La moraine sous-jacente Dca (52-100 cm) est composée de 50 % de graviers, cailloux, quelques pierres et quelques blocs calcaires, aux arêtes émoussées. La terre fine est de texture limono-sableuse et le pH de 7.

Le profil BAL 5B est un CALCOSOL. Il est situé non loin du profil précédent, dans une pente de 20°. La situation, en contrebas d'un chemin forestier, n'exclut pas un éventuel apport récent de colluvions en surface. La forêt est dominée par les résineux à cet endroit et le sous-bois est épars. La litière au sol est discontinue et composée principalement d'aiguilles d'épicéa. Le profil mesure de 115 cm de profondeur et est entièrement carbonaté. Les horizons présentent la séquence Acaho / Sca / ScaCca / Cca / IIDca / IIIRca. L'horizon organo-minéral Acaho (0-17 cm) a une texture limono-sableuse et une structure grumeleuse subpolyédrique. Le pH est de 6-7 et du mycélium a été observé. Le squelette (10 %) est composé de graviers et cailloux mixtes anguleux, avec une dominance des éléments calcaires. L'horizon Sca (17-32 cm) a également une texture limono-sableuse et un pH de 7. Le squelette représente 15 % du volume et est toujours dominé par les éléments calcaires, sous forme de graviers, cailloux et pierres aux angles arrondis. L'horizon de transition ScaCca (32-54 cm) a une texture limono-sablo-argileuse et une structure polyédrique. Le pH est de 7-8. Le squelette augmente jusqu'à 30 % et la proportion d'éléments cristallins représente jusqu'à 50 % des graviers, cailloux et blocs. La même composition du squelette se retrouve dans l'horizon suivant Cca (54-75 cm). La texture est limono-sableuse, la structure devient particulaire et le pH est de 8. La moraine sous-jacente IIDca (75-115 cm) ne contient en revanche que des éléments calcaires, soit 50 % de graviers, cailloux et pierres aux angles arrondis. Par conséquent, ce dépôt morainique profond est différencié de celui de surface, qui est composé d'un mélange d'éléments calcaires et cristallins. La terre fine est sableuse et non structurée et le pH est de 8. La roche calcaire, probablement en place, est atteinte à partir de 115 cm (horizon IIIRca).

Le profil BAL 7 est un NEOLUVISOL. Il est situé en bas du versant, sur une faible pente (< 5°). Des blocs erratiques cristallins sont présents aux alentours du profil. Les arbres (hêtre, épicéa) sont hauts et serrés et le sous-bois est très peu présent. La litière est continue et constituée

de branches, de feuilles de hêtre et d'aiguilles d'épicéa. Sept horizons ont été décrits selon la séquence suivante: A / S / E / BT / IISbCca / IIDx / IIIRca. Les quatre premiers horizons se développent dans un dépôt minéral entièrement décarbonaté et acide. Les horizons A (0-3 cm) et S (3-18 cm) ont une texture limono-sableuse et un pH de 5. Le squelette est peu abondant (< 5 %) et composé de graviers et cailloux mixtes. Les racines de toute taille sont nombreuses. L'horizon E (18-34 cm) est limono-sableux et présente une structure polyédrique massive. Il a un pH de 5 et les racines y sont peu abondantes. Il contient 20 % de squelette composé de graviers, cailloux, pierres et blocs uniquement cristallins. L'horizon BT (34-47 cm) est un horizon irrégulier en poches, de texture sablo-limoneuse et de structure polyédrique. La présence de revêtements argileux observés en lames minces a permis de mettre en évidence l'accumulation d'argiles dans cet horizon, résultant des processus de lessivage. Le pH est toujours de 5 et les racines sont rares. Le squelette (25 %) est dominé par les graviers cristallins altérés. La transition est distincte avec l'horizon IISbCca (47-83 cm) sous-jacent, représentant un horizon S enfoui de couleur plus foncée. La texture est limono-sablo-argileuse. La terre fine est carbonatée à partir de 72 cm de profondeur et le pH passe de 5 à 8 entre le haut et le bas de l'horizon. Le squelette représente 50 % du volume et est constitué de graviers mixtes (situés en bas de l'horizon), ainsi que de cailloux, pierres et blocs calcaires aux arêtes vives. La transition avec la moraine mixte sous-jacente est nette et de forme sinueuse. L'horizon IIDx (83-108 cm) est de texture sableuse et de structure particulaire. Le pH est de 8-9 et quelques rares racines sont encore présentes. Le squelette (60 %) est composé de graviers, cailloux et pierres de compositions mixtes. Les éléments calcaires dominent (80 % du squelette) et présentent des arêtes émoussées. Une dalle calcaire est atteinte à partir de 108 cm de profondeur (horizon IIIRca). L'IDT du profil BAL 7 est de 1.48, ce qui justifie son rattachement aux Neoluvisols.

Le profil CHX est un Calcosol cultivé recarbonaté en surface. Il se trouve en plaine, dans les pâturages au lieu-dit Les Chaux. Le champ est pâturé et fauché. L'hypothèse d'un chaulage a été émise, mais n'a pas pu être vérifiée auprès de l'exploitant. Ce champ n'est aujourd'hui plus labouré, mais il l'a été pendant de nombreuses années et l'influence est toujours présente sur la structure des horizons de surface. Les horizons ont été définis comme suit: LAca / LSca / IIDx / IIIJp / IVJp. L'horizon LAca (0-7 cm) a une texture limono-sableuse et une structure micro-grumeleuse mal exprimée. Le pH est de 6 et l'horizon est légèrement carbonaté. Les racines fines et moyennes sont abondantes. Le squelette est absent. L'horizon suivant LSca (7-30 cm) est de texture limono-sableuse également, à structure polyédrique. Le pH est de 6 et les racines fines sont moyennement abondantes. Quelques graviers mixtes et cailloux cristallins sont observés (2 % de squelette). La transition est très nette avec l'horizon sous-jacent. La limite est horizontale et forme des coulées par endroitss. La moraine IIDx (30-100 cm) a une texture sablo-limoneuse et une structure particulaire. Le pH est de 8-9 et les racines fines sont rares. Le squelette représente 45 % du volume et est composé de graviers et cailloux mixtes, avec une dominance d'éléments calcaires (75 % du squelette). Dans le bas de l'horizon, des poches de sable présentant des taches d'oxydo-réduction sont observées. La transition est nette avec l'horizon IIIJp (100-112 cm), constitué de dépôts fluvio-glaciaires. De texture argilo-sableuse et de structure massive, il ne contient que 2 % de squelette, sous forme de graviers et cailloux mixtes. Le pH est de 8-9 et l'horizon est carbonaté. Les racines sont absentes. La transition avec le dernier horizon est très nette et marquée par des traînées ocre qui coulent sous la limite ondulée. L'horizon IVJp (112-130 cm) a une texture sableuse et une structure particulaire. Le pH est de 8-9 et quelques rares racines de taille moyenne sont présentes. Le squelette est absent. Cet horizon était humide lors de la description, alors que le reste du profil était très sec.

Ces quatre profils sur moraine mixte sont des sols profonds et complexes, issus de différents dépôts superposés. La composition des moraines est très variable, autant par la taille des éléments que par leur composition. En fonction de la proportion des éléments calcaires et cristallins, la pédogenèse peut être orientée vers différentes voies. Trois profils (BAL 5A, BAL 5B et CHX) se trouvent sous l'influence des processus de décarbonatation et de décalcification. De ce point de vue, ils pourraient ressembler aux profils décrits sur moraine entièrement carbonatée. Cependant, la présence de quelques graviers cristallins suffit à indiquer qu'il y a bel et bien eu un mélange avec une moraine d'origine alpine, d'où le rattachement à la catégorie des moraines mixtes. Le quatrième profil (BAL 7) est décarbonaté jusqu'à 72 cm de profondeur. Les conditions édaphiques sont plus acides que dans les trois autres sols et des processus de lessivage des argiles sont en cours. Ce solum semble issu de deux dépôts minéraux successifs séparés par un horizon S enfoui, dont le plus superficiel est entièrement composé d'éléments cristallins. Cependant, il est parfois difficile de différencier des dépôts morainiques superposés dus aux nombreuses avancées et reculées des glaciers. Dans certains cas, des ruptures lithologiques supplémentaires pourraient probablement être ajoutées.

Le sol sur moraine cristalline

Le profil BAL 6A est vraisemblablement un Alocrisol Typique. Cependant, les analyses nécessaires pour confirmer le rattachement à cette référence n'ont pas été réalisées (dosage des ions Al³⁺). De plus, le critère concernant la structure de l'horizon Sal était difficilement observable au vu de la texture majoritairement sableuse de l'horizon. Le profil est situé dans le versant, sur une pente de 15°, à une altitude de 950 m. De nombreux blocs erratiques cristallins sont présents autour du profil. La strate arborescente est élevée et le sous-bois est clairsemé. La litière est continue et composée essentiellement de brindilles et de feuilles de hêtre. La séquence des horizons est la suivante: A / ASal / Sal / Ct / Dsi1 / Dsi2. La terre fine de tout le profil a une texture sablo-limoneuse et un pH de 4-5. Dans les horizons A (0-3 cm), ASal (3-14 cm) et Sal (14-65 cm), les racines fines et moyennes sont modérément abondantes. Le squelette représente 5 % des horizons A et ASal et 10 % de l'horizon Sal, sous forme de graviers et cailloux cristallins. L'horizon Ct (65-102 cm) n'exprime pas de structure reconnaissable. Les racines fines et moyennes sont rares. Le squelette, de même composition que les horizons supérieurs, atteint 20 % du volume de l'horizon. Un léger lessivage des argiles a été observé en lames minces, d'où la dénomination de l'horizon. Les deux horizons morainiques sous-jacents Dsi1 (102-114 cm) et Dsi2 (114-122 cm) contiennent 10 % de squelette, toujours sous forme de graviers et cailloux cristallins. Les racines fines et moyennes sont rares dans l'horizon Dsi1. Leur abondance augmente légèrement dans l'horizon Dsi2, qui a été différencié à cause de sa couleur

Contrairement aux profils précédents développés sur des moraines mixtes, le substrat morainique de BAL 6A est très constant de par sa composition et sa texture. Ces observations suggèrent que ce sol se développe dans un dépôt unique et homogène, mis à part les horizons superficiels où le squelette est moins abondant. L'acidité très prononcée du profil est due à l'absence totale d'éléments calcaires. Dans ces conditions, l'altération des silicates est favorisée et entraîne la libération de l'aluminium, qui joue alors le rôle de tampon dans la solution du sol (AFES, 2009). Le lessivage des argiles permet la formation de revêtements argileux dans l'horizon Ct. Cependant, le processus n'est pas très développé et le caractère actuel ou hérité de cette dynamique est incertain. En effet, une telle acidité des horizons de surface serait susceptible de provoquer l'acidolyse des phyllosilicates et s'opposerait de la sorte à leur migration.

4.1.3. Synthèse

Sur le total de 23 profils décrits sur les deux sites d'étude, 7 types de sol différents ont été déterminés. La moitié des profils décrits (11 sur 23) sont identifiés comme des Calcosols et des CALCISOLS. Ces rattachements reflètent l'influence du calcaire sur le développement des horizons et sur les processus pédologiques, influence également visible par la présence du squelette calcaire régulièrement distribué dans les 11 profils. Dix profils semblent au contraire engagés dans une voie d'évolution acide (profils de type Brunisol et Neoluvisol), du moins dans leurs horizons de surface issus d'un matériel parental décarbonaté. Une rupture lithologique existe alors entre les horizons superficiels et profonds. Ces derniers sont carbonatés et se trouvent quant à eux sous l'influence des roches calcaires en place ou remaniées (par exemple dans les moraines carbonatées ou mixtes). Finalement, deux profils de sol font figure d'exception dans les sites d'étude: un Organosol insaturé et un Alocrisol typique. L'Organosol insaturé résulte de l'accumulation de matière organique causée par un microclimat froid et humide, couplée à la faible abondance de la fraction minérale disponible (faible taux de résidu insoluble contenu dans la roche calcaire encaissante). L'Alocrisol Typique reflète quant à lui des conditions particulières liées au substrat entièrement décarbonaté et acide (moraine alpine décarbonatée), bien que le rattachement à ce type de sol devrait encore être confirmé par des analyses supplémentaires (taux d'aluminium échangeable).

Á cette diversité des types de sols rencontrés s'ajoute une forte variabilité spatiale le long des deux toposéquences étudiées. Cette variabilité est particulièrement visible sur le site de Ballens, où plusieurs types de sols montrant parfois des voies d'évolution différentes peuvent être observés sur une seule station (altitude identique). Ces profils, parfois éloignés de quelques centaines de mètres seulement, se situent sur le même versant et sont donc soumis à des conditions climatiques générales identiques. La diversité des profils décrits reflète dans ce cas la variabilité de la couverture sédimentaire, alors que le substrat lithologique peut être considéré comme homogène dans une station.

Parmi les divers processus pédologiques mis en lumière au travers de la description et la dénomination des sols, le lessivage des argiles pose parfois un problème d'identification. En effet, d'après les observations de terrain, seuls deux profils comprennent un horizon BT typique des Neoluvisols (AMB 7 et BAL 7). Les analyses granulométriques ont permis de confirmer ces rattachements grâce à l'indice de différenciation texturale (IDT; AFES, 2009). Cependant, les observations de lames minces ont révélé la présence de revêtements argileux dans la porosité de nombreux profils appartenant majoritairement à la catégorie des Brunisols (AMB 4, 5A, 6, 8B, BAL 2 et 3C; annexes fiches pédologiques et § 4.3.1. plus loin), mais également dans l'Alocrisol Typique (BAL 6A) et dans un Calcisol (BAL 6B). Á l'échelle microscopique, il apparaît que les processus de lessivage et d'accumulation des argiles dans la porosité ne sont pas cantonnés aux Neoluvisols, mais concernent pratiquement la moitié des profils étudiés (10 sur 23). En revanche, les critères macroscopiques (présence d'un horizon BT) ou texturaux ne sont que plus rarement exprimés dans les profils et dépendent de l'intensité du processus de lessivage. Dans certains sols où l'intensité est moyenne (décelable par une faible différenciation texturale par exemple), les profils présentent un horizon St ou Ct et sont qualifiés de « luvique » (AMB 6, BAL 2, BAL 6A).

4.2. Résultats analytiques

4.2.1. Site des Amburnex

Les résultats des analyses de pH $\rm H_2O$, la composition minéralogique totale et celle de la fraction argileuse, ainsi que la distribution granulométrique des échantillons provenant des profils de sol des Amburnex sont présentés dans la figure 4.3. Les données chiffrées se trouvent en annexe, de même que les résultats traitant de la minéralogie de la fraction 2-16 μ m, qui ne sont pas commentés ici. Les principales caractéristiques des dix profils du site des Amburnex sont brièvement décrites ci-dessous, en fonction du type d'analyse. Les descriptions suivent une logique de bas en haut des solums, en partant des matériaux géologiques pour finir aux horizons de surface.

pHH₂O

Les valeurs de pH sont basiques (entre 7.4 et 8.4) dans les horizons profonds de tous les profils de sol. Au contact avec la roche-substrat calcaire, les échantillons sont fortement influencés par les réactions de dissolution du carbonate de calcium (rôle de tampon joué par les carbonates). L'horizon profond du profil AMB 2 présente une légère acidité (pH 6.8), probablement due à l'abondante présence de matière organique. Dans tous les profils, le pH décroît en allant vers la surface. Des valeurs minimales de 4.4 et 4.8 sont atteintes dans les échantillons AMB2 0-5 cm et AMB7 15-20 cm, respectivement. Dans les autres solums, les valeurs de pH mesurées dans les horizons de surface varient entre 5 et 6.5. L'évolution du pH dans les profils se fait soit de façon progressive (profils AMB 1 et AMB 3), soit de manière abrupte par un écart de pH d'une ou deux unités (profils AMB 4 à AMB 9).

Minéralogie totale (RT)

Les roches calcaires, ainsi que la terre fine de la moraine carbonatée, sont composées de 80 à 99 % de calcite. Ce même minéral représente entre 40 et 60 % des marnes analysées (AMB 4, AMB 5A et AMB 6). Les marnes d'Arzier situées au fond du profil AMB 6 contiennent également 34 % de dolomite (ou ankérite). La fraction résiduelle des matériaux calcaires est composée de phyllosilicates, de quartz et d'une fraction indosée. Les horizons profonds des solums sont également carbonatés (< 30 %), mais la proportion de calcite diminue inversement à la profondeur. Par conséquent, les phyllosilicates et le quartz présentent un enrichissement relatif dans ces mêmes échantillons. Dans les horizons profonds du profil AMB 6, la dolomite disparaît progressivement en se rapprochant de la surface, au profit de la calcite. Les échantillons de surface de tous les profils sont décarbonatés et contiennent de grandes quantités de quartz (20-60 %) et de phyllosilicates (15-40 %). L'évolution du rapport entre le quartz et les phyllosilicates au sein des profils semble indiquer un enrichissement préférentiel en quartz dans les horizons de surface. La fraction indosée augmente généralement dans les horizons superficiels des profils étudiés. De fortes proportions de cette fraction peuvent être attribuées à l'accumulation de matière organique (profils AMB 1, AMB 2) ou à la présence d'oxy-hydroxydes de fer mal cristallisés (profil AMB 7). Des produits amorphes résultant de l'altération des phyllosilicates peuvent également contribuer à la fraction indosée. De faibles quantités de feldspath potassiques (feldspath-K) et de plagioclases sodiques (plagioclase-Na) sont présentes dans les échantillons de surface des profils.

Minéralogie < 2 µm

La fraction décarbonatée des matériaux calcaires présente des spécificités en fonction des niveaux lithologiques. Les roches du Berriasien (profils AMB 2 à AMB 5) contiennent jusqu'à

45 % de kaolinite, accompagnée par des micas et des smectites. Les interstratifiés illite-smectite (IS1 et IS2) et la chlorite sont présents en faibles quantités. En revanche, la smectite domine (< 70 %) dans les roches du Valanginien (profils AMB 6 à AMB 9). Les micas et les interstratifiés illite-smectite sont également présents, de même que de faibles proportions de kaolinite et de chlorite dans certaines roches valanginiennes. Les échantillons profonds des profils de sol, ainsi que les échantillons prélevés dans les fissures de la roche (profils AMB 7 et AMB 8A), reflètent fidèlement la composition de la roche sous-jacente. En revanche, les échantillons de surface montrent une nette évolution de leur fraction résiduelle. Les smectites et les micas diminuent en se rapprochant de la surface, alors que les intergrades illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) apparaissent, produits par l'altération pédogénique des phyllosilicates et des silicates primaires. Les proportions d'interstratifiés illite-smectite et de kaolinite restent stables. La chlorite montre quant à elle une augmentation dans les échantillons de surface des sols. Dans les horizons superficiels des profils AMB 6, AMB 8A et AMB 8B, de faibles quantités de kaolinite sont observables, alors que ce minéral est absent des couches profondes.

Granulométrie

Les courbes granulométriques des résidus insolubles des roches calcaires présentent des distributions presque unimodales, dominées par un mode limoneux très fin aux alentours de 7-8 Φ (4-8 μ m). Des populations de sables fins (entre 4-5 Φ ; 32-64 μ m) et de sables grossiers (1 Φ; 500 μm) sont parfois présentes en faibles proportions. Les courbes granulométriques des horizons profonds des profils de sol montrent en général des similitudes avec les roches sous-jacentes. Cependant, bien que les mêmes populations de grains soient présentes (modes identiques), les proportions des différentes populations varient entre les échantillons. Les horizons de surface présentent quant à eux des courbes granulométriques nettement plurimodales. De plus, les « signatures » de ces échantillons sont fortement similaires au sein de chaque profil de sol, indiquant un dépôt superficiel homogène clairement différencié des horizons profonds. Les modes correspondants aux sables fins (3-4 Φ ; 63-125 μ m) et grossiers (1 Φ) montrent une augmentation par rapport aux couches profondes des solums. Cet accroissement est particulièrement marqué dans les horizons superficiels (0-5 cm de profondeur) des profils AMB 3 à AMB 9. Le mode correspondant aux limons fins (7-8 Φ) est toujours présent dans les horizons de surface, mais semble se décaler vers des tailles légèrement plus grossières (6-7 Φ ; 8-16 μ m). Une fraction argileuse (environ 10Φ ; $1 \mu m$) est également observable dans les échantillons superficiels de la majorité des solums. Le profil AMB 1 est le seul à présenter des courbes granulométriques similaires pour toutes les profondeurs.

En résumé, une tendance analogue est observée dans tous les profils de sol des Amburnex (exception faite du profil AMB 2). Les horizons profonds, issus de l'altération du matériau calcaire, ressemblent fortement aux roches sous-jacentes. Ils sont carbonatés, présentent des pH élevés et la composition minéralogique de leur fraction argileuse est essentiellement influencée par le substrat lithologique (abondance de kaolinite ou de smectite en fonction des différents bancs calcaires). En revanche, ces échantillons ne présentent pas de courbes granulométriques très homogènes au sein de chaque profil. Une rupture souvent nette sépare les couches profondes des horizons superficiels. Elle est particulièrement visible au regard des valeurs de pH, de l'évolution de la minéralogie des argiles en fonction de la profondeur et des distributions granulométriques. Les échantillons de surface de tous les profils présentent des caractéristiques similaires. Ils sont décarbonatés et leur pH est acide. La fraction argileuse est transformée par les processus d'altération (présence des IV et IV-Al-Fe) et enrichie en chlorite. Finalement, les courbes granulométriques montrent une forte similitude des distributions au sein des horizons

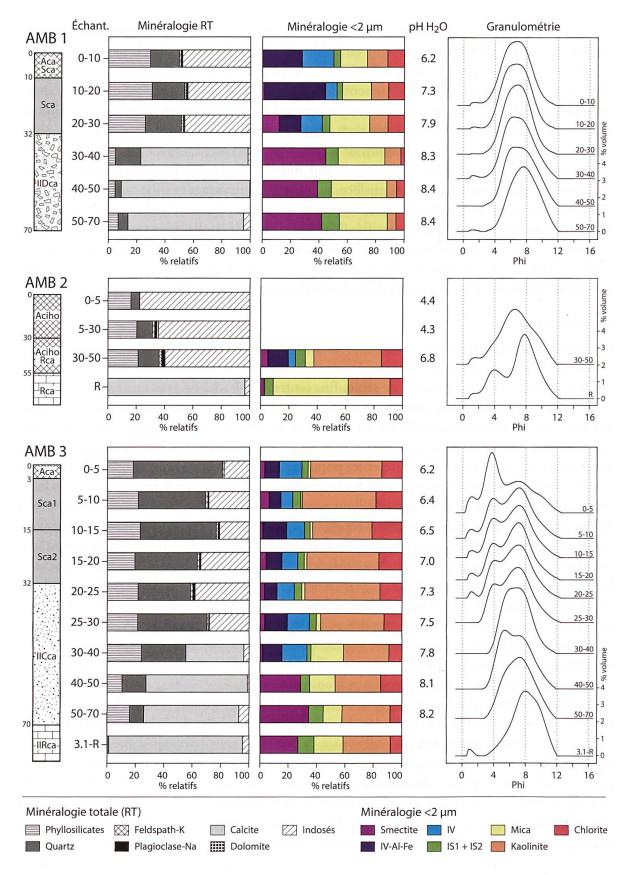


Figure 4.3. Résultats analytiques des échantillons provenant des profils de sol du site des Amburnex. Les profils de sol et les horizons déterminés (AFES, 2009) sont représentés schématiquement. Les échantillons analysés sont identifiés par leur profondeur (en cm). La composition minéralogique de la fraction totale et de la fraction décarbonatée < $2 \mu m$, le pH $_{2}$ O et la distribution granulométrique du résidu insoluble sont représentés pour chaque échantillon analysé.

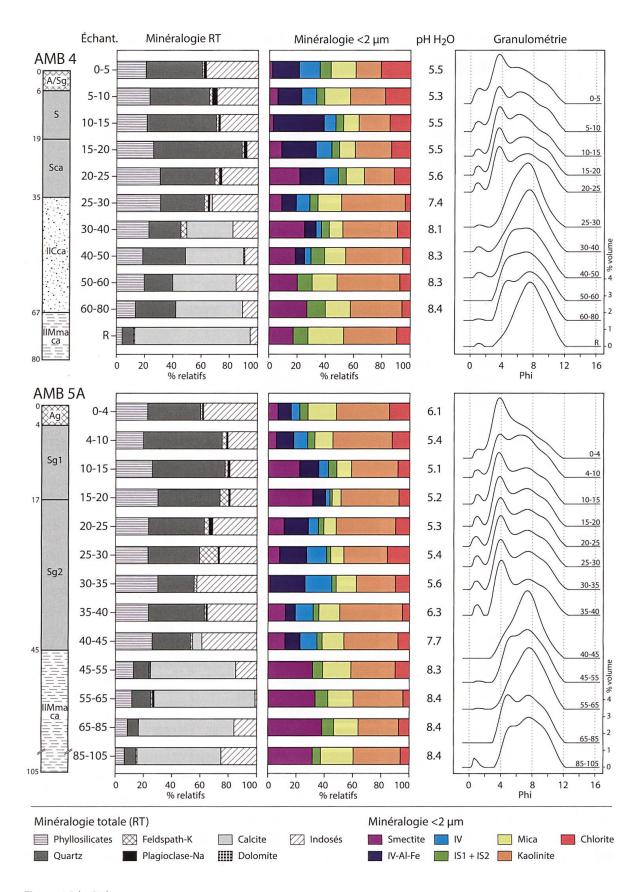


Figure 4.3 (suite)

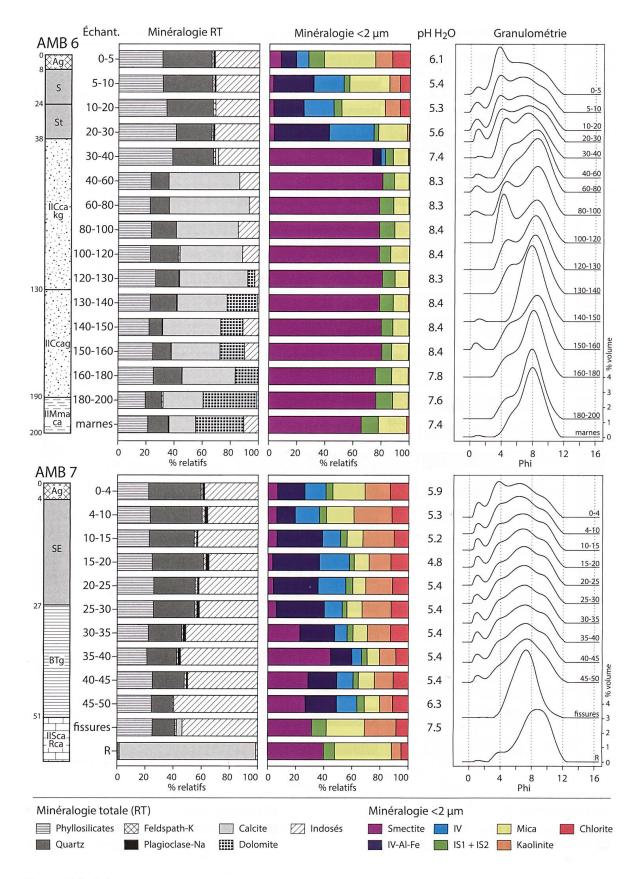


Figure 4.3 (suite)

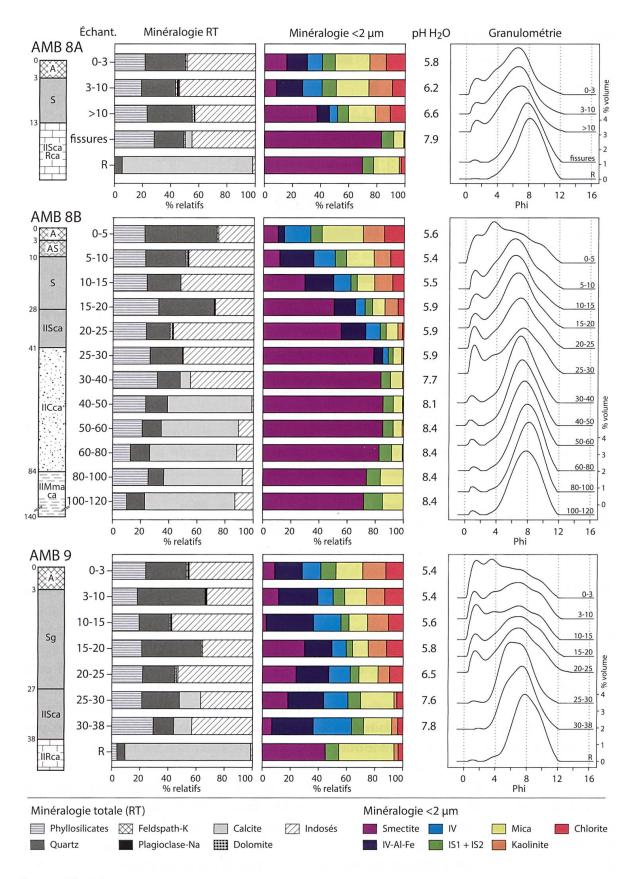


Figure 4.3 (suite)

Autres roches prélevées dans les profils

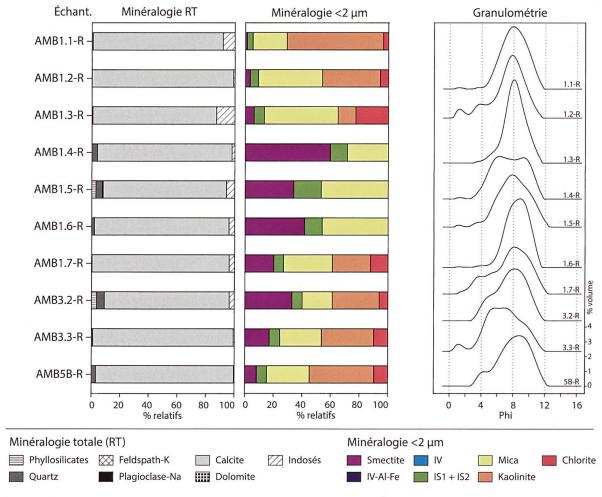


Figure 4.3 (suite)

de surface de chaque profil, ainsi qu'une augmentation de la proportion des sables fins et grossiers par rapport aux horizons profonds.

4.2.2. Site de Ballens

Les résultats des analyses de pH H₂O, de minéralogie (roche totale et fraction < 2 μm) et de granulométrie réalisées sur les échantillons provenant des profils du site de Ballens sont présentés à la figure 4.4. Les treize solums étudiés sont plus complexes que ceux des Amburnex, au regard des séquences d'horizons, de la nature des différents dépôts identifiés, ainsi que des processus pédologiques dominants. Dans le but de rendre la compréhension des résultats plus aisée, il a été choisi de décrire les données non pas en fonction du type d'analyse, mais au travers des cinq unités de substrat décrites au § 4.1. Les résultats des analyses géochimiques présentent un exemple de profil de sol pour chacune de ces cinq unités (figure 4.5). Les données géochimiques concernant les autres profils analysés se trouvent en annexe. Pour finir, les résultats concernant le carbone organique total (TOC) donné par l'analyse RockEval et les cations extraits à l'eau dosés par chromatographie ionique sont brièvement décrits (résultats en annexe).

Les sols sur lœss remobilisés (profils BAL 2 et BAL 3C)

Dans les deux profils de sol, les valeurs de pH sont basiques (7.8-7.9) dans les échantillons profonds au contact de la roche calcaire. Puis, le pH diminue progressivement (BAL 3C) ou abrup-

tement (BAL 2) en remontant en direction de la surface des solums, pour atteindre des valeurs situées entre 5 et 5.2. La composition minéralogique totale des roches situées au fond des profils est constituée de > 80 % de calcite. La fraction résiduelle est quant à elle composée de quartz et de phyllosilicates, ainsi que de très faibles quantités de feldspath-K dans la roche BAL2-R. Dans les deux profils, les horizons profonds de transition (BAL2 30-40 cm et BAL3C 30-50 cm) sont encore carbonatés (< 45 % de calcite). Les horizons de surface, entièrement décarbonatés, sont majoritairement composés de quartz (entre 45 et 55 %), de phyllosilicates (entre 25 et 40 %) et de la fraction indosée. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sodiques représentent individuellement entre 2 et 6 % des échantillons de surface. La composition minéralogique de la fraction argileuse est similaire dans les deux roches calcaires. Elle est dominée par les micas et la kaolinite, accompagnés des smectites, des interstratifiés illite-smectite et de la chlorite en faibles quantités. La composition des échantillons de sol est relativement homogène au travers des deux profils étudiés. Les proportions de mica, d'interstratifiés illite-smectite et de smectite diminuent en se dirigeant vers la surface, au profit des intergrades illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe). La quantité de kaolinite reste constante à travers les profils, alors que la chlorite augmente dans les échantillons de surface. Les courbes granulométriques des résidus insolubles des roches sont semblables. Elles sont constituées de trois populations de grains, dont les modes se situent à 1, 6 et 10 Φ (correspondant respectivement à 500, 16 et 1 μ m). Les distributions granulométriques des échantillons de sol sont composées de modes identiques à ceux identifiés dans les roches calcaires, mais la population de limons fins (6 Φ ; 16 μ m) devient dominante. La composition géochimique totale du profil BAL 2 montre que la roche calcaire contient principalement du Ca, ainsi que du Sr en faible proportion. De petites quantités de Si, Al, Fe, Mg, K, Ti et Mn sont également détectées. Dans les horizons de surface, Si, Al et Fe dominent la composition géochimique. Un enrichissement en Ti est observé, alors que les proportions de Ca et de Sr diminuent drastiquement. L'échantillon BAL2 20-30 cm présente une légère augmentation en Al et en Fe, qui pourrait être liée à une plus forte proportion de phyllosilicates (probablement causé par le lessivage des argiles).

Ces deux profils se développant dans des dépôts de lœss remobilisés présentent des caractéristiques similaires, tant du point de vue de la composition minéralogique que de la distribution granulométrique. La présence de feldspath potassique, de plagioclase sodique (fraction totale), ainsi que de chlorite (fraction < 2 µm) dans les échantillons de surface est attribuée à un apport exogène, car ces minéraux ne se retrouvent qu'en faibles proportions dans la roche calcaire sous-jacente. La même constatation peut être faite au regard de la composition géochimique du profil BAL 2, montrant un enrichissement en éléments « exogènes ». En revanche, si les signatures granulométriques des échantillons de sol et de roche ne permettent pas l'identification de discontinuités lithologiques franches entre les distributions des lœss et la roche calcaire, elles soulignent néanmoins une évolution dans les proportions des différentes classes modales.

Les sols sur roche calcaire en place (profils BAL 1, BAL 3B, BAL 4B et BAL 6B)

Dans les quatre profils considérés, les valeurs de pH sont basiques (7.0-7.7) dans les échantillons provenant du fond des profils et diminuent progressivement en direction de la surface pour atteindre des valeurs situées entre 5.9 et 6.8, en fonction des solums. Les roches situées au fond des profils présentent une composition minéralogique totale dominée par la calcite (entre 70 et 99 % en fonction des roches). De la dolomite (16 %) est également présente dans la roche BAL1-R (voir § 4.2.3. pour la description des substrats lithologiques). Les échantillons de sol sont quant à eux généralement décarbonatés (< 1 % calcite) et composés de quartz, de phyllosilicates et d'une fraction indosée (liée à l'accumulation de matière organique) en proportion

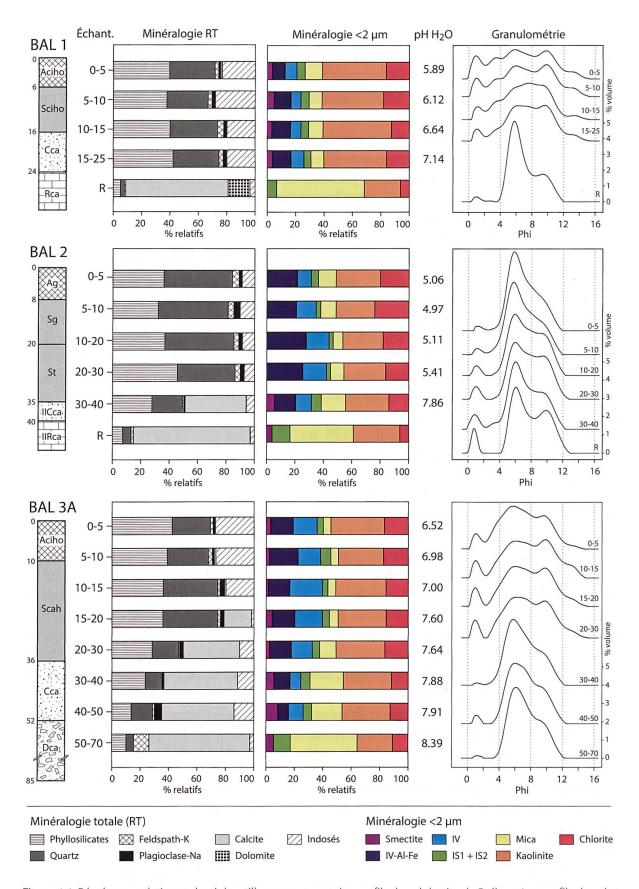


Figure 4.4. Résultats analytiques des échantillons provenant des profils de sol du site de Ballens. Les profils de sol et les horizons déterminés (AFES, 2009) sont représentés schématiquement. Les échantillons analysés sont identifiés par leur profondeur (en cm). La composition minéralogique de la fraction totale et de la fraction décarbonatée < 2 μ m, le pH H₂O et la distribution granulométrique du résidu insoluble sont représentés pour chaque échantillon analysé.

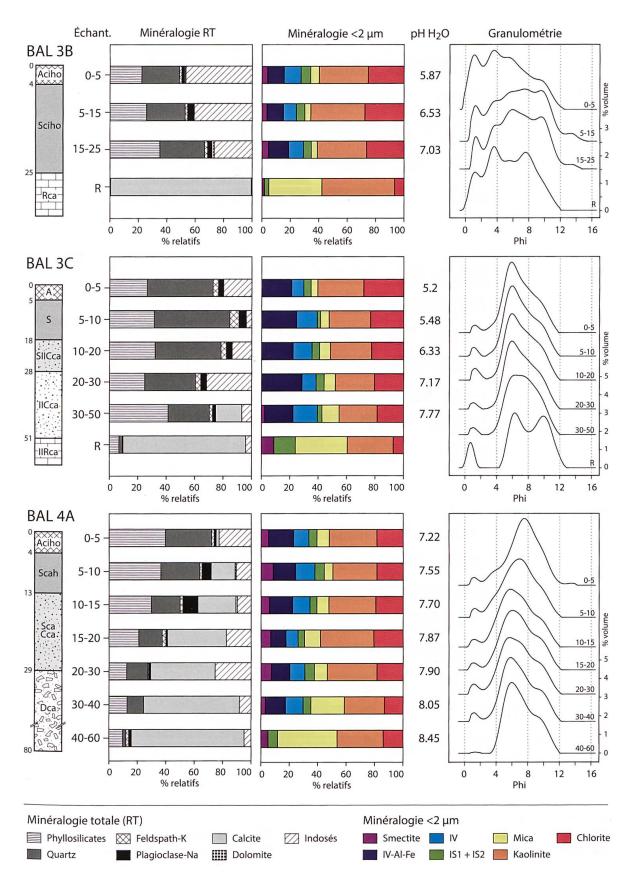


Figure 4.4 (suite)

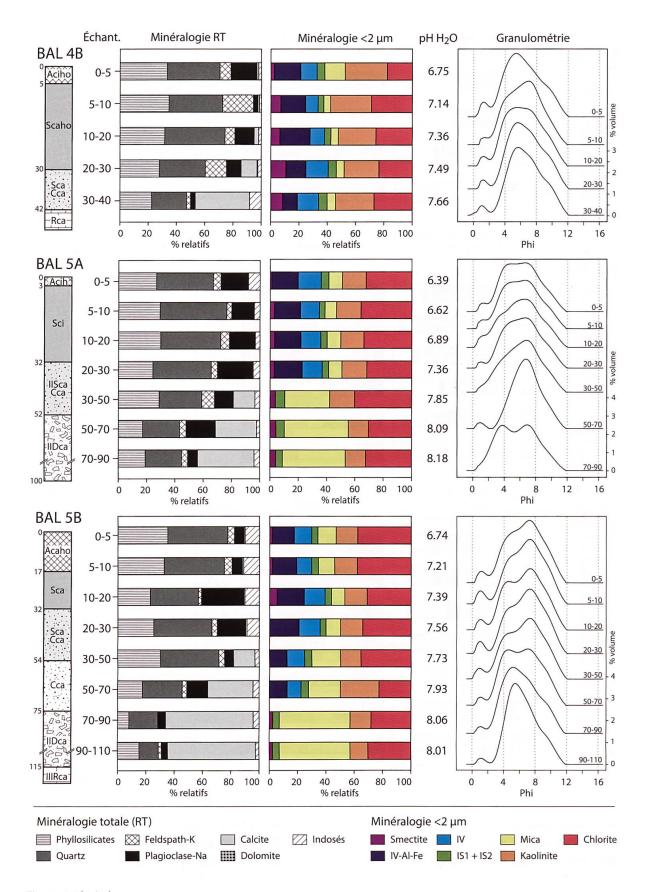


Figure 4.4 (suite)

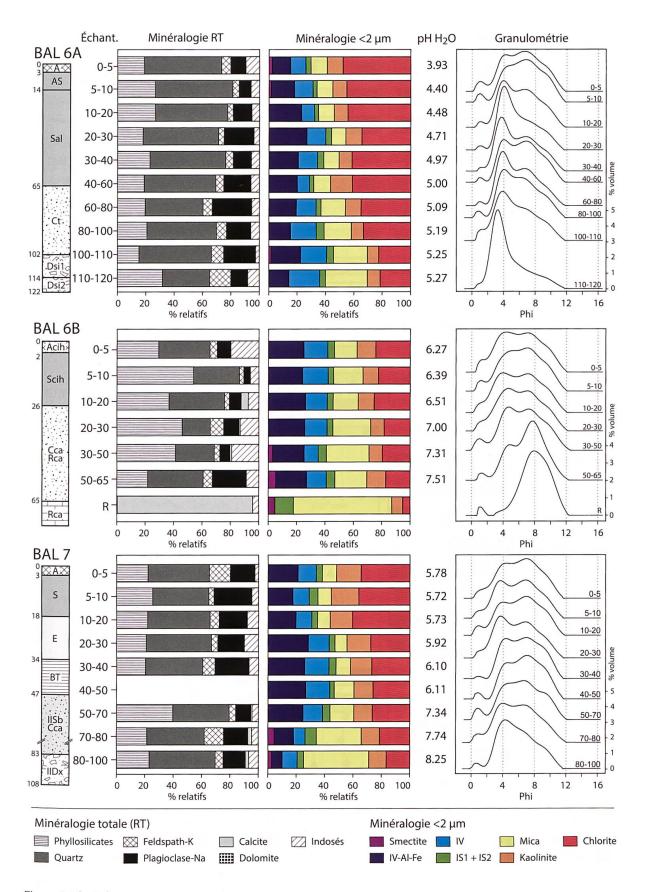


Figure 4.4 (suite)

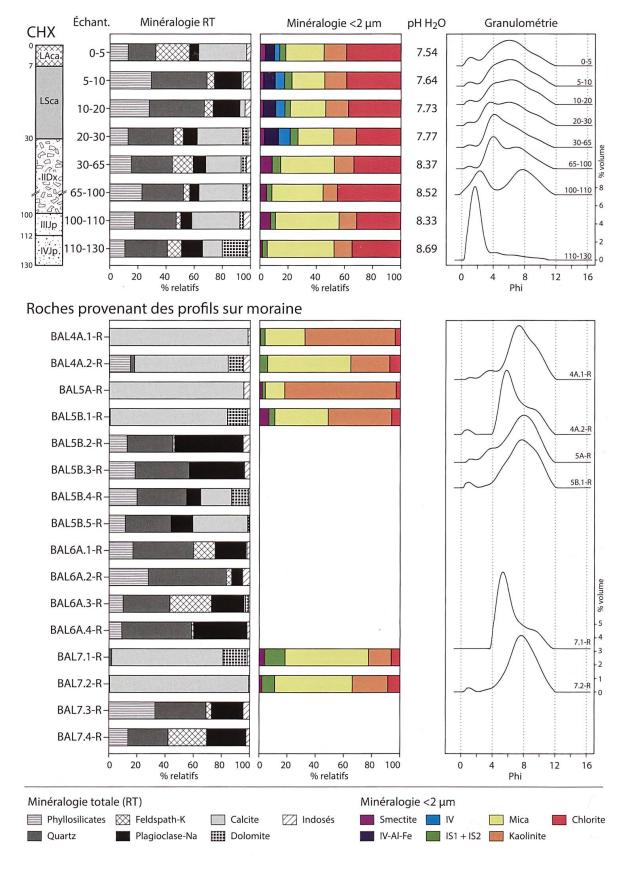
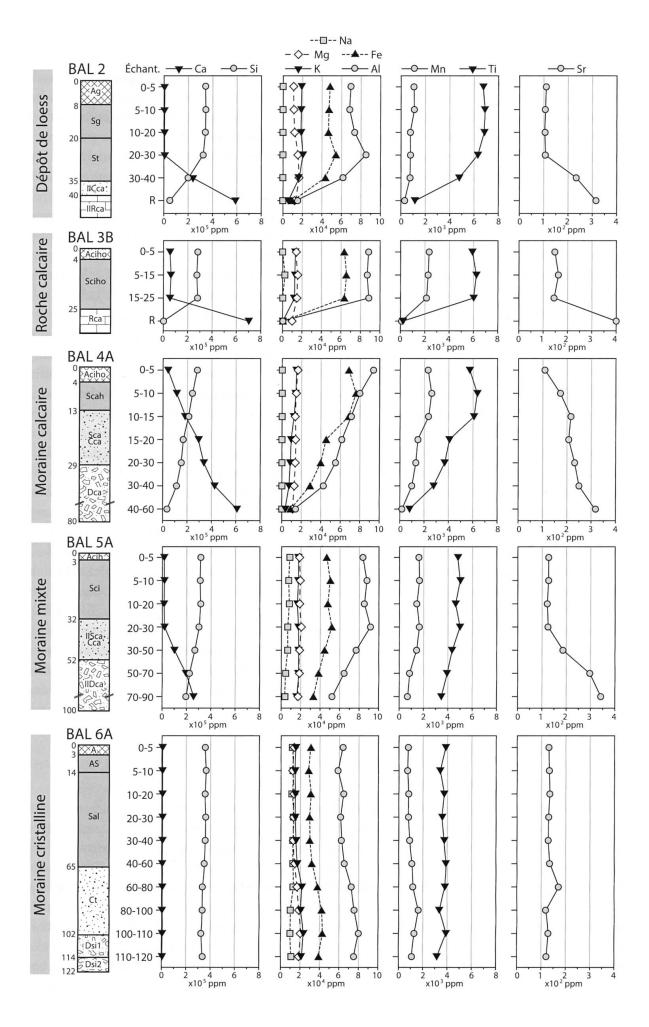


Figure 4.4 (suite)

Figure 4.5 (ci-contre). Composition géochimique (fraction totale) de cinq profils de sol de la toposéquence de Ballens correspondant aux cinq unités de substrat décrites. Les profils de sol et les horizons déterminés (AFES, 2009) sont représentés schématiquement et les échantillons analysés sont identifiés par leur profondeur (en cm).



variable. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sodiques sont également présents dans ces échantillons. Ils sont plus abondants dans les profils BAL 4B et BAL 6B, où ils peuvent atteindre des proportions respectives de 22 et 24 %, que dans les deux autres profils. La composition minéralogique de la fraction granulométrique argileuse des roches est principalement constituée de mica et de kaolinite en quantités différentes en fonction des trois roches analysées. De la smectite, des interstratifiés illite-smectite et de la chlorite sont également présents en faibles proportions. Dans les échantillons de sol, les intergrades illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) deviennent abondants (particulièrement dans le profil BAL 6B). Les proportions de kaolinite restent constantes ou augmentent (profil BAL 1), de même que la chlorite, qui peut représenter jusqu'à 30 % de la fraction < 2 μm résiduelle des échantillons. Les courbes granulométriques du résidu insoluble des roches sont très différentes les unes des autres. La roche BAL1-R montre une domination du mode 6 Φ (16 μ m), accompagné par deux modes à 10 et 1 Φ (respectivement 1 et 500 μm). La signature de la roche BAL3B-R est plurimodale et jusqu'à cinq modes peuvent être identifiés: 1, 3.5, 6, 8 et 10Φ , correspondant respectivement à des valeurs de 500, 88, 16, 4 et 1 µm. Dans la roche BAL6B-R, la distribution granulométrique du résidu insoluble est dominée par un mode à 8 Φ (4 μ m), accompagné par une faible quantité de sables grossiers (mode à 1 Φ; 500 μm). Les échantillons de sol présentent quant à eux des courbes relativement similaires au sein de chaque profil. Dans le profil BAL 3B, une certaine variation est observée entre les échantillons. Cependant, les modes granulométriques principaux sont identiques à ceux présents dans la roche sous-jacente, mais en proportions différentes. Dans les profils BAL 1 et BAL 6B, les courbes granulométriques des échantillons de sol montrent un enrichissement relatif en sables grossiers (mode 1 Φ; 500 μm) et fins (mode 3-4 Φ; 63-125 μm). Pour finir, les distributions granulométriques des échantillons du profil BAL 4B sont dominées par une fraction limoneuse fine (6 Φ ; 16 μ m), accompagnée par de moindres quantités d'argiles (mode 10Φ ; 1 μm) et de sables grossiers (mode 1 Φ ; 500 μm). La composition géochimique du profil BAL 3B indique que la roche-substrat contient majoritairement du Ca, avec de faibles quantités de Mg et de Sr. Une transition nette est observée avec les échantillons de sol et s'exprime par une forte diminution du Ca et du Sr, ainsi que par un enrichissement en Si, Al, Fe, Mn et Ti.

Ces quatre profils de sol, paraissant relativement semblables sur le terrain, se révèlent en réalité différents au regard des analyses minéralogiques et granulométriques. Certains paramètres (par exemple le pH ou certains modes granulométriques précis) semblent indiquer une continuité entre la roche sous-jacente et le sol, alors que d'autres (par exemple les proportions de feldspath-K, de plagioclases-Na, de chlorite ou d'autres modes granulométriques spécifiques, ainsi que la composition géochimique du profil BAL 3B) pourraient révéler au contraire la présence de discontinuités lithologiques entre le sol et la roche calcaire.

Les sols sur moraine calcaire (profils BAL 3A et BAL 4A)

Dans les deux profils de sol se développant dans des moraines carbonatées, les valeurs de pH mesurées sont toujours > 6.5. Ces valeurs sont de 8.4-8.5 dans les échantillons profonds de chaque profil et diminuent progressivement dans les horizons supérieurs. La composition minéralogique de la fraction totale est dominée par la calcite (entre 70 et 80 %) dans les échantillons profonds représentant les moraines les moins altérées. Des quantités variables de phyllosilicates, de quartz, de feldspath potassique, de plagioclase sodique et de la fraction indosée sont présentes dans les moraines des deux sites. En remontant vers la surface des profils, la proportion de calcite diminue progressivement, alors que les phyllosilicates et le quartz augmentent relativement. Les échantillons de surface sont décarbonatés (profil BAL 3A) ou faiblement carbonatés (profil BAL 4A). La fraction indosée est importante (20-30 %) et principalement liée à

l'accumulation de matière organique. Le quartz et les phyllosilicates représentent la plus grande part des échantillons, accompagnés par de faibles quantités de feldspath-K et de plagioclase-Na. La composition minéralogique de la fraction granulométrique argileuse est similaire dans les deux échantillons profonds, où les micas et la kaolinite dominent. La chlorite, les interstratifiés illite-smectite et la smectite sont également présents en proportions moindres. Les quantités d'intergrades illite-vermiculite, de kaolinite et de chlorite augmentent graduellement vers la surface des solums, alors que les micas diminuent. Les smectites et les interstratifiés illite-smectite se retrouvent quant à eux en proportions constantes dans tous les échantillons. Les courbes granulométriques du résidu insoluble des deux moraines sont identiques. Elles sont dominées par un mode situé entre 6 et 7 Φ (8-16 μ m), accompagné d'un mode argileux (10 Φ ; 1 μ m) et de très faibles proportions de sables grossiers (mode à 1 Φ ; 500 µm). Les échantillons profonds des profils de sol ressemblent fortement aux moraines peu altérées. Dans le profil BAL 3A, une rupture au sein des distributions granulométriques est observée à 30 cm de profondeur. Les échantillons de surface présentent des courbes similaires, enrichies en sables grossiers et en argiles par rapport aux horizons profonds. Le mode situé entre 6 et 7 Φ est toujours présent mais affiche des proportions moindres, alors qu'un mode situé entre 3 et 4Φ (63-125 µm) est observé. Dans le profil BAL 4A, la transition avec les horizons de surface est graduelle et s'exprime par un décalage du mode 6-7 Φ vers des tailles légèrement plus fines (mode 7-8 Φ ; 4-8 μ m), une diminution des argiles, une augmentation des sables grossiers et l'apparition discrète d'un mode situé entre 3 et 4 Φ. La composition géochimique totale du profil BAL 4A montre que la moraine peu altérée est principalement caractérisée par la présence du Ca, accompagné par le Sr. De faibles quantités de Si, Al, Fe, Mg, K et Ti sont également détectées. Une transition graduelle est observée en remontant vers la surface. Elle se concrétise par une diminution des teneurs en Ca et Sr, ainsi que par une nette augmentation en Si, Al, Fe, Ti et Mn.

Les deux profils se développant sur des moraines calcaires présentent une évolution similaire de leur composition minéralogique (fraction totale et < 2 μ m) au sein des solums. La diminution progressive de la calcite en remontant vers les horizons de surface est attribuée à la forte présence de squelette calcaire de toutes tailles, fournissant une importante recharge en calcite. Inversement, l'augmentation graduelle en kaolinite et en chlorite peut être liée à des apports exogènes, alors que la présence d'intergrades pédogéniques (IV et IV-Al-Fe) témoigne de la transformation des silicates. Les signatures granulométriques du profil BAL 4A montrent une transition progressive, de même que l'évolution de la composition géochimique. En revanche, les courbes granulométriques du profil BAL 3A indiquent une discontinuité entre les échantillons de surface (< 30 cm de profondeur) et de profondeur (> 30 cm).

Les sols sur moraine mixte (profils BAL 5A, BAL 5B, BAL 7 et CHX)

Les quatre profils situés sur des moraines mixtes carbonatées présentent de grandes différences entre eux. Les valeurs de pH sont élevées (entre 8.0 et 8.5) dans les échantillons profonds correspondant aux moraines peu altérées et diminuent dans les horizons de surfaces (entre 5.7 et 7.5). La composition minéralogique totale présente de fortes variations entre les moraines : la calcite est dominante (30-60 %) dans les profils BAL 5A, BAL 5B et CHX, alors qu'elle n'est que faiblement présente (< 3 %) dans la moraine du profil BAL 7 où le quartz, les phyllosilicates et les plagioclases-Na sont majoritaires. De la dolomite est également présente dans la moraine du profil CHX (2-4 %) et augmente dans les horizons fluvio-glaciaires profonds (< 20 %). Les échantillons de surface des profils de sol sont décarbonatés (excepté pour le site CHX, où un chaulage a pu être réalisé) et dominés par le quartz et les phyllosilicates. Les feldspath-K et plagioclase-Na sont fortement représentés, alors que la fraction indosée est peu abondante

(< 12 %). La composition de la fraction granulométrique argileuse des moraines montre une nette dominance des micas et de la chlorite, ainsi que de la kaolinite en quantités moindres. Dans les échantillons de surface, les micas diminuent progressivement (profil BAL 5B, BAL 7 et CHX) ou abruptement (profil BAL 5A), alors que les intergrades illite-vermiculite augmentent. La proportion de kaolinite reste stable au sein des profils. La chlorite montre quant à elle de légères augmentations vers la surface. Les distributions granulométriques des moraines sont très hétérogènes et sont dominées par différents modes: les sables grossiers (1 Φ ; 500 μ m) et fins $(4 \Phi; 63 \mu m)$, les limons fins $(6 \Phi \text{ et } 7-8 \Phi; \text{ respectivement } 16 \text{ et } 4-8 \mu m)$ et les argiles (10 Φ ; 1 μ m). Les dépôts fluvio-glaciaires du profil CHX sont constitués de sables (mode 2 Φ ; 250 μm) et de limons fins (mode 8 Φ; 4 μm) bien différenciés. Les échantillons de surface des profils présentent des courbes granulométriques plus platykurtiques que celles des moraines. Les mêmes modes granulométriques sont présents dans les horizons superficiels mais les proportions des différentes populations de grains varient. La composition géochimique du profil BAL 5A indique une diminution des proportions de Ca et de Sr dans les horizons morainiques profonds en direction de la surface, alors que les éléments Si, Al, Fe, Mn et Ti augmentent progressivement. Une rupture est visible avec les échantillons superficiels (< 30 cm de profondeur) présentant une composition homogène. Le Ca est présent en faibles quantités, alors que Si, Al, Fe, Mn et Ti sont abondants, par rapport à la moraine sous-jacente. De faibles concentrations de Na sont également détectées.

Le groupe des profils de sol se développant sur des moraines mixtes carbonatées est hétéroclite. En effet, l'hétérogénéité des moraines elles-mêmes, du point de vue de la composition minéralogique ou granulométrique, impacte sur le développement du sol. De plus, des discontinuités lithologiques sont présentes entre les couches de surface et les dépôts morainiques de profondeur. D'une manière générale, la calcite est présente au fond des profils et induit des valeurs de pH élevées. En revanche, les horizons de surface sont décarbonatés ou peu carbonatés et les minéraux exogènes (plagioclase-Na, feldspath-K en grande quantité, chlorite) sont abondants. Les courbes granulométriques montrent quant à elles des mélanges de populations de grains, aussi bien dans les moraines que dans les échantillons de surface.

Le sol sur moraine cristalline (profil BAL 6A)

Ce profil de sol est homogène dans sa composition minéralogique, granulométrique et géochimique et les rares changements observables au sein du profil se font de façon progressive. Les valeurs de pH sont acides et se distribuent entre 5.3 (en profondeur) et 3.9 (en surface). La terre fine est entièrement décarbonatée dans tout le profil et la composition minéralogique de la fraction totale est dominée par le quartz (30-55 %), accompagné par d'importantes quantités de phyllosilicates, de plagioclase sodique et de feldspath potassique. La fraction argileuse est principalement constituée d'intergrades illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) et de chlorite, cette dernière présentant une augmentation graduelle en direction de la surface. Des quantités moindres de mica et de kaolinite sont également présentes, alors que la smectite est détectée en très faibles proportions dans les échantillons superficiels. Les distributions granulométriques montrent une dominance des sables fins (mode 3-4 Φ ; 63-125 μ m) tout au long du profil, avec néanmoins une diminution de ce mode dans les deux échantillons de surface. Des populations de limons fins (6-7 Φ ; 8-16 μ m) et d'argiles (10 Φ ; 1 μ m) sont identifiées. Les sables grossiers (1 Φ; 500 μm) sont également présents en quantités variables dans les échantillons. La composition géochimique du profil est dominée par les éléments Si, Al et Fe. Les proportions de Si restent très stables dans tout le profil, alors que Al et Fe montrent une augmentation dans les horizons profonds (> 60 cm). De moindres proportions de K, Mg, Na, Mn et Ti sont également présentes. Ca et Sr ne sont mesurés qu'en faibles concentrations, en comparaison avec les profils carbonatés décrits plus haut.

Le carbone organique total (RockEval)

Les valeurs de TOC se distribuent entre 0.03 et 25.31 % (résultats en annexe), et montrent une diminution systématique de la surface vers la profondeur des profils. Le solum BAL 7 constitue la seule exception en affichant dans l'échantillon situé entre 50 et 70 cm de profondeur une valeur de TOC (1.37 %) légèrement supérieure aux échantillons sus- et sous-jacents. Les profils situés sur dalle et sur moraine calcaires contiennent les plus hauts taux de TOC dans leurs horizons superficiels (entre 10 et 25 %). Les profils développés sur lœss et sur moraines mixtes possèdent des teneurs en TOC situées entre 4 et 11 %, alors que le profil localisé sur moraine cristalline présente les plus faibles proportions en TOC, avec des valeurs ne dépassant pas 2.2 % dans les horizons superficiels.

Les cations extraits à l'eau (chromatographie ionique)

Les cinq cations mesurés (calcium, potassium, sodium, magnésium et ammonium) montrent des distributions similaires au sein des profils, avec des valeurs maximales dans les horizons de surface suivies d'une diminution dans les horizons de profondeur (résultats en annexe). Le calcium extrait à l'eau affiche les valeurs les plus hautes des cations dosés (entre 0.005 et 0.323 mg/g de sol) et présente des concentrations plus importantes dans les sols BAL 1 à BAL 5B que dans ceux situés plus bas sur la toposéquence (sols BAL 6A à CHX). Le potassium montre une nette augmentation dans l'échantillon le plus superficiel de chaque profil, avec une valeur maximale de 0.047 mg/g de sol dans l'échantillon CHX 0-5. Le sodium, le magnésium et l'ammonium présentent un comportement similaire à celui du potassium, mais atteignent des valeurs maximales < 0.02 mg/g de sol.

4.2.3. Caractérisation des roches autochtones

Cette section décrit les roches calcaires et les marnes provenant du massif jurassien (substrats lithologiques en place dans les profils ou fragments de roche issus des moraines jurassiennes). Ces roches, qui correspondent à des bancs lithologiques déterminés, sont décrites au travers de leur composition minéralogique de la fraction totale et du résidu insoluble < 2 μ m, ainsi que par leur faciès observé en lames minces.

Composition minéralogique

Les roches étudiées sont majoritairement composées de calcite, dont la proportion varie en fonction de la pureté des calcaires. La quantité et la composition du résidu d'altération (RI), principalement composé de quartz, de phyllosilicates et de la fraction indosée (tableau 4.1), varie fortement d'un banc à l'autre et montre également des modifications importantes au sein d'un même banc, notamment en fonction du faciès des roches. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sodiques sont très faiblement représentés (< 2 %) dans toutes les roches analysées. Les interstratifiés illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) sont totalement absents des roches, ce qui atteste de leur origine pédogénique et non héritée dans les sols (tableau 4.2). Les calcaires jurassiques du Kimmeridgien, du Portlandien et du Purbeckien contiennent entre 1 et 18 % de résidu insoluble, en fonction des échantillons. Les phyllosilicates sont faiblement représentés et principalement composés de micas, de kaolinite (Kimmeridgien et Portlandien) et de smectite (Purbeckien). La chlorite présente des pourcentages relatifs élevés dans la fraction < 2 μm de certains échantillons (par exemple 23 % dans la roche BAL1.3-R), mais les quantités sont

en réalité très faibles au regard de la proportion de phyllosilicates mesurée dans la fraction totale (indétectables dans l'échantillon BAL1.3-R). Les calcaires du Berriasien sont caractérisés par l'abondance de la kaolinite dans la fraction < 2 μm (ADATTE, 1988; PERSOZ, 1982). Cependant, d'importantes variations sont observées entre les faciès. Le calcaire de Thoiry est un calcaire très pur dont les proportions en quartz et en phyllosilicates sont pratiquement nulles. En revanche, les couches de la Corraterie présentent une alternance de calcaires et de marnes, dans lesquelles le RI peut atteindre 53 %. Les phyllosilicates sont minoritaires par rapport à la fraction quartzeuse (représentant < 29 % de la fraction totale dans certaines marnes), qui constitue une source importante de matériel résiduel autochtone pouvant potentiellement se retrouver dans les sols. Les bancs du Valanginien présentent quant à eux une fraction < 2 µm riche en smectite et dépourvue de kaolinite (ADATTE & RUMLEY, 1984; PERSOZ, 1982). Les niveaux marneux (marnes d'Arzier et marnes intercalaires) contiennent jusqu'à 47 % de RI, comprenant de grandes quantités de quartz et de phyllosilicates. Le Calcaire Roux est composé d'une fraction résiduelle dominée par le quartz et la fraction indosée où les phyllosilicates ne sont que faiblement représentés. Finalement, le calcaire de l'Hauterivien contient 6 % de résidu insoluble, composé principalement de quartz. Les phyllosilicates, non détectés dans la fraction totale, sont essentiellement constitués de smectite.

Faciès

L'observation du faciès des roches en lame mince permet d'une part de confirmer la détermination des substrats lithologiques (notamment en ce qui concerne les échantillons provenant de moraines carbonatées) et d'autre part de caractériser certains éléments composant les roches et pouvant potentiellement être libérés lors de l'altération, à l'image des fragments de coquilles ou d'échinodermes, de grains de quartz, ou d'oxy-hydroxydes de fer. Les descriptions présentées ci-dessous correspondent aux échantillons collectés sur les zones d'étude et ne prennent pas en compte la totalité des faciès observables dans les bancs en question – pour cela, se référer par exemple à ADATTE (1988), AUBERT (1941) ou FALCONNIER (1951).

- Kimméridgien: Calcaire micritique comprenant des fragments de coquilles et des cristaux de dolomite, en partie remplacés par de la calcite. Imprégnations d'oxydes de fer par endroits. (Échantillons BAL2-R, BAL3B-R, BAL3C-R).
- Portlandien: Calcaire blanc d'aspect poreux, saccharoïde. Présence de cristaux de dolomite, parfois remplacés par de la calcite (dédolomitisation; figure 4.6 A et B). Peu de fossiles observés. (Échantillons AMB1.3-R, BAL1-R, BAL6B-R).
- Purbeckien: Calcaire gris micritique compact contenant des fossiles d'eau douce (oogones de characées, fossiles d'ostracodes). (Échantillon AMB1.6-R).
- Berriasien, Calcaire de Thoiry: Calcaire micritique grisâtre à bioclastes, présentant un faciès de milieu peu profond de plateforme carbonatée. Les caractéristiques suivantes ont été observées selon les échantillons: traces de bioturbation, pelloïdes, quelques oolithes, morceaux de coquilles de bivalves et d'échinodermes, foraminifères benthiques de grande taille, quelques veines de calcite. Pas de grains de quartz ni d'oxydes de fer. (Échantillons AMB1.1-R, AMB1.2-R, AMB1.7-R, AMB2-R).
- Berriasien, Couches de la Corraterie: Calcaire micritique très dense, faciès de milieu plus profond. Les caractéristiques suivantes ont été observées selon les échantillons: oolithes, pelloïdes (figure 4.6 D), grains de quartz (parfois très abondants), foraminifères (notamment des Trocholines), débris d'échinodermes (crinoïdes), de bivalves et de gastéropodes, oxydes de fer, matière organique. (Échantillons AMB3.1-R, AMB3.2-R, AMB3.3-R, AMB4-R, AMB5B-R).

Tableau 4.1. Composition minéralogique totale des roches calcaires prélevées sur les sites d'étude.

Fraction totale (%)

			Calcite +					
Banc	Echantillons	RI (%)	Dolomite	Quartz	Phyllosilicates	Feldspath-K	Plagioclase-Na	Indosés
Kimmeridgien	BAL2-R, BAL3B-R, BAL3C-R	1.1 - 17.6	82.4 - 98.9	0.3 - 5.9	0.0 - 7.1	0.0 - 1.8	0.0 - 0.5	0.9 - 4.1
Portlandien	AMB1.3-R, BAL1-R, BAL6B-R	4.7 - 13.6	86.5 - 95.3	0.4 - 2.7	0.0 - 5.1	0.0 - 1.0	0.0	3.6 - 12.8
Purbeckien	AMB1.6-R	5.9	94.1	2.1	0.0	0.0	0.0	3.8
Berriasien								
Calcaire de Thoiry	AMB1.1-R, AMB1.2-R, AMB1.7-R, AMB2-R	0.9 - 9.1	90.9 - 99.1	0.1 - 0.8	0.0	0.0 - 0.3	0.0	0.8 - 8.2
Couches de la Corraterie	AMB3.1-R, AMB3.2-R, AMB3.3-R, AMB4-R, AMB5B-R	1.8 - 18.4	81.6 - 98.2	1.2 - 8.1	0.0 - 4.2	0.0 - 0.8	0.0	0.3 - 5.3
Marnes	AMB4 60-80, AMB5A 85-105	40.6 - 52.8	47.2 - 59.4	8.1 - 28.4	6.4 - 13.6	0.0 - 0.9	0.0	10.8 - 25.2
Valanginien Marnes d'Arzier	AMB6 marnes	46.8	53.2	14.5	21.2	9.0	0.0	10.5
Calcaire Roux	AMB1.5-R, AMB7-R, AMB8A-R, AMB9-R	3.0 - 13.8	86.3 - 97.0	0.9 - 5.7	0.0 - 3.7	0.0 - 0.8	0.0 - 0.3	1.2 - 5.6
Marnes intercalaires AMB8B 100-120	AMB8B 100-120	35.8	64.2	12.7	10.2	0.0	0.0	12.9
Hauterivien	AMB1.4-R	0.9	94.0	4.1	0.0	0.0	0.0	1.9

Tableau 4.2. Composition minéralogique de la fraction < 2 µm des roches calcaires prélevées sur les sites d'étude.

Fraction <2 um (%)

						(6.)		
Banc	Echantillons	RI (%)	Smectite	IV + IV-AI-Fe	IS1 + IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite
Kimmeridgien	BAL2-R, BAL3B-R, BAL3C-R	1.1 - 17.6	1.7 - 8.8	0.0	3.1 - 15.2	36.6 - 44.7	32.7 - 51.2	6.3 - 7.0
Portlandien	AMB1.3-R, BAL1-R, BAL6B-R	4.7 - 13.6	0 - 6.1	0.0	6.6 - 13.1	51.6 - 69.4	7.7 - 25.4	5.2 - 22.7
Purbeckien	AMB1.6-R	5.9	41.6	0.0	12.4	46.0	0.0	0.0
Berriasien								
Calcaire de Thoiry	AMB1.1-R, AMB1.2-R, AMB1.7-R, AMB2-R	0.9 - 9.1	1.4 - 20.1	0.0	3.9 - 6.8	23.8 - 52.8	26.7 - 67.3	3.5 - 12.2
Couches de la Corraterie	AMB3.1-R, AMB3.2-R, AMB3.3-R, AMB4-R, AMB5B-R	1.8 - 18.4	8.2 - 33.0	0.0	7.1 - 11.3	20.5 - 29.8	32.4 - 45.1	6.1 - 9.9
Marnes	AMB4 60-80, AMB5A 85-105	40.6 - 52.8	26.9 - 31.4	0.0	5.8 - 13.1	17.7 - 23.1	33.3 - 36.6	5.8 - 6.3
Valanginien			(((1
Marnes d'Arzier	AMB6 marnes	46.8	0.99	0.0	12.2	20.2	0.0	1.7
Calcaire Roux	AMB1.5-R, AMB7-R, AMB8A-R, AMB9-R	3.0 - 13.8	34.0 - 69.6	0.0	7.9 - 19.2	18.4 - 46.8	0 - 6.8	0 - 5.0
Marnes intercalaires AMB8B 100-120	AMB8B 100-120	35.8	71.8	0.0	13.5	14.8	0.0	0.0
Hauterivien	AMB1.4-R	0.9	59.5	0.0	11.8	28.7	0.0	0.0

- Valanginien, Marnes d'Arzier: Marnes grises dolomitiques riches en fer et en argiles gonflantes (figure 4.6 C). Des grains de quartz et quelques fragments de fossiles (spicules d'éponges) ont été observés. (Échantillon AMB6_LM1).
- Valanginien, Calcaire Roux: Calcaire jaunâtre oolithique à ciment sparitique (figure 4.6 E et F). Les caractéristiques suivantes ont été observées selon les échantillons: oolithes (nombreuses), oxydes de fer, fragments de bryozoaires, de gastéropodes et d'échinodermes, quelques foraminifères, quelques grains de quartz. (Échantillons AMB1.5-R, AMB7-R, AMB8A-R, AMB9-R).
- Hauterivien, Pierre Jaune de Neuchâtel: Calcaire détritique grossier gris-verdâtre, très hétérogène. Beaucoup de fossiles, fragments d'échinodermes et de bryozoaires, foraminifères, grains de quartz. Présence de glauconite. (Échantillon AMB1.4-R).

4.2.4. Caractérisation des roches allochtones

Les fragments de roche prélevés dans les moraines (calcaires, mixtes et cristallines) du site de Ballens sont caractérisés en fonction de leurs compositions minéralogique et géochimique totales et de leur faciès observé en lames minces. Les échantillons analysés se partagent entre des roches de type sédimentaire et métamorphique. Les résultats montrent que certaines roches calcaires proviennent vraisemblablement du massif jurassien (notamment les échantillons de la moraine BAL 4A) et pourraient en conséquence être inclues dans le § 4.2.3. traitant des roches autochtones. Cependant, ce paragraphe met principalement l'accent sur les roches cristallines d'origine alpine, afin d'appréhender leur contribution potentielle aux sols, en termes de minéralogie et de géochimie.

Des roches constituées de plus de 75 % de calcite (BAL4A.1-R, 4A.2-R, 5A-R, 5B.1-R, 7.1-R et 7.2-R) ont été prélevées dans les moraines mixtes et calcaires (tableau 4.3). Leur résidu insoluble est majoritairement composé de quartz, accompagné parfois de phyllosilicates. La composition géochimique de ces roches calcaires est dominée par Ca et Sr et comprend des proportions variables en Si, Al, Mg (lié à la présence de dolomite) et Fe (tableau 4.4). Les roches sédimentaires BAL5B.4-R et BAL5B.5-R contiennent de la calcite et du quartz en proportions équivalentes, ainsi que des phyllosilicates et du plagioclase. Leur composition géochimique montre une augmentation en Si, Al, Mn et Fe par rapport aux roches calcaires précédentes. L'échantillon BAL6A.2-R est un grès de couleur brun-rouge constitué de > 50 % quartz, accompagné par des quantités importantes de phyllosilicates (chlorite, mica). Si, Al et Mg dominent la composition géochimique de cet échantillon, alors que K, Mn, Fe, Na et Ti se trouvent en proportions importantes. Les roches BAL5B.2-R et BAL7.4-R, également sédimentaires, ne comprennent pas de carbonate et sont constituées d'une majorité de minéraux du groupe des feldspaths, de quartz et de phyllosilicates (principalement des micas). Les éléments Si, Al et Fe sont abondants et les éléments alcalins et alcalino-terreux (Na, Mg, K, Ca) sont bien représentés.

Parmi les roches métamorphiques prélevées, l'échantillon BAL5B.3-R est décrit comme une méta-arkose (roche métasédimentaire; Neuendorf et al., 2005) principalement composé de quartz, de plagioclase et de micas blancs (par exemple muscovite), ainsi que de chlorites riche en fer (figure 4.7 A et B). La composition géochimique présente des valeurs importantes en Si, Al, Fe, Ti, K, Na et P. Les roches BAL6A.1-R et BAL7.3-R sont des quartzites constituées de 35-40 % de quartz, de 15-30 % de phyllosilicates (micas, chlorite) et de 25-35 % de minéraux du groupe des feldspaths (figure 4.7 C et D). D'autres minéraux tels que des grenats et des oxydes ont été observés dans ces échantillons. Na et K sont abondants dans les deux roches, alors que Mg et Fe présentent des valeurs particulièrement élevées dans l'échantillon BAL7.3-R. La roche

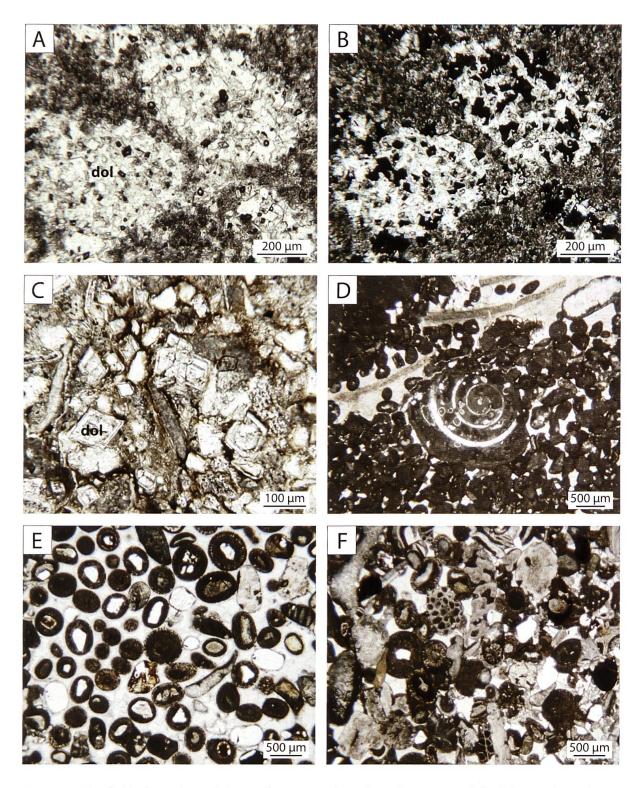


Figure 4.6. Microfaciès des roches calcaires et des marnes observées en lame mince. dol = dolomite A) Dissolution des cristaux de dolomite dans un calcaire du Portlandien (échantillon AMB1.3-R) formant une porosité moldique. B) Même image en lumière polarisée analysée (XPL). C) Cristaux de dolomite et d'oxy-hydroxydes de fer dans les marnes d'Arzier (Valanginien; échantillon AMB6 LM1; 165 cm de profondeur). D) Calcaire à pelloïdes des couches de la Corraterie riche en fragments de fossiles (Gastéropode au centre; Berriasien; échantillon AMB5B-R). E) Calcaire oolithique du Calcaire Roux (Valanginien; échantillon AMB9-R).

Tableau 4.3. Composition minéralogique totale des roches issues des moraines calcaires, mixtes et cristallines du site de Ballens.

					Fraction	Fraction totale (%)			
	-		Calcite +						
Echantillon	Type de roche	RI (%)	Dolomite	Quartz	Phyllo.	Feldspath-K Plagio-Na	Plagio-Na	Indosés	Indosés Autres minéraux détectés / observés
BAL4A.1-R	sédimentaire (calcaire)	1.9	98.1	0.3	0.0	0.0	0.0	1.6	
BAL4A.2-R	sédimentaire (calcaire)	22.7	77.3	3.0	14.9	0.0	0.0	4.8	
BAL5A-R	sédimentaire (calcaire)	4.7	95.3	0.2	0.0	0.0	0.0	4.4	
BAL5B.1-R	sédimentaire (calcaire)	2.4	97.6	0.7	0.0	0.0	0.0	1.7	
BAL5B.2-R	sédimentaire	100	0.0	32.4	12.8	4.1	48.5	4.9	chlorite, micas, serpentine
BAL5B.3-R	métasédimentaire (méta-arkose)	99.4	9.0	38.7	18.5	0.0	38.5	3.8	chlorite, micas blancs, serpentine,
									oxydes
BAL5B.4-R	sédimentaire (grès et calcaire)	0.99	34.0	35.3	19.9	0.0	6.6	6.0	micas blancs
BAL5B.5-R	sédimentaire (calcaire)	0.09	40.0	32.5	11.6	0.0	15.3	0.5	micas blancs
BAL6A.1-R	métamorphique (quartzite)	99.3	0.7	42.9	17.0	15.5	21.8	2.1	micas blancs
BAL6A.2-R	sédimentaire (grès brun-rouge)	100	0.0	55.3	27.9	3.8	7.7	5.2	chlorite, micas
BAL6A.3-R	métasédimentaire (méta-arkose)	2.96	3.3	33.2	10.0	29.5	23.1	6.0	micas blancs
BAL6A.4-R	métamorphique (méta-arkose et zones	100	0.0	49.6	9.1	4.1	37.9	2.0	chlorite, micas blancs, serpentine,
	à faciès de schiste bleu)								amphibole sodique, apatite, oxydes de titane
BAL7.1-R	sédimentaire (calcaire)	3.8	96.2	2.0	0.0	0.0	0.0	1.7	
BAL7.2-R	sédimentaire (calcaire)	1.2	98.8	0.5	0.0	0.0	0.0	0.8	
BAL7.3-R	métamorphique (quartzite)	100	0.0	36.2	32.9	3.9	22.5	4.5	chlorite, micas blancs, serpentine,
									grenat, oxydes
BAL7.4-R	sédimentaire	100	0.0	28.4	13.6	27.5	27.9	2.6	micas, oxydes
CHX-R	métamorphique (serpentinite)								antigorite, pyroxène, magnétite, chlorite riche en Mg
									riche

Tableau 4.4. Composition géochimique totale des roches issues des moraines calcaires, mixtes et cristallines du site de Ballens.

					Comp	Composition g	éochimiqu	ıe totale (p	ppm)			
Echantillon	Echantillon Type de roche	Na	Mg	A	Si	Д	Mn	Fe	¥	Ca	ï	Sr
BAL4A.1-R	sédimentaire (calcaire)	0	11902	0	1887	33	22	402	441	694617	211	398
BAL4A.2-R	sédimentaire (calcaire)	0	32949	5793	23832	125	26	4187	3265	613716	584	301
BAL5A-R	sédimentaire (calcaire)	0	9650	0	641	31	87	423	282	690869	179	383
BAL5B.1-R	sédimentaire (calcaire)	0	34456	2400	12718	116	73	2068	1551	643395	286	350
BAL5B.2-R	sédimentaire	27927	14786	74145	327959	929	211	28179	24831	10907	2787	382
BAL5B.3-R	métamorphique (mica schiste)	22703	14727	88344	301612	944	862	51241	30195	8101	3656	150
BAL5B.4-R	sédimentaire (grès et calcaire)	0	12429	4382	329430	09	5025	4885	3657	170362	129	243
BAL5B.5-R	sédimentaire (calcaire)	8694	5022	12996	188084	425	553	7615	3063	380701	436	974
BAL6A.1-R	métamorphique (quartzite)	28749	3442	56733	357254	496	327	12813	44620	3935	947	174
BAL6A.2-R	sédimentaire (grès brun-rouge)	2299	22548	66272	350766	330	1283	33831	14789	1592	3091	09
BAL6A.3-R	métamorphique (type granite)	27394	0	55442	367868	135	41	2962	51145	1671	469	89
BAL6A.4-R	métamorphique (faciès de schiste bleu)	31634	27722	123683	233310	1516	1152	80018	36780	4549	3609	206
BAL7.1-R	sédimentaire (calcaire)	0	34811	3747	20462	110	54	2867	2809	628942	564	406
BAL7.2-R	sédimentaire (calcaire)	0	10230	1077	5491	26	100	1373	1160	688272	252	400
BAL7.3-R	métamorphique (quartzite)	20973	22648	104298	272114	810	575	54269	43769	7109	5195	246
BAL7.4-R	sédimentaire	27042	3813	64910	343277	303	491	16973	49624	7341	066	216

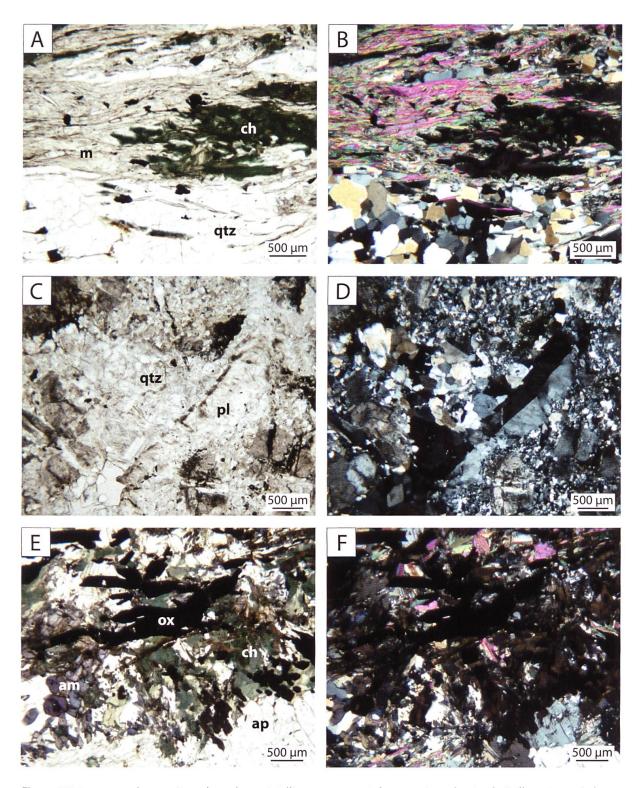


Figure 4.7. Images en lame mince de roches cristallines provenant des moraines du site de Ballens. Les minéraux identifiés sont les suivants. qtz = quartz, ch = chlorite, m = mica, pl = plagioclase, ox = oxydes de titane, am = amphibole sodique, ap = apatite. A) Chlorites riches en fer, micas blancs et quartz dans un micaschiste (échantillon BAL5B.3-R). B) Même image en XPL. C) Grains de quartz et plagioclase dans une quartzite (échantillon BAL6A.1-R). D) Même image en XPL montrant la macle simple du plagioclase. E) Oxydes de titane en forme de baguettes, amphiboles sodiques, chlorites riches en fer et apatites dans une roche métamorphique présentant un faciès de schiste bleu (échantillon BAL6A.4-R). F) Même image en XPL.

BAL6A.3-R est une méta-arkose composé d'un mélange de quartz, feldspath potassique, plagioclase sodique et micas blancs, dont la composition est dominée par Si, Al, K et Na. Le fragment BAL6A.4-R présente quant à lui une texture hétérogène. Certaines zones riches en apatites, en chlorites ferrifères et en amphiboles bleues sodiques (de type Fe-glaucophane – crossite) sont caractéristiques du faciès de schiste bleu. Des oxydes de titane millimétriques sont associés aux amphiboles (figure 4.7 E et F). Le reste de la roche, une méta-arkose, est constituée de près de 50 % de quartz et 40 % de plagioclase. La composition géochimique de cet échantillon montre des valeurs très élevées en Al, Fe, K, Mg, Na, Ti et P. Finalement, la roche CHX-R est une serpentinite provenant du manteau, retrouvée dans la moraine mixte du plateau de Ballens. La composition géochimique de cette roche n'a pas été déterminée, mais les observations en lame mince montrent la présence de serpentine (90 %), de cœurs préservés de pyroxènes (fortement remplacés par de la serpentine), de magnétite et de chlorite riche en Mg. La texture souvent grenue de cette serpentine indique qu'il s'agit très probablement d'antigorite. Cette roche a vraisemblablement été formée au Mesozoïque lors de l'ouverture de l'océan Piémont-Ligure (partie de l'océan Thétys) par l'hydratation de péridotites par l'eau de mer, avant de se retrouver prise dans le plissement des nappes alpines. Actuellement, les affleurements de ce type de roche se retrouvent principalement dans la région de Zermatt-Saas Fee (Swisstopo, 2005). Le fragment retrouvé dans le profil CHX a donc manifestement été transporté par le glacier du Rhône.

4.3. Observations microscopiques

4.3.1. Micromorphologie ciblée

L'observation des lames minces de sol a été réalisée de façon préférentielle dans le but de caractériser certains traits pédologiques précis tels que les revêtements argileux dans la porosité, la morphologie des carbonates secondaires, les nodules, revêtements et imprégnations d'oxy-hydroxydes de fer, la structuration de la matrice du sol (assemblage de biréfringence) et le squelette du sol (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010). La majorité des lames constituées d'une fraction argileuse dominante (assemblage c/f de type porphyrique) a subi une fissuration importante lors du processus de fabrication. Les réseaux de fentes observés sont en conséquence un artéfact. Les photos de lames minces de sol prises au microscope optique sont systématiquement orientées dans le même sens que l'échantillon prélevé dans le sol (haut de l'image = haut de l'échantillon).

Les revêtements argileux

Les revêtements d'argiles minéralogiques dans la porosité des horizons profonds du sol témoignent de l'accumulation des particules orientées lors du processus de lessivage de la fraction fine. Ce phénomène est identifiable en lames minces par l'extinction en bandes caractéristique des revêtements argileux visible en XPL (figure 4.8 A, B, C et D). Les revêtements ferri-argileux se forment lorsque des oxy-hydroxydes de fer restent adsorbés aux argiles lessivées (figure 4.8 E et F). Des revêtements argileux ou ferri-argileux ont été observés dans les horizons profonds des profils AMB 4, 5A, 6, 7, 8B, BAL 2, 3C, 6A, 6B et 7, bien que le processus de lessivage des argiles n'ait pas toujours été détecté lors de la description des profils ou au regard des analyses granulométriques (voir § 4.1.3.).

Les carbonates secondaires

Deux morphologies distinctes de carbonate secondaire ont été observées dans les sols étudiés. L'accumulation de cristaux rhomboédriques dans la porosité de l'horizon IICcakg du profil

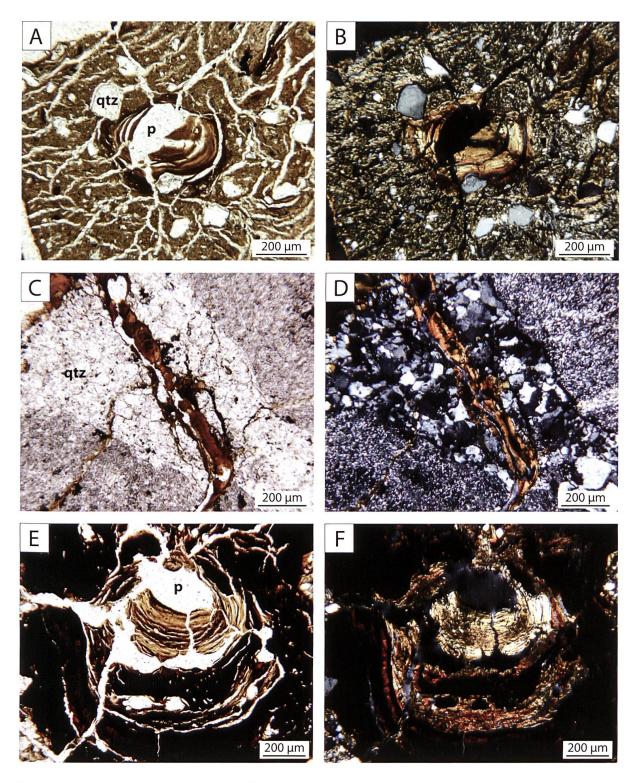


Figure 4.8. Revêtements argileux et ferri-argileux observés en lame mince dans les sols. Le réseau de fentes dans la matrice du sol visible dans cette figure ainsi que dans toutes les figures de micromorphologie suivantes est un artéfact de fabrication. p = pore; qtz = quartz. A) Revêtement d'argiles en coupe dans un pore (échantillon AMB7 LM1; 36 cm de profondeur). B) Même image en XPL. Le revêtement d'argiles orientées montre une extinction en bandes ainsi qu'une structure micro-lamellaire. L'assemblage de biréfringence présente une structure granostriée provoquée par l'orientation des argiles autour des grains du squelette. Les grains de quartz forment deux populations de tailles distinctes. C) Fissure dans un grain minéral remplie de revêtements ferri-argileux de couleur brun-rouge (échantillon BAL6A LM2; 66 cm de profondeur). D) Même image en XPL. L'extinction en bandes des revêtements argileux est bien visible. E) Revêtements argileux, ferri-argileux et ferriques à l'intérieur d'un nodule d'oxy-hydroxydes de fer concentrique (échantillon AMB5A LM4; 29 cm de profondeur). F) Même image en XPL. Une lamination est visible à l'intérieur du nodule d'oxy-hydroxydes de fer et des différents types de revêtements.

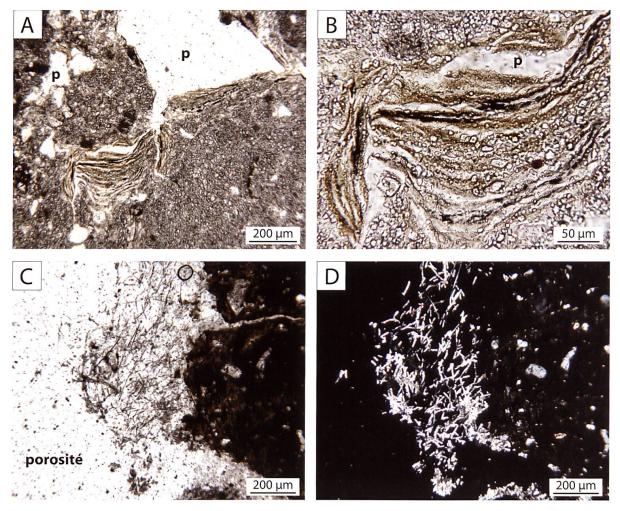


Figure 4.9. Morphologies différentes des carbonates secondaires observés en lame mince de sol. p = pore. A) Nodule constitué de cristaux rhomboédriques de calcite microsparitique dans la porosité de l'horizon IICcakg du profil AMB 6, sous l'influence d'une nappe perchée battante (échantillon AMB6 LM3; 63 cm de profondeur). Les grains du squelette issus des marnes sont repoussés à l'extérieur du nodule. B) Détail de A montrant la superposition de revêtements d'argiles, de fer et de calcite dans un pore. Les cristaux de calcite de forme rhomboédrique semblent se former entre les différentes générations de revêtements argileux et ferriques. C) Réseau de filaments fongiques associés à de la calcite en aiguilles observé dans la porosité de l'échantillon BAL4B LM1 (7 cm de profondeur). D) Même image en XPL montrant la polarisation de la calcite en aiguilles.

AMB 6 forme des nodules blancs pulvérulents (figure 4.9 A). Les revêtements de cristaux de calcite dans les pores se trouvent parfois en alternance avec des revêtements argileux (figure 4.9 B). Des cristaux de calcite en forme d'aiguilles sont observés dans la porosité de l'horizon Scaho du profil BAL 4B (figure 4.9 C et D). Ces cristaux sont généralement associés à des réseaux de filaments fongiques visibles en PPL.

Les oxy-hydroxydes de fer

Les imprégnations d'oxy-hydroxydes de fer de la matrice du sol autour des fissures ou des pores présentent des contours diffus et parfois des zonations concentriques (figure 4.10 A et B). Dans certains horizons rédoxiques, l'accumulation d'oxy-hydroxydes de fer autour des racines vivantes forme des hypo-revêtements denses incluant les grains du squelette, alors qu'une zone de déplétion se forme dans la matrice du sol alentour (figure 4.10 C). Des nodules foncés de différentes tailles constitués d'oxy-hydroxydes de fer sont observés dans les sols, principalement au site des Amburnex. Des petits grains mesurant environ 100 µm de diamètre sont présents

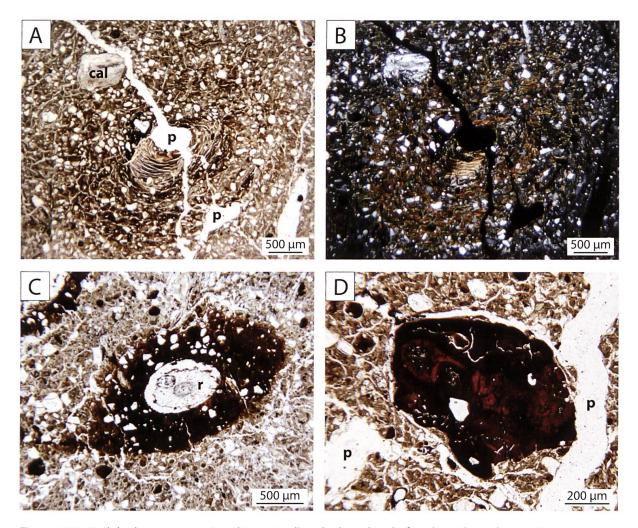


Figure 4.10. Nodule, hypo- et quasi-revêtements d'oxy-hydroxydes de fer observés en lame mince. p = pore; r = racine; cal = calcédoine. A) Quasi-revêtements concentriques d'oxy-hydroxydes de fer autour d'un pore dans l'échantillon AMB5A LM6 (3 cm de profondeur). Un revêtement argileux borde la face inférieure du pore et représente la dernière phase de pédogenèse. B) Même image en XPL. Le revêtement argileux montre une extinction en bande caractéristique. Le squelette du sol est composé de grains de quartz homométriques. Un grain plus grossier de calcédoine est également visible. C) Hypo-revêtement d'oxy-hydroxydes de fer autour d'une racine vivante (échantillon AMB4 LM5; 3 cm de profondeur). Une zone de déplétion est visible autour du revêtement. De petits grains foncés d'oxy-hydroxydes de fer mesurant environ 100 µm de diamètre sont présents dans la matrice du sol. D) Gros nodule d'oxy-hydroxydes de fer montrant plusieurs générations d'induration autour de racines. Certaines cellules végétales « fossilisées » par la précipitation des oxy-hydroxydes de fer sont toujours visibles à l'intérieur du nodule (échantillon AMB7 LM3; 13 cm de profondeur).

dans la matrice des horizons développés dans les dépôts de surface (figure 4.10 C et D). De plus gros nodules foncés parfois fissurés et pouvant mesurer jusqu'à 1 mm de diamètre sont également observés. Ces nodules sont bien délimités et incluent peu d'éléments du squelette. Ils conservent en général la trace des racines autour desquelles ils se sont formés, parfois selon plusieurs générations de dépôts ferriques (figure 4.10 D).

La structure

Malgré la présence d'artéfacts dans les lames minces, il est possible d'observer des agrégats montrant des structures à stabilité variée et reflétant généralement les observations de terrain. La figure 4.11 A illustre un agrégat bien individualisé provenant de l'horizon AS du profil AMB 8B. L'agrégat a une forme nette et est composé de grains du squelette (quartz et oxy-hydroxydes de fer) pris dans la matrice limoneuse du sol. La présence d'une racine traversant l'agrégat

ainsi que des nombreux pellets de déjection dans la porosité témoignent d'une bonne activité biologique dans l'horizon, assurant la stabilité de la structure. La figure 4.11 B en revanche montre un agrégat peu stable provenant de l'horizon Sal du profil BAL 6A. Le squelette est hétérométrique et beaucoup plus abondant que dans l'agrégat précédent. De plus, la matrice sablo-limoneuse du sol est moins propice à assurer la cohésion des agrégats. Le phénomène de striation de la matrice fine du sol est visible par l'orientation des argiles autour des grains du squelette (granostriation) ou autour de la porosité (porostriation), suite aux processus d'humectation-dessiccation voire dans certains cas spécifiques de tri et d'orientation des grains suite à des alternances gel-dégel dans le sol (figure 4.11 C et D). Ce dernier processus peut également être responsable de la ségrégation de la matrice du sol (grains du squelette et fraction fine) et provoquer une distribution en bandes des grains de quartz. Les bandes, orientées parallèlement à la surface du sol dans le profil AMB 6 à 27 cm de profondeur, sont vraisemblablement héritées d'une période bien plus froide qu'actuellement (figure 4.11 E et F).

Squelette et substrat

La taille, la composition et la répartition du squelette dans la matrice du sol peuvent être typiques d'un type de substrat ou de formation superficielle. La moraine d'origine alpine du profil BAL 6A contient des fragments de roche de toutes tailles (figure 4.11 B), alors que les sédiments fluvio-glaciaires situés au fond du profil CHX ne contiennent que des grains de sable triés auxquels s'adsorbent des particules argileuses. Les lœss du profil BAL 2 comprennent une fraction de quartz très fins mesurant entre 20 et 30 µm de diamètre (figure 4.12 A et B). Les quartz issus des lœss pris dans le dépôt de surface (cover-bed) des Amburnex (profil AMB 3) se distribuent en deux populations distinctes de grains mesurant respectivement 20-30 µm et 80-100 μm (figure 4.12 C et D). Finalement, le cover-bed situé en bas de la toposéquence des Amburnex (profil AMB 9) présente les mêmes populations de quartz que le profil AMB 3, auxquelles s'ajoute une fraction grossière de grains arrondis mesurant entre 350 et 500 μm de diamètre (figure 4.12 E et F). Des fragments de calcédoine, variété fibreuse cryptocristalline du quartz formée par pseudomorphose d'autres minéraux ou de matière organique dans les roches sédimentaires (Arbey, 1980; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003), sont observés dans certaines roches et marnes calcaires de l'Hauterivien (AMB1.4-R) et du Valanginien (AMB6 LM1). Des grains de calcédoine de taille généralement > 200 µm sont également retrouvés dans les horizons superficiels des sols des Amburnex (figure 4.10 A et B).

4.3.2. Caractérisation de la fraction < 2 µm (TEM)

La fraction $< 2~\mu m$ décarbonatée de certains échantillons de sol a été étudiée plus finement grâce à des observations réalisées au microscope électronique à transmission (TEM), complétées par des analyses de micro-diffraction électronique et des mesures chimiques semi-quantitatives en énergie dispersive (sonde EDS). Les signaux en Cu et C parfois visibles sur les spectres EDS proviennent du support utilisé lors des observations (grille en cuivre couverte d'un microfilm en carbone). Les observations sont présentées en fonction du type de particule caractérisé (phyllosilicates, oxy-hydroxydes de fer, etc.) et permettent d'illustrer certains des résultats minéralogiques présentés plus haut.

Les phyllosilicates

Les minéraux primaires hérités des matériaux géologiques présentent une bonne cristallinité caractérisée par la netteté et l'individualisation des points lumineux de micro-diffraction sur les micro-diffractogrammes (absence de halo et distances interréticulaires des familles de plan

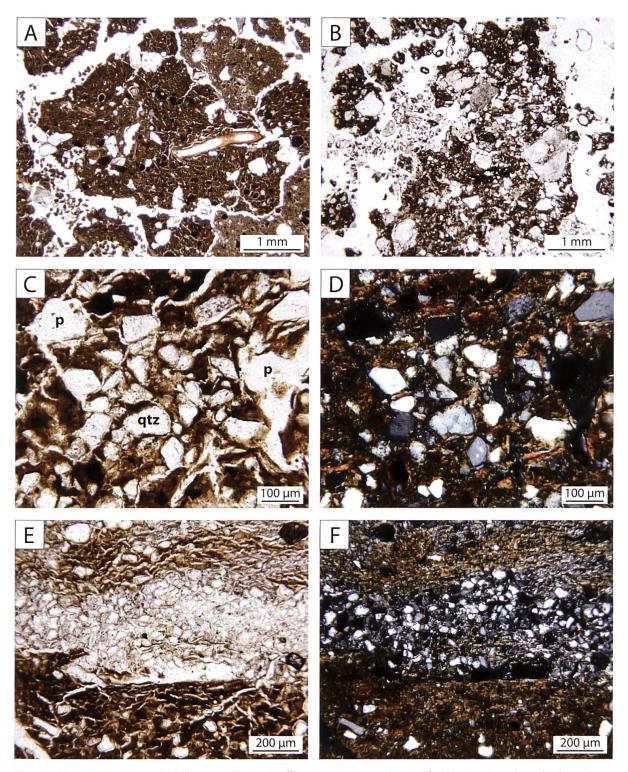


Figure 4.11. Agrégats et traits pédologiques illustrant différents aspects représentatifs de la structure des sols observés en lame mince. p = pore; qtz = quartz. A) Agrégat aux contours bien définis dans l'horizon AS du profil AMB 8B (échantillon AMB8B LM6; 3 cm de profondeur). Le squelette composé de grains de quartz et de petits nodules d'oxy-hydroxydes de fer est mélangé à la matrice fine du sol. L'activité biologique se manifeste par la présence d'une racine (en coupe) traversant l'agrégat et par les nombreux pellets envahissant la porosité. B) Agrégat peu stable dans l'horizon Sal du profil BAL 6A (échantillon BAL6A LM3; 32 cm de profondeur). Le squelette hétérométrique est abondant et mal intégré à la matrice du sol. C) Organisation des grains du squelette (quartz), des pores et de la matrice dans l'horizon Sg2 du profil AMB 5A (échantillon AMB5A LM3; 42 cm de profondeur). D) Même image en XPL. L'assemblage de biréfringence montre une organisation grano- et porostriée autour des grains et des pores, résultant des contraintes exercées par les cycles de gel-dégel ou d'humectation-dessiccation. E) Distribution en bande du squelette (grains de quartz) et de la matrice du sol dans l'échantillon AMB6 LM6 (27 cm de profondeur) formée lors de cycles de gel-dégel. Les bandes sont orientées parallèlement à la surface du sol. F) Même image en XPL montrant la granostriation de la matrice du sol.

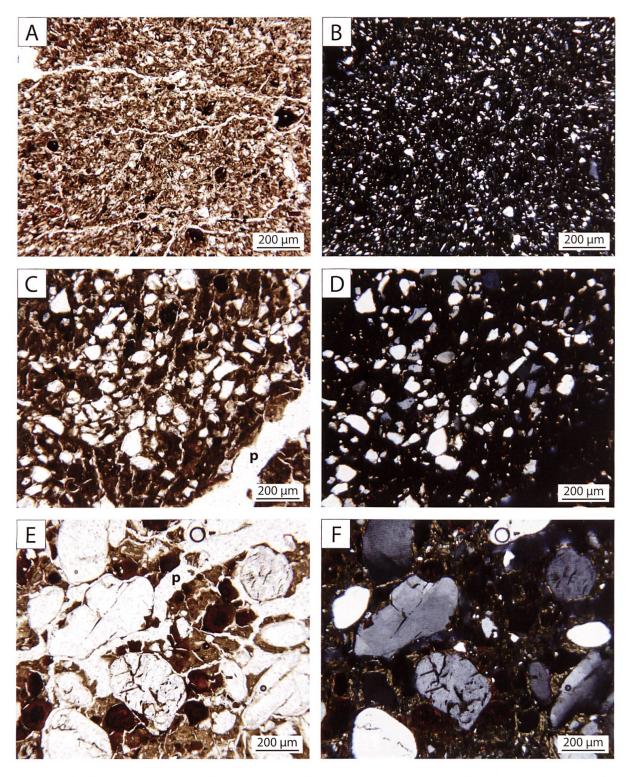


Figure 4.12. Caractérisation de différents types de formations superficielles en fonction de leur squelette (essentiellement des grains de quartz) observé en lame mince. Les échelles sont similaires pour toutes les images. p = pore. A) Dépôt de lœss remaniés du profil BAL 2 (échantillon BAL2 LM1; 19 cm de profondeur) contenant des grains de quartz fins homométriques d'un diamètre compris entre 20 et 30 µm. B) Même image en XPL. C) Dépôt de cover-bed en surface du profil AMB 3 (échantillon AMB3 LM1; 30 cm de profondeur). Deux fractions de grains de quartz sont visibles, comprises respectivement entre 20-30 µm et 80-100 µm. D) Même image en XPL. E) Dépôt de cover-bed du profil AMB 9 (échantillon AMB9 LM2; 13 cm de profondeur) montrant une fraction de grains de quartz grossiers d'un diamètre mesurant entre 350 et 500 µm de diamètre. Des grains d'oxy-hydroxydes de fer de 100-200 µm de diamètre sont également présents. F) Même image en XPL. L'assemblage de biréfringence est granostrié.

bien déterminées; figures 4.13 et 4.14). La composition chimique des minéraux, notamment le rapport entre les différents éléments présents, ainsi que dans certains cas la forme des particules, permettent l'identification des divers phyllosilicates. La kaolinite, de forme typiquement hexagonale (Sudo et al., 1981), est composée exclusivement de Al et Si en proportions similaires, ainsi que de O (figure 4.13 A; ELERT et al., 2008; SILVA et al., 2012). La smectite a une forme moins bien définie que la kaolinite et peut présenter des compositions chimiques variant en fonction des espèces minérales appartenant au groupe des smectites (proportions différentes en Na, Ca, Fe; figure 4.13 B; ELERT et al., 2008; GILLOT et al., 2000). Certaines chlorites observées (comme illustrée en figure 4.13 C) contiennent du Mg et du Fe en proportions similaires. Trois minéraux du groupe des micas sont différenciés en fonction de leur composition chimique (figure 4.14). La phengite contient des proportions équivalentes de Al et Si, ainsi que du K (figure 4.14 A; Silva et al., 2012). La muscovite affiche en revanche une concentration en Si supérieure à celle en Al, également accompagnées par K (THOMAS et al., 1993). La particule épaisse de muscovite illustrée à la figure 4.14 B subit une dissolution préférentielle parallèle à la structure en feuillets (Murakami et al., 2003). Pour finir, la biotite comprend un rapport Si/Al > 1 et contient également du K, du Mg et du Fe (figure 4.14 C; Taboada et al., 2006). Les échantillons analysés proviennent d'horizons de surface et de profondeur des sols et les particules illustrées montrent pour certaines des traces d'altération, comme par exemple des fragments se détachant des minéraux primaires et restant adsorbés à la surface des phyllosilicates (figure 4.13 B et figure 4.14 A).

Les oxy-hydroxydes de fer

Des oxy-hydroxydes de fer sont observés dans la majorité des échantillons. Leur forme et leur état de cristallinité permettent généralement de différencier leur origine héritée ou néoformée dans les sols. La figure 4.15 A et B montre des oxy-hydroxydes de fer cryptocristallins (donc par définition présentant une mauvaise cristallinité). Ce sont probablement des micro-cristaux de ferrihydrite néoformée en conditions édaphiques (USMAN *et al.*, 2012; SIMAS *et al.*, 2006). La figure 4.15 C illustre des oxy-hydroxydes de fer en forme de baguettes observés dans l'échantillon BAL2 20-30, dont l'origine (héritée ou néoformée) reste incertaine. Les particules d'oxydes de fer relativement bien cristallisées observées par exemple en figure 4.15 D pourraient être constituées d'hématite (USMAN *et al.*, 2012) et seraient par conséquent héritées de sédiments remaniés. Finalement, deux morphologies distinctes d'oxy-hydroxydes de fer provenant du résidu insoluble de la roche AMB7-R ont été observées (figure 4.15 E et F). Certains de ces oxy-hydroxydes, en forme de granules, sont caractérisés par une mauvaise cristallinité, alors que les oxy-hydroxydes en forme d'étoile, typiques de la goethite (Sudo *et al.*, 1981), sont probablement hérités car en tout point comparables aux observations faites sur les formes précipitées en environnement marin (Tattel-Goldman & Singer, 2002).

Autres observations

D'autres types de particules ont été observés, comme par exemple des composés organiques, des grains de quartz, des amas de silice amorphe ou des particules de fer d'origine anthropique, mais ne sont pas illustrés ici. Des billes de nickel prises dans un réseau de molécules organiques ont été identifiées dans un horizon de surface du profil AMB 3 (figure 4.16 A). Leur origine est attribuée à de la pollution atmosphérique actuelle. Des oxydes de titane ont été observés dans un échantillon de moraine alpine (figure 4.16 B), ainsi que dans certains matériaux lithologiques du Berriasien (roche AMB3.1-R) et du Valanginien (marnes d'Arzier, échantillon AMB6 marnes). Les observations au TEM ont aussi permis d'observer certaines fractions très fines

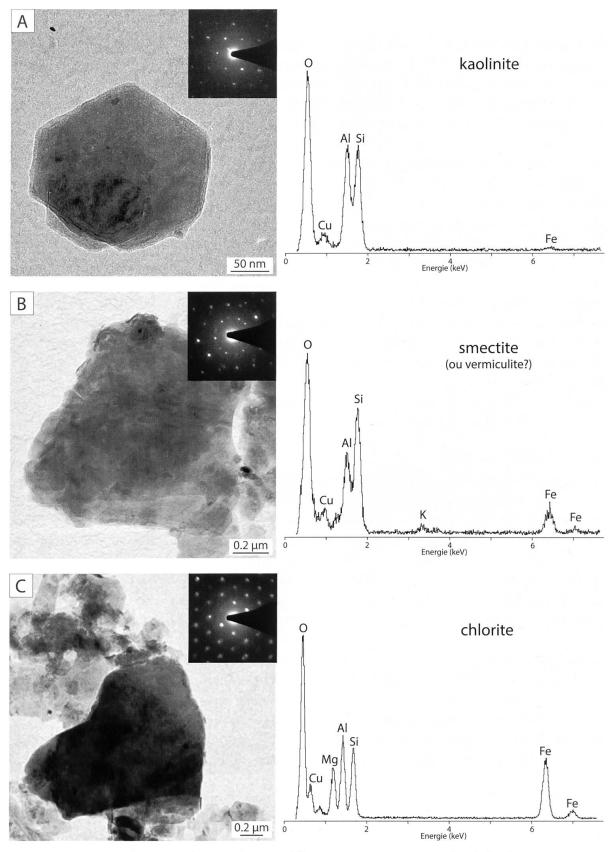


Figure 4.13. Micrographes TEM, figures de microdiffraction et spectres EDS de phyllosilicates provenant d'échantillons de sol des Amburnex et de Ballens. Les pics de Cu visibles dans les spectres EDS sont dus au support utilisé lors de l'analyse. A) Particule de kaolinite présentant une forme typique hexagonale (échantillon AMB3 10-15). B) Smectite (ou vermiculite?) contenant du Fe et de faibles quantités de K (échantillon AMB1 10-20). Des fragments se détachent du cristal et restent adsorbés à la surface du phyllosilicate. C) Cristal de chlorite riche en Fe et en Mg (échantillon BAL6A 60-80).

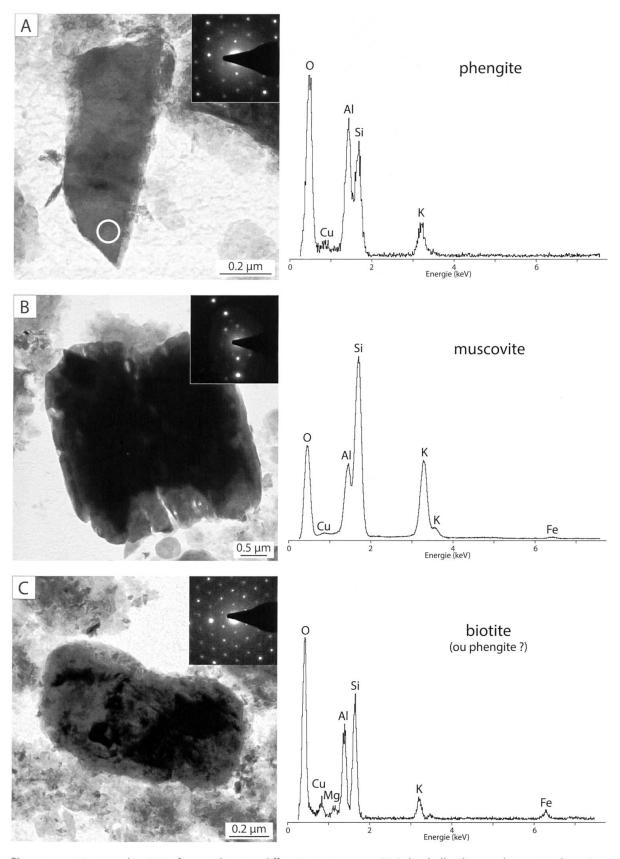


Figure 4.14. Micrographes TEM, figures de microdiffraction et spectres EDS de phyllosilicates du groupe des micas observés dans des échantillons de sol des Amburnex et de Ballens. A) Particule de phengite (échantillon AMB1 10-20). Un faisceau de feuillets est en train de se détacher du cristal (à gauche). Des oxydes de fer forment des épitaxies adsorbées à la surface de la particule (zones plus sombres). L'emplacement de la mesure de la composition chimique est indiqué par un cercle blanc. B) Particule de muscovite montrant des figures de dissolution parallèles (échantillon AMB1 10-20). L'épaisseur importante du cristal (plusieurs feuillets superposés mais non parallèles entre eux) perturbe le signal de microdiffraction. C) Particule de biotite (ou de phengite?) contenant du Mg, K et Fe (échantillon BAL3A 50-70).

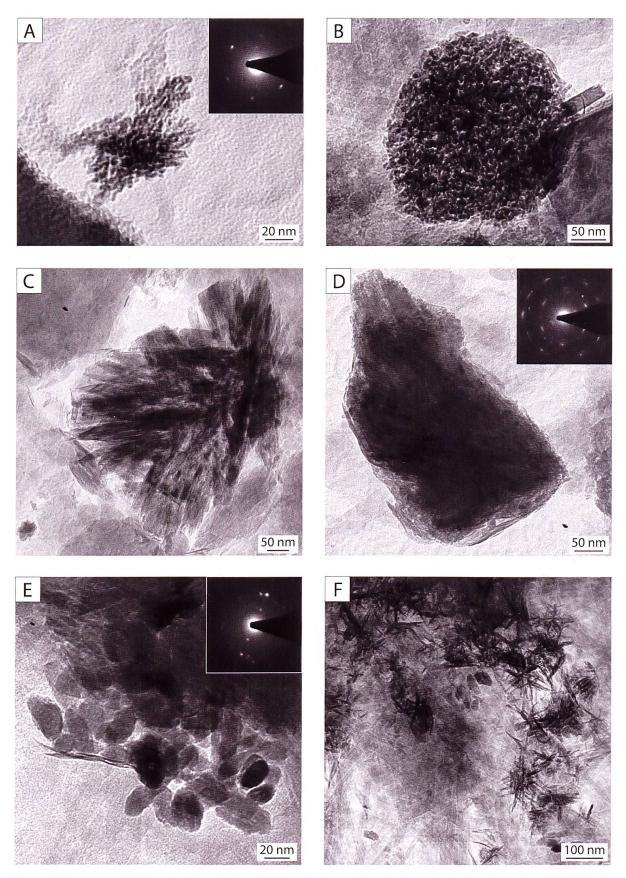


Figure 4.15. Images TEM illustrant les différentes morphologies d'oxy-hydroxydes de fer observées dans les sols et les roches des Amburnex et de Ballens. A) et B) Oxy-hydroxydes de fer cryptocristallins (ferrihydrite) présentant une mauvaise organisation réticulaire par définition (figure de microdiffraction floue; échantillon AMB1 10-20). C) Cristaux en forme de baguettes dont l'origine reste incertaine (échantillon BAL2 20-30). D) Particule d'oxydes de fer présentant une bonne cristallinité (probablement de l'hématite; échantillon AMB1 10-20). E) Oxy-hydroxydes de fer en forme de granules présentant un mauvais état de cristallisation (échantillon AMB7-R). F) Cristaux de goethite en forme d'étoiles (échantillon AMB7-R).

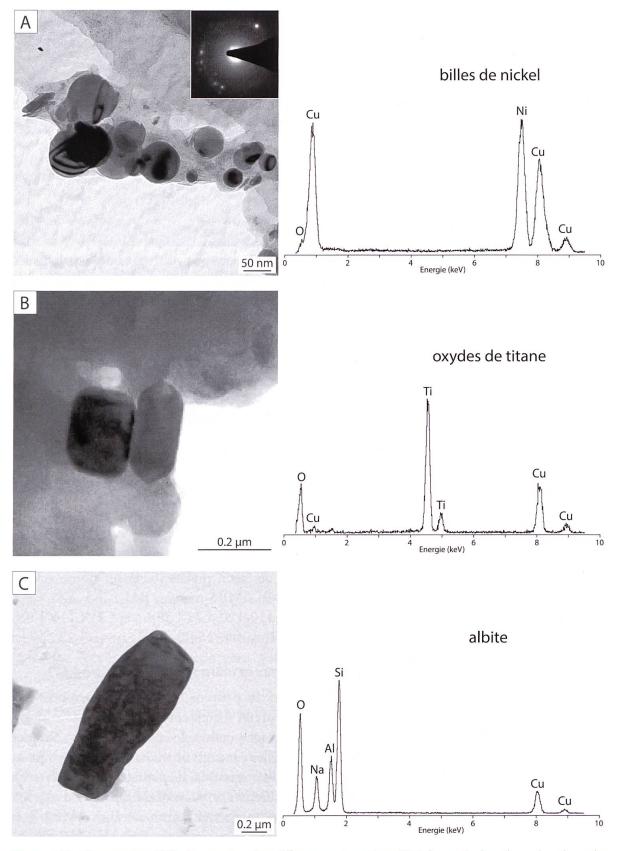


Figure 4.16. Micrographes TEM, figures de microdiffraction et spectres EDS de particules observées dans des échantillons de sol des Amburnex et de Ballens. A) Billes de nickel probablement d'origine anthropique (pollution atmosphérique) adsorbées sur un filament organique (échantillon AMB3 10-15). B) Oxydes de titane automorphes pris dans un agrégat organique observé dans un sol sur moraine alpine (échantillon BAL6A 10-20). C) Particule d'albite provenant du même échantillon.

d'éléments constitutifs des cortèges de minéraux primaires comme par exemple une particule d'albite (Simas *et al.*, 2006) provenant d'une moraine alpine (figure 4.16 C).

4.3.3. Exoscopie des sables de quartz (SEM)

L'observation de la forme des grains de sable de quartz, de l'état de leur surface et de leurs arêtes, ainsi que l'identification des marques présentes permettent de caractériser les milieux naturels dans lesquels ces grains ont séjourné ou ont été transportés. Dans le cadre de la présente étude, cette méthode a été utilisée dans le but premier de répondre à la question de l'origine des sables présents dans les horizons superficiels des sols (notamment au site des Amburnex). Puis, les observations se sont étendues à d'autres types d'échantillons (marnes, moraines) afin de pouvoir comparer les marques identifiées dans un contexte local. Les sources potentielles des sables de quartz dans les deux sites étudiés sont les roches calcaires en place (plus particulièrement les niveaux marneux), les moraines et les apports éoliens. Une fois immobilisés dans les sols, les grains subissent l'action de la pédogenèse. Cependant, les sables ne sont que rarement homogènes et diverses populations de grains aux origines et aux histoires distinctes peuvent se retrouver dans un même dépôt. De plus, le rattachement de certaines marques identifiées à un milieu de transport précis est parfois difficile, car différents mécanismes peuvent avoir des effets similaires sur les grains (par exemple les traces de choc en cupule peuvent être observées sur des quartz torrentiels, éoliens, glaciaires, ou évoluant sur des plages battues; Le Ribault, 1977). C'est pourquoi, dans ce travail, la méthode de l'exoscopie des sables de quartz est utilisée dans le but de caractériser les matériaux sédimentaires présents et d'apporter des éléments supplémentaires à l'identification de l'origine de ces dépôts, plutôt que comme preuve formelle et absolue (une application plus rigoureuse et quantitative de la méthode serait alors requise). De plus, l'observation d'intersections entre divers types de marques, ainsi que de l'état de conservation de ces marques (contours nets, arrondis, émoussés, etc.), permet d'établir une chronologie relative de l'histoire des grains.

Les résultats des observations présentés ci-dessous décrivent les formes et marques caractéristiques des milieux de dépôt ou de transport identifiés sur les sables provenant des deux sites d'étude. L'observation des grains a été réalisée de façon préférentielle sur douze échantillons sélectionnés (AMB3 0-5, AMB9 0-3, AMB4-R, AMB6 marnes, BAL1 0-5, BAL2 30-40, BAL3A 0-5, BAL3B 0-5, BAL4B 10-20, BAL6A 110-120, CHX 30-65 et CHX 110-130). L'identification des marques a été réalisée d'après Le Ribault (1977).

Grains provenant des substrats lithologiques marneux et marno-calcaires (figure 4.17)

Les grains observés présentent des formes très variées. Ils peuvent être « cariés », arrondis, subanguleux ou automorphes, tout en exprimant des arêtes fortement émoussées. Les surfaces sont remaniées par des processus de dissolution et de précipitation de la silice (écailles siliceuses convexes) et les anciennes marques de choc montrent des contours arrondis et altérés indiquant une évolution poussée des grains (par exemple en milieu infratidal de plate-forme carbonatée). Les grains cariés présentent sur leur surface de nombreuses anfractuosités tapissées d'oxy-hydroxydes de fer. Les échantillons de référence sont les marnes et marno-calcaires AMB4-R et AMB6 marnes. Les traits caractéristiques donnés ci-dessus se retrouvent dans les échantillons AMB3 0-5, AMB9 0-3, BAL1 0-5, BAL2 30-40, BAL3A 0-5, BAL3B 0-5, BAL4B 10-20, BAL6A 110-120 et CHX 110-130.

Les roches du Berriasien et du Valanginien contiennent des niveaux riches en grains de quartz détritiques (taille située entre 10 et 200 µm) issus de l'érosion des massifs cristallins continentaux et transportés par les fleuves ou le vent avant leur sédimentation marine (Blanc,

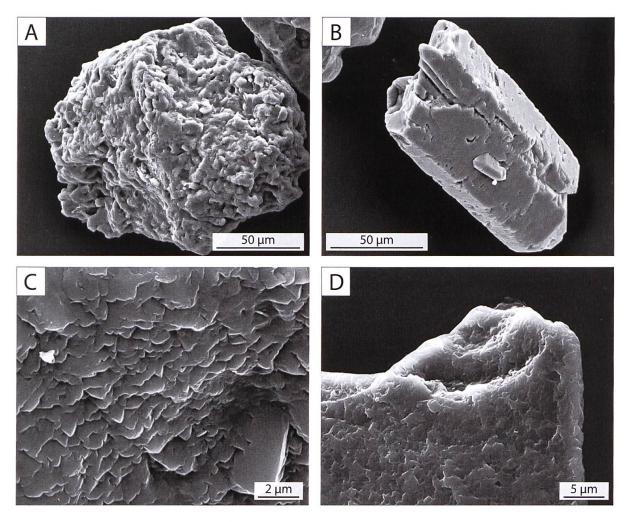


Figure 4.17. Images SEM montrant les formes de grains de quartz issus des substrats lithologiques calcaires et les marques observées à la surface des grains. A) Grain « carié » provenant des marno-calcaires du Berriasien (échantillon AMB4-R), B) Grain automorphe avec inclusion. Les arêtes sont émoussées et les surfaces présentent de nombreuses et profondes traces de dissolution de la silice (marnes du Valanginien, échantillon AMB6 marnes). C) Ecailles siliceuses convexes (marnes du Valanginien, échantillon AMB6 marnes). D) Ancienne marque aux contours fortement altérés (échantillon BAL2 30-40).

1996). La majorité des grains (80 %) observés par l'auteur présente également des surfaces couvertes d'écailles siliceuses convexes coalescentes, liées à des phénomènes de précipitation de la silice (LE RIBAULT, 1977).

Grains transportés dans les moraines (figure 4.18)

Les grains sont de forme anguleuse, subanguleuse, en esquille ou « cariée ». Les surfaces présentent de nombreuses traces d'impact et de chocs violents, des cassures conchoïdales et de grandes traces de choc en croissant. Les marques sont fraîches, aux arêtes nettes et vives. Les échantillons de référence sont BAL6A 110-120, CHX 30-65 et CHX 110-130. Ces traits caractéristiques se retrouvent également dans les échantillons AMB3 0-5, AMB9 0-3, BAL1 0-5, BAL3A 0-5, BAL3B 0-5 et BAL4B 10-20.

Les figures de broutage (figure 4.18 F) sont généralement attribuées au transport glaciaire. Dans les échantillons étudiés, de telles marques sont visibles sur certains grains provenant des échantillons de sol, mais elles ne sont en revanche pas observées sur les grains issus des moraines. Cependant, l'origine de telles marques pourrait également être due à de fortes collisions entre les grains réalisées dans d'autres environnements à forte énergie (dunes, torrents, zones littorales

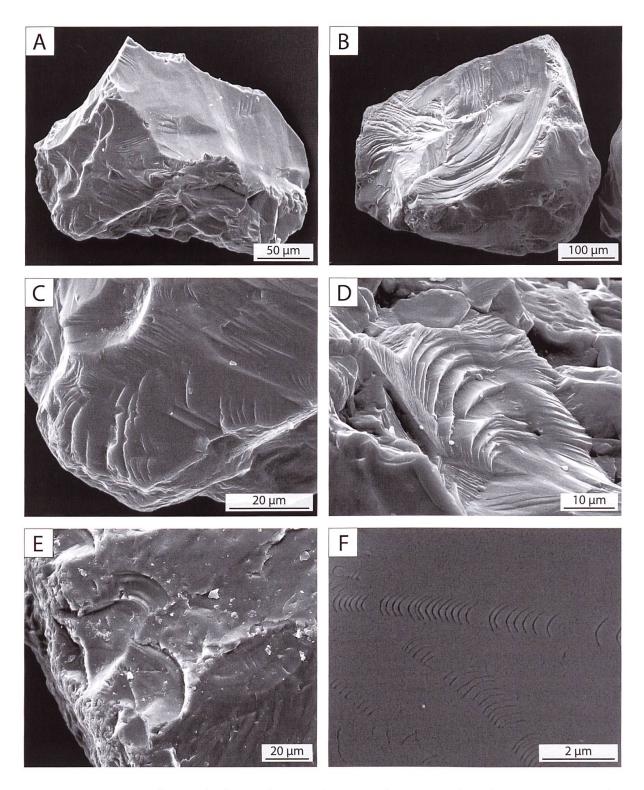


Figure 4.18. Images SEM illustrant les formes de grains de quartz et les marques de surface caractéristiques des transports en environnements glaciaires. A) Grain anguleux aux arêtes vives et aux marques nettes (moraine alpine, échantillon BAL6A 110-120). B) Grain présentant une grande face avec figure de cisaillement (dépôt fluvio-glaciaire, échantillon CHX 110-130). C) Cassures conchoïdales aux contours nets (moraine alpine, échantillon BAL6A 110-120). D) Figures « en gradins » liées aux effets de cisaillement (moraine mixte, échantillon CHX 30-65). E) Traces de percussion en croissant montrant des fractures conchoïdales (moraine alpine, échantillon BAL6A 110-120). F) Figures de broutage à l'origine controversée (horizon superficiel de sol, échantillon AMB3 0-5).

et marines, etc.). Ces marques, invisibles dans un premier temps, seraient révélées suite à une dissolution préférentielle de la silice le long de ces zones de faiblesse (Peterknecht & Tietz, 2011). Par conséquent, il serait normal de ne pas trouver de figures de broutage sur des grains provenant de sédiments « frais » (par exemple les moraines), mais de les observer au contraire sur des grains ayant enduré une certaine altération de surface. Toutefois, l'interprétation glaciaire de ces marques reste ambigüe.

Grains transportés par le vent (figure 4.19)

Les grains sont arrondis, sub-arrondis ou subanguleux aux arêtes émoussées. Les marques spécifiques sont essentiellement constituées de V de choc et de traces en croissant, généralement localisées sur les arêtes. Les échantillons de référence proviennent des lœss du Mont Tendre, dans le Jura suisse (Nussbaumer, 2012). Ces traits caractéristiques se retrouvent dans les échantillons AMB3 0-5, AMB9 0-3, BAL1 0-5, BAL2 30-40 et BAL4B 10-20.

Une éolisation brève des grains de sable sur 1-2 km serait suffisante pour produire environ 10'000 chocs par grain (Le Ribault, 1977). Les traces d'impact, même de petite taille, sont bien marquées et présentent toujours un contour très franc et anguleux. Un transport éolien de

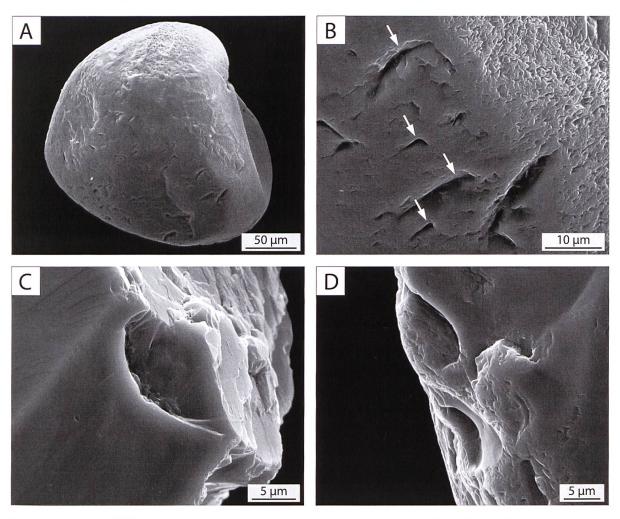


Figure 4.19. Images SEM montrant la forme d'un grain de quartz et les marques de surface attribuées au transport éolien. A) Grain arrondi présentant de nombreuses traces d'impact sur sa face inférieure (horizon superficiel de sol, échantillon AMB9 0-3). B) Détail de A montrant des V de chocs aux bords émoussés (flèches). Sur la droite de l'image, la surface est couverte d'écailles siliceuses. C et D) Traces de choc en croissant aux contours nets (sol sur lœss remobilisés, échantillon BAL2 30-40).

plus longue durée entraîne progressivement un rabattement des angles et une atténuation des arêtes, menant à un arrondissement de la forme des grains. Par exemple, les grains provenant de dépôts lœssiques de l'est de l'Europe présentent des formes sub-arrondies mais conservent encore des marques antérieures à leur transport éolien (TIMIREVA & VELICHKO, 2006), alors que les grains désertiques sont arrondis et couverts de traces de choc (FuYuan *et al.*, 2012; Kenig, 2006; Krinsley *et al.*, 1976).

Le grain présenté à la figure 4.19 A et B présente une forme arrondie et des V de choc aux contours émoussés, indiquant un transport éolien de longue durée, antérieur à une phase d'immobilisation et de précipitation de la silice (écailles siliceuses convexes). Au contraire, les marques représentées à la figure 4.19 C et D sont fraîches et signifient un transport récent dans l'histoire du grain. De plus, la netteté des arêtes des grains observée sur ces images suggère un court épisode d'éolisation, qui aurait laissé des traces d'impact mais n'aurait pas suffi à modifier la forme entière du grain. Les marques en croissant visibles sur ces images diffèrent de celles observées à la figure 4.19 E en contexte glaciaire de par le fait qu'elles ne présentent pas de fractures conchoïdales. Elles résultent donc d'un choc unique et non de l'effet de cisaillement provoqué par une forte pression sur le grain au sein d'un sédiment en mouvement.

Grains influencés par les processus de dissolution et précipitation de la silice (figure 4.20)

Les grains ne présentent pas de formes spécifiques. L'essentiel des marques consiste en une modification des surfaces et des anciennes traces par les processus de dissolution (écailles siliceuses concaves et figures de dissolution) et de précipitation de la silice (globules de silice amorphe). Ces traits caractéristiques se retrouvent dans les échantillons AMB3 0-5, AMB9 0-3, BAL1 0-5, BAL2 30-40, BAL3A 0-5, BAL3B 0-5, BAL4B 10-20 et CHX 110-130.

Les figures de dissolution forment de petits triangles orientés parallèlement (figure 4.20 C). Elles peuvent se développer dans les sols, sous l'action des processus pédogénétiques favorisant la dissolution de la silice. Le développement de figures de dissolution emboîtées et de grandes tailles (figure 4.20 A et B) nécessite une altération intense et de longue durée (sols tropicaux par exemple). Les réseaux de dissolution anastomosés (figure 4.20 D) se développent quant à eux dans les environnements marins. Les globules siliceux (figure 4.20 F) peuvent être observés sur les quartz pédogéniques, mais également sur les grains fluviatiles, intertidaux, diagénétiques, ainsi que sur ceux immobilisés dans les domaines continentaux et côtiers. L'accumulation de globules de silice amorphe mène à la formation d'écailles siliceuses convexes ou de fleurs de silice (sols, environnements deltaïques et de haute plage).

En résumé, l'observation de la surface des grains de quartz provenant d'échantillons choisis des sites des Amburnex et de Ballens montre que la fraction sableuse des sols présente des origines multiples. Certains grains ont des formes « cariées » et présentent des surfaces couvertes d'écailles siliceuses. Ils ressemblent fortement aux grains observés dans les marnes du Valanginien et du Berriasien, ce qui indiquerait une origine autochtone de ces grains. En revanche, la présence de grains aux arêtes vives et aux marques de chocs violents (cassures conchoïdales, figures de cisaillement, etc.) dans certains échantillons de sol suggère une contribution de sables d'origine glaciaire. De plus, des traces fraîches de chocs éoliens identifiées sur quelques grains issus des sols indiquent l'origine allochtone d'une autre fraction de la population des sables. L'exoscopie des sables de quartz provenant des sites d'étude montre bien le mélange de populations de grains d'origines distinctes qui constitue le matériau parental des sols étudiés, mais ne permet cependant pas à ce stade de l'étude de quantifier les contributions des différentes influences.

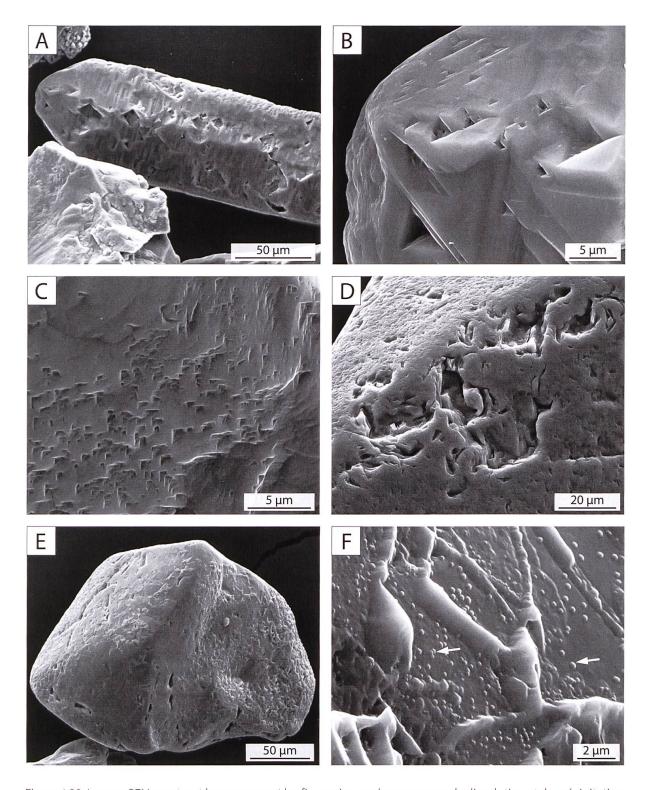


Figure 4.20. Images SEM montrant les marques et les figures issues des processus de dissolution et de précipitation de la silice sur la surface des grains de quartz. A et B) Grain automorphe présentant des figures de dissolution emboîtées bien développées (échantillon BAL3B 0-5). C) Figures triangulaires de dissolution dues aux processus de pédogenèse (échantillon BAL1 0-5). D) Réseau de dissolution anastomosé (échantillon AMB3 0-5). E) Grain arrondi dont la surface est remaniées par des processus de dissolution et de précipitation de la silice (échantillon AMB9 0-3). F) Détail de E montrant deux faciès de précipitation de la silice : des globules de silice amorphe (flèches) et des réseaux de « cordons ».

4.4. Description et distribution des matériaux substrat et des formations superficielles le long des deux toposéquences étudiées

4.4.1. Site des Amburnex

La distribution des formations superficielles le long de la toposéquence des Amburnex est représentée par la figure 4.21. Les matériaux d'origine autochtone (calcaires et marnes des séries géologiques, ainsi que les horizons résultant de leur altération) situés en profondeur sont séparés des dépôts de surface (moraine, cryoclastes, *cover-bed*) par une discontinuité lithologique généralement nette. Les principaux types de formations superficielles identifiés aux Amburnex sont décrits ci-dessous, en fonction des résultats minéralogiques et granulométriques présentés au § 4.2.1.

Matériaux substrat

Les roches calcaires et les marnes forment une alternance de bancs au sein des niveaux du Berriasien et du Valanginien. Les calcaires durs affleurent par endroits le long de la toposéquence et se délitent en blocs. Les marnes, en revanche, se rencontrent essentiellement en profondeur et sont généralement surmontées d'horizons d'altération in situ. Ces horizons ont des caractéristiques similaires aux substrats sous-jacents en termes de composition minéralogique et granulométrique, ce qui suggère un lien génétique entre les matériaux superposés. La principale caractéristique des matériaux autochtones est l'abondante présence de la calcite. En conséquence, l'altération de ces matériaux libère de grandes quantités de calcium et d'ions carbonates dans la solution du sol. L'efficacité du tampon des carbonates permet de maintenir des pH élevés dans les horizons profonds des solums. La fraction résiduelle des matériaux substrat est principalement constituée de quartz, de micas et de smectites et/ou kaolinite, en fonction de la nature des roches (Berriasien ou Valanginien; ADATTE, 1988; PERSOZ, 1982). Les distributions granulométriques du résidu insoluble des matériaux substrat présentent des courbes leptokurtiques pratiquement unimodales dans certains cas, dominées par la fraction limoneuse fine (7-8 Φ ; 4-8 μ m; § 4.2.3.).

Formations superficielles

La moraine identifiée au sommet de la toposéquence est carbonatée et contient des fragments de roches calcaires de l'Hauterivien, du Valanginien, du Berriasien, du Purbeckien et du Portlandien. En conséquence, son origine peut être attribuée à un glacier jurassien local. La composition minéralogique et granulométrique de cette moraine carbonatée est similaire à celles des matériaux substrat. Un dépôt de cryoclastes constitué de fragments de calcaire du Berriasien est situé en bas de la pente la plus raide, dans le profil AMB 3 (entre 32 et 70 cm de profondeur). Formés lors d'alternances gel-dégel (processus périglaciaire), les cryoclastes sont pris dans une matrice fine carbonatée issue de l'altération des calcaires et/ou de processus de solifluxion/gélifluxion le long de la pente. La limite supérieure du dépôt est marquée par une stoneline, indiquant une nette discontinuité lithologique avec le dépôt sus-jacent. Un dépôt superficiel composé de particules fines, ou cover-bed, recouvre toute la toposéquence, exception faite de la zone de plus grande pente où les bancs massifs du Berriasien affleurent (profil AMB 2). Ce dépôt a une épaisseur maximale de 50 cm dans le profil AMB 7 et se distingue des couches sous-jacentes par une limite nette correspondant à une discontinuité lithologique. Le cover-bed fut mis en place par des processus de versant (solifluxion et/ou ruissellement) après le retrait des glaciers présents au LGM (position sommitale par rapport à la moraine). Ce dépôt est constitué d'un mélange de matériaux autochtones (produits de l'altération des calcaires) et

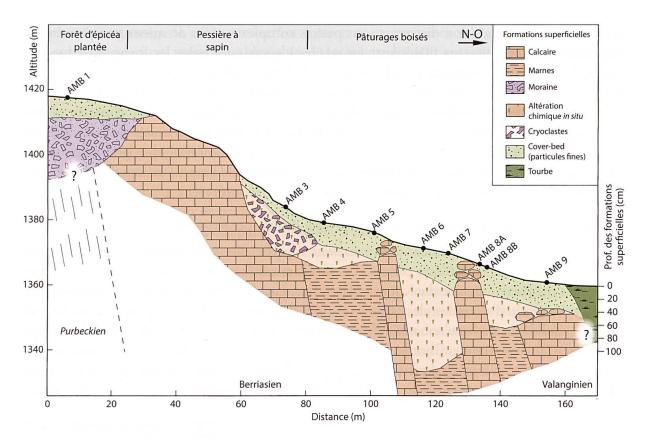


Figure 4.21. Distribution des formations superficielles le long de la coupe de la toposéquence des Amburnex. Les différents matériaux sont représentés d'après Joly (1997). Le calcaire et les marnes représentent le substrat lithologique en place. Les dépôts morainiques sont liés aux dynamiques glaciaires et la formation de cryoclastes aux environnements périglaciaires. Le *cover-bed* recouvrant la majorité de la pente est constitué de matériel fin et fut mis en place par des mouvements de solifluxion et/ou de ruissellement le long du versant. Les échelles correspondant à la topographie et à l'épaisseur des formations superficielles sont différentes.

allochtones (lœss) remaniés et redistribués le long de la pente. Sa composition minéralogique est exempte de calcite et principalement constituée de quartz et de silicates, ce qui induit des pH bas dans les horizons superficiels des sols. La présence plus élevée de feldspath potassique, de plagioclase sodique et de chlorite dans le dépôt superficiel comparé aux matériaux substrat indique un apport de particules allochtones. En revanche, la présence de kaolinite, de smectites et de micas peut être attribuée à la contribution des matériaux lithologiques. Les courbes granulométriques des échantillons du *cover-bed* sont plurimodales et résultent d'un mélange de différentes populations de grains. Les limons fins (6-7 Φ ; 8-16 μ m) dominent les distributions, mais les fractions sableuses sont également bien représentées. L'observation de certains grains de sable au SEM montre le mélange de particules d'origines distinctes (lithologique, morainique, éolienne; § 4.3.3.). L'accumulation de matière organique peu humifiée dans le marais situé en bas de toposéquence est désignée comme « tourbe ». Cette appellation ne correspond probablement pas aux critères pédologiques des horizons histiques (AFES, 2009), mais reflète l'accumulation de matières organiques en milieu réducteur (Joly, 1997). La présence de ce dépôt, couvert par une végétation marécageuse, est liée aux conditions hydromorphes induites par les marnes hauteriviennes.

4.4.2. Site de Ballens

La distribution des formations superficielles le long de la toposéquence de Ballens est illustrée à la figure 4.22. Les dépôts sont nombreux et variés et les mélanges entre des sédiments d'origine et de composition distinctes sont parfois complexes. Afin de mieux comprendre les contributions des différents matériaux, les relations génétiques entre les formations superficielles de Ballens sont représentées à la figure 4.23. Trois matériaux de référence, ou *end-members*, sont utilisés à titre de comparaison et représentent les trois pôles du triangle: la roche calcaire, la moraine cristalline d'origine alpine et les lœss du Mont Tendre, d'origine alpine également (Nussbaumer, 2012; Pochon, 1978). Les cinq principales unités de substrat étant déjà décrites au § 4.2.2. du point de vue de leur composition minéralogique, granulométrique et géochimique, la distribution des formations superficielles le long de la toposéquence et les relations entre ces formations sont plus particulièrement exposées ici.

Distribution des formations superficielles le long de la toposéquence

Au sommet de la toposéquence, les formations superficielles sont dominées par le substrat calcaire (figure 4.22). Les blocs, pierres et cryoclastes résultant de la fragmentation des bancs affleurant du Portlandien et du Kimmeridgien forment de petites bosses ou des talus dans le paysage. Le résidu d'altération des calcaires remplit les fissures entre les fragments de roche (site BAL 1). Un dépôt de lœss remaniés d'une épaisseur de 40 cm se trouve dans une dépression (site BAL 2), recouvrant un horizon d'altération des cryoclastes calcaires. Les dépôts morainiques sont observés à partir du site BAL 3 et plus bas sur le versant. Les moraines situées à une altitude supérieure à 1 100 m (sites BAL 3 et BAL 4) sont exclusivement constituées de matériel

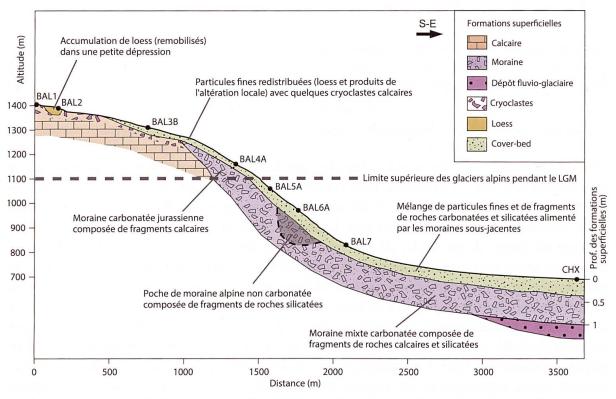


Figure 4.22. Distribution des formations superficielles le long de la coupe de la toposéquence de Ballens d'après une sélection de profils de sol. Les différents matériaux sont représentés d'après Joly (1997). Le substrat géologique calcaire affleurant est fragmenté par les processus périglaciaires (formation de cryoclastes). L'accumulation de particules éoliennes redistribuées a permis la formation d'un dépôt lœssique dans une dépression située en haut de la toposéquence. Le versant est couvert de dépôts morainiques aux compositions variables, en fonction de leur origine. Par-dessus, les *cover-beds* forment une couche quasi continue dont la composition et la granulométrie évoluent le long de la pente. Les dépôts fluvio-glaciaires du plateau de Bière sont identifiés dans les horizons profonds du site CHX. Les échelles correspondant à la topographie et à l'épaisseur des formations superficielles sont différentes.

carbonaté (fragments de roche et fraction fine) et sont attribuées aux glaciers jurassiens. En revanche, les moraines présentes à une altitude inférieure à 1 100 m (sites BAL 5, BAL 6, BAL 7 et CHX) sont composées de fragments de roches calcaires et silicatées en différentes proportions, pris dans une matrice carbonatée. Ces dépôts, appelés « moraines mixtes », peuvent être des moraines alpines carbonatées (Egli & Fitze, 2001; Guenat, 1987; Portmann, 1954) ou résulter de mélanges entre du matériel d'origine jurassienne et d'origine alpine (ARN & CAMPY, 1990). Une poche de moraine alpine décarbonatée (« moraine cristalline ») et composée uniquement de fragments de roches silicatées est observée au site BAL 6A. Des dépôts fluvioglaciaires, appartenant au complexe fluvio-glaciaire de Ballens (Fiore, 2007), sont présents dans le profil CHX, à 1 m de profondeur. Pour finir, un dépôt superficiel (cover-bed) recouvre l'ensemble de la toposéquence depuis le site BAL 3 jusqu'en bas. Le cover-bed, mis en place par des processus de solifluxion et/ou de ruissellement en environnement périglaciaire, est alimenté par les sédiments antérieurement déposés sur le versant. En conséquence, la composition du cover-bed évolue le long de la pente, en fonction des dépôts autochtones, lœssiques ou morainiques rencontrés. En haut du versant (site BAL 3), le dépôt superficiel mesure environ 25 cm d'épaisseur et est principalement composé de matériel fin issu des lœss et des produits d'altération des calcaires, contenant quelques rares cryoclastes calcaires. En bas de versant, le cover-bed devient légèrement plus épais (environ 30 cm) et inclut une fraction grossière plus importante (fragments calcaires et silicatés) fournie par les moraines mixtes et cristallines.

Relations entre les formations superficielles de Ballens

Le pôle constitué par la roche calcaire représente la contribution du matériau autochtone (figure 4.23). Les calcaires du Kimmeridgien et du Portlandien sont composés de plus de 80 % de calcite, ce qui influence fortement la composition géochimique, dominée par le calcium (§ 4.2.3.). Les bancs de calcaire dur subissent une altération physique (fragmentation, cryoclastie, action des racines, etc.) et/ou chimique, formant respectivement des fragments de roche et du matériel fin résiduel. Une plus grande fragmentation des calcaires induit une augmentation de la surface de contact des fragments de roche, ce qui a pour conséquence d'augmenter le potentiel d'altération chimique. La calcite est progressivement dissoute et les ions carbonates et calcium sont libérés dans la solution du sol. La perte de ces ions par lixiviation provoque une baisse de leur concentration dans le matériel résiduel. Les deux autres pôles constitués respectivement de la moraine cristalline (profil BAL 6A) et des lœss d'origine alpine (échantillons du Mont Tendre) sont des dépôts allochtones. Leurs signatures minéralogique et géochimique sont similaires, étant donné que les lœss sont originaires des moraines alpines du Plateau suisse, et montrent une dominance des minéraux silicatés ainsi que des éléments silicium, aluminium, potassium, manganèse, fer et titane. Cependant, les sédiments éoliens se distinguent des moraines alpines par leur texture. En effet, le transport éolien agit comme un agent de tri sur les particules et les lœss sont exclusivement composés de fractions fines limoneuses et/ou sableuses (Pye, 1987), alors que les moraines sont constituées de particules non triées de tailles hétérométriques (fractions fines, graviers, pierres et blocs). En conséquence, les deux types de dépôts réagiront différemment face aux processus d'altération et de pédogenèse. Les apports éoliens peuvent provenir de sources de déflation distinctes, ayant des compositions différentes. La contribution des moraines du Plateau suisse est attestée (Pochon, 1973, 1978). En revanche, il est probable que des moraines proximales mixtes situées au pied sud du Jura aient également contribué à la formation de lœss locaux (hypothèse explicitée au § 6.1.2.). Les dépôts morainiques forment quant à eux un continuum le long du versant, se distribuant entre les dépôts alpins entièrement silicatés et jurassiens carbonatés. Finalement, les cover-beds sont définis par

leur position stratigraphique (dépôts de surface) et leurs dynamiques de mise en place (processus de versant, solifluxion), et non par une composition minéralogique ou géochimique spécifique. En effet, ils sont alimentés par les sédiments sous-jacents pendant leur transport et leur composition évolue le long de la pente. Dans certains profils, le *cover-bed* montre une discontinuité lithologique nette avec le matériau sous-jacent, alors que dans d'autres profils la transition est graduelle et la limite demeure difficile à établir.

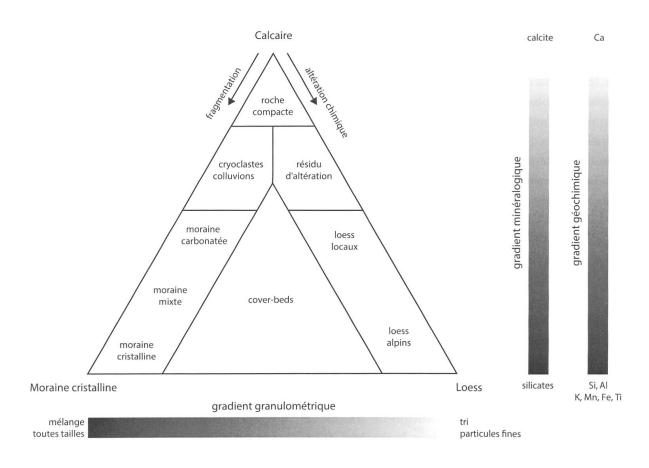


Figure 4.23. Diagramme ternaire représentant les relations existant entre les différentes formations superficielles identifiées sur le site de Ballens. Les sédiments se distribuent en fonction de trois pôles représentés par les matériaux de référence (end-members): la roche calcaire, la moraine alpine et les dépôts de lœss d'origine alpine.

CHAPITRE 5. ÉVOLUTION DES MATÉRIAUX AUTOCHTONES

Dans ce chapitre, les roches calcaires jurassiennes (considérées comme autochtones) sont caractérisées, de même que leurs différents produits d'altération résultant de processus physiques ou chimiques. Ces matériaux autochtones altérés peuvent ensuite être redistribués au sein des formations superficielles et mélangés à des matériaux allochtones tels que les lœss ou la moraine d'origine alpine. Dans ce contexte, différents critères sont recherchés afin de pouvoir tracer la distribution et l'altération des matériaux calcaires jurassiens dans les profils. L'influence de ces matériaux calcaires sur les processus pédologiques est ensuite évaluée au travers de l'étude des dynamiques du calcium et des carbonates dans les sols, ainsi que par l'impact de ces composés sur les variations du pH et l'accumulation de la matière organique.

5.1. Altération et redistribution des matériaux carbonatés

5.1.1. Fragmentation et altération chimique

La fragmentation des calcaires dépend de la structure même de la roche (litage, degré de fissuration, intensité de la décompression lithostatique, porosité, dureté), ainsi que des conditions climatiques (Bonneau & Souchier, 1994). Les processus d'altération physique sont généralement dominants lors des périodes de rhexistasie, comme par exemple lors des grandes périodes glaciaires quaternaires, et provoquent la formation d'importants dépôts de sédiments (grèzes, groises, moraines, etc.; Erhart, 1967; Pancza, 1979). Actuellement, la cryoclastie et toujours active dans le massif du Jura, mais agit de manière moins intense que pendant les périodes de glaciation. Elle est particulièrement efficace sur les roches poreuses gélives ou parcourues de microfissures (Pancza, 1990) et provoque le recul des escarpements et la désagrégation des têtes de bancs calcaires (figure 5.1; Pancza, 1979). Cette érosion est complétée par l'action des racines, qui se répandent dans les fissures déjà existantes, les élargissent et provoquent finalement l'éclatement de la roche (Birkeland, 1999). Le fractionnement des blocs calcaires en fragments de plus en plus petits a pour conséquence d'augmenter la surface réactive du squelette calcaire, favorisant ainsi les réactions chimiques d'altération du matériel minéral et permettant la libération d'une plus grande quantité de résidu insoluble (BIRKELAND, 1999; GAIFFE & BRUCKERT, 1990). L'état de fragmentation du matériel lithologique influe également sur la porosité du sol et par conséquent sur le régime hydrique.

Dans le massif du Jura, l'érosion chimique est actuellement prépondérante par rapport à l'érosion mécanique. Le processus dominant est la dissolution de la calcite, qui compose de 45 à 99 % des roches autochtones (tableau 4.1). Les fractions carbonatées limoneuses fines et grossières sont les plus réactives en termes de dissolution de la calcite, car elles contiennent la plus haute teneur en calcaire actif, susceptible d'être l'objet d'une dissolution rapide (Callot & Dupuis, 1980). Dans les horizons de sol relativement bien drainant et propices à l'activité biologique, les produits de l'altération du calcaire sont rapidement exportés du système par les processus de lessivage ou de lixiviation (par exemple dans les sols sur lapiés), ou sont repris dans les cycles biologiques et fixés au complexe argilo-humique (Gaiffe & Bruckert, 1991). En revanche, dans les horizons moins bien drainés où les fragments calcaires sont pris dans une fraction argilo-limoneuse décarbonatée, l'altération du calcaire entraîne la formation d'une mince pellicule d'arrachement (ou pellicule calcaire) à l'interface entre la terre fine et la roche (figure 5.2; Bruckert & Gaiffe, 1980; Lamouroux, 1971). Cette couche est constituée de grains calcaires plus grossiers (débris de fossiles, petites veines de calcite, etc.; Pochon, 1978)



Figure 5.1. Illustration de différents états de fracturation des substrats géologiques carbonatés (site de Ballens). (A) Roche en place du Kimmeridgien. La fracturation du banc superficiel est attribuée à la fois à la cryoclastie et à l'action des racines. (B) Moraine jurassienne au site BAL 4A. Les fragments calcaires sont pris dans une matrice sablo-limoneuse carbonatée.

libérés par la dissolution préférentielle des grains plus fins et donne un aspect pulvérulent aux fragments calcaires (Havlicek, 1999).

La fraction résiduelle libérée lors de la dissolution de la calcite peut être exportée du sol, intégrée au complexe argilo-humique, ou encore rester piégée dans les fissures profondes de la roche. Dans ce dernier cas, la terre fine résultant de cette accumulation, de texture généralement argileuse, conserve un lien génétique marqué avec la roche encaissante. C'est le cas notamment des horizons IISca provenant des profils de sol AMB 7 et AMB 8A (échantillons « fissures »). Leur composition minéralogique totale diffère de celle de la roche-mère et ressemble fortement à celle des horizons superficiels du sol (figure 4.3), de par leur faible teneur en calcite et leur fort pourcentage en fraction indosée, phyllosilicates et quartz. En revanche, la composition minéralogique de la fraction < 2 µm de ces deux horizons est beaucoup plus proche de celle de la roche encaissante que du sol sus-jacent. La même observation est valable à propos de la distribution granulométrique de la fraction décarbonatée (correspondant au résidu insoluble de la roche), ce qui confirme dans les deux solums l'origine autochtone de la terre fine provenant des fissures de la roche.

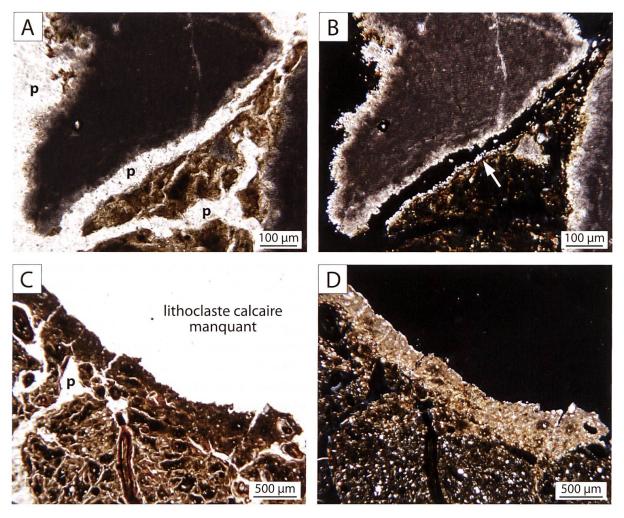


Figure 5.2. Observation de pellicules d'arrachement bordant les fragments calcaires en lames minces de sol. p = pore A) Grain calcaire dans une moraine carbonatée (échantillon BAL3A LM5; 41 cm de profondeur). B) Même échantillon en XPL. Un mince cortex d'altération est visible autour du grain (flèche), probablement détaché du fragment lors de la formation des pores (artéfact créé lors de l'induration du sol). C) Matrice du sol se trouvant originellement au contact avec un fragment calcaire (lithoclaste manquant; échantillon BAL LM5, sol BAL 3C; environ 40 cm de profondeur). D) Même échantillon en XPL. La pellicule d'altération constituée de calcite imprègne la matrice du sol en incluant des éléments du squelette.

Dans le cas où le résidu insoluble contribue à la formation du sol, sa composition minéralogique évolue sous l'action des processus pédogéniques à l'œuvre. Cependant, certains minéraux ne sont que peu transformés dans les conditions édaphiques actuelles et sont en conséquence directement hérités du matériel parental. Le quartz, minéral très résistant dans les sols, va s'accumuler relativement dans les horizons d'altération suite à la dégradation progressive des autres minéraux (Birkeland, 1999). Bien que des processus de dissolution de la silice se produisent à la surface de certains grains de quartz (figure 4.20), ces phénomènes ne sont pas assez importants dans les conditions pédogéniques actuelles des sols du Jura pour entraîner une modification des proportions de quartz dans le résidu insoluble des sols. Dans la fraction < 2 µm, les principaux phyllosilicates libérés par les roches sont les smectites, les micas et la kaolinite. Les smectites et micas font l'objet d'une dégradation rapide dans les sols jurassiens (Pochon, 1978) et se transforment en interstratifiés illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) suite à l'ouverture des feuillets (ce thème est discuté plus en détail au chapitre 7). La kaolinite en revanche est stable dans les mêmes conditions édaphiques (Pochon, 1978) et peut en conséquence être héritée directement des substrats lithologiques. Au contraire, la présence de minéraux tels que les pla-

gioclases sodiques, les feldspaths potassiques et les chlorites, peu présents ou absents des roches calcaires, n'est pas explicable par des processus d'altération ou de transformation des minéraux dans les sols et démontre nécessairement un apport exogène.

Finalement, dans le cas théorique (et en réalité jamais réalisé) où la quantité de résidu insoluble libéré lors de l'altération des roches calcaires participerait entièrement et exclusivement au matériau parental du sol (sans pertes ni apports de matières), les solums se développant sur des calcaires durs depuis 10'000 ans ne devraient pas excéder 2 cm d'épaisseur (Atteia, 1992; Dalla Piazza, 1996). Avec un taux de dissolution de la calcite maximal de 0.1 mm/ an (Aubert, 1967, 1969), environ 1 m de matériau lithologique pourrait avoir été dissous durant le même laps de temps. En fonction du résidu insoluble des matériaux-substrat, les sols se développant sur des calcaires durs devraient présenter des épaisseurs se répartissant entre 2 et 40 cm environ, en prenant en compte l'effet de dilution lié à la présence de la matière organique et le changement de densité des matériaux (calcul approximatif d'après les valeurs utilisées par Lamouroux, 1971). Cet ordre de grandeur correspond à l'épaisseur mesurée dans certains sols sur dalle calcaire, en fonction de leur roche-substrat respective (AMB 2, AMB 8A, BAL 1, BAL 4B), mais ne permet pas en revanche d'expliquer l'épaisseur de profils tels que AMB 7, AMB 9, BAL 2, BAL 3B, BAL 3C ou BAL 6B, reposant également sur le substrat lithologique. L'apport de matériaux exogènes, éoliens ou liés à des processus de versant, apparaît alors comme nécessaire au développement de sols profonds sur dalle calcaire. Cependant, dans le cas des différents bancs marneux étudiés, la présence de proportions importantes de résidu insoluble permettrait le développement de sols épais, correspondant aux profils décrits (AMB 4, AMB 5A, AMB 6, AMB 8B).

En conclusion, la nature même des bancs calcaires, liée aux conditions sédimentaires, diagénétiques ou encore tectoniques, influence la façon dont va agir l'altération physique et chimique sur ces bancs (Gaiffe & Bruckert, 1990). En effet, les zones de faiblesse préexistantes sont préférentiellement érodées et influencent ainsi le type de fragments produits (blocs métriques, plaquettes décimétriques, cryoclastes, etc.), de même que la composition de la roche détermine la quantité et la qualité de la fraction résiduelle libérée. En comparant un sol se développant sur un banc calcaire concassé présentant une pierrosité élevée et un sol sur dalle calcaire faiblement fissurée (Gaiffe & Bruckert, 1990), les conditions de drainage et d'aération varient fortement. Le développement de conditions favorables à l'activité biologique est amplifié dans le sol sur banc calcaire fracturé. Au travers de la production d'acides organiques et de CO₂ issu de la respiration du sol, les processus de dissolution du calcaire, déjà favorisés par une plus grande surface spécifique du squelette, sont encore accélérés dans les horizons de surface. Au contraire, dans le sol sur dalle calcaire fissurée, l'interface de contact terre fine-roche est moins étendue à cause de la faible proportion de squelette disponible et la dissolution du calcaire a principalement lieu dans les horizons profonds du sol.

5.1.2. Redistribution dans le paysage

Les produits de l'altération des matériaux autochtones (fragments, fraction fine, particules, ions) font souvent l'objet de remaniements et de transport par les dynamiques de surface. Les fragments calcaires observés dans un sol ou un sédiment témoignent de l'origine lithologique du squelette, de par leur composition minéralogique et leur faciès. Des gélifracts aux arêtes vives accumulés en dépôts de grèzes indiquent une formation liée aux processus périglaciaires (cryoclastie), alors que des pierres arrondies et mélangées résultent d'un transport fluviatile (rare dans le Jura) ou morainique. De gros blocs aux angles arrondis, situés en contrebas d'un affleurement de calcaire dur, sont quant à eux issus de la fracturation des bancs (altération physique

et chimique combinées) et de l'action de la gravité. Dans le profil AMB 3 par exemple, trois types de fragments calcaires sont observés: la roche en place au fond du profil se délitant en gros blocs, un dépôt de cryoclastes aux arêtes vives en profondeur du sol et quelques blocs et pierres aux angles arrondis pris dans le *cover-bed* de surface. Le matériel fin résultant de l'altération des calcaires ou des marnes peut également être redistribué dans le paysage, se mélangeant avec du matériel provenant d'autres sources et rendant l'identification des différents matériaux complexe. De plus, il n'est pas rare que dans un même dépôt se retrouvent une fraction fine (< 2 mm) et grossière (> 2 mm) aux origines distinctes. C'est le cas notamment des moraines ou des *cover-beds*, où se trouvent mélangés des lœss, des produits d'altération des calcaires et des cryoclastes.

Les formations superficielles jouent un rôle important dans la mise à disposition du matériel autochtone calcaire. En effet, la roche en place est relativement peu affleurante dans le Jura (falaises, crêtes, têtes de bancs, etc.), car elle est la plupart du temps couverte d'une épaisseur variable de formations superficielles (figures 4.21 et 4.22). En conséquence, la disponibilité des fragments calcaires, de même que leur propension à l'altération chimique, sont contrôlées par les processus de fragmentation et de redistribution du matériau autochtone. Le substrat lithologique, souvent peu accessible, joue alors le rôle de réserve en matériau minéral, mais doit être « retravaillé » par les dynamiques de surface avant de pouvoir contribuer de façon directe au matériel parental des sols. Par exemple, les moraines jurassiennes carbonatées ont une composition minéralogique similaire à celle des matériaux lithologiques locaux (composition « autochtone »). Cependant, l'état de fragmentation des matériaux et la position superficielle des moraines dans le paysage (due à leur mise en place récente en domaine glaciaire) les rendent beaucoup plus susceptibles à l'altération, et donc au développement des sols, que les bancs calcaires qu'elles recouvrent et dont elles sont potentiellement issues.

5.2. Contribution à l'évolution actuelle des sols

5.2.1. Traçage de la fraction autochtone dans les sols

Des traceurs de différente nature sont recherchés, afin d'investiguer le lien potentiellement existant entre les matériaux lithologiques autochtones et les sols sus-jacents. Les objets pouvant être utilisés comme traceurs éventuels sont logiquement hérités des substrats lithologiques et doivent être préservés dans le sol, sans être dégradés ou transformés lors de la pédogenèse.

Traceurs minéralogiques

Le quartz, minéral se conservant bien dans les sols du Jura, n'est cependant pas un bon marqueur du point de vue de son dosage semi-quantitatif. Les proportions présentes dans la fraction totale de la terre fine montrent une augmentation entre la roche-substrat et les horizons des sols situés au-dessus, et ce dans tous les profils de sol étudiés. Cet accroissement est principalement dû à la concentration relative du quartz dans la terre fine suite à la dissolution de la calcite, mais peut également être lié à des apports allochtones, notamment éoliens (POCHON, 1978). La comparaison des pourcentages relatifs entre les différents matériaux minéraux n'apporte donc que peu d'information au sujet de la filiation recherchée entre la roche et le sol.

La kaolinite est présente en grandes quantités dans la fraction < 2 µm de certaines roches calcaires jurassiennes (par exemple dans les bancs du Berriasien). Sa présence dans les sols étudiés est obligatoirement héritée, car la néoformation de la kaolinite nécessite un climat tropical chaud et humide (Pédro, 1968). De plus, elle est stable dans les conditions édaphiques

actuelles du massif jurassien. Plus résistante que les autres phyllosilicates présents dans les sols, la kaolinite peut se retrouver concentrée dans les horizons d'altération, relativement à la dégradation des autres minéraux argileux (Lamouroux, 1971). Cependant, elle est également observée dans les horizons de surface de certains sols, alors que la roche sous-jacente n'en contient pas (profils AMB 6 et AMB 8B). Dans ce cas, des apports exogènes doivent obligatoirement être envisagés par des processus subautochtones (de versant) ou allochtones. Dans ce dernier cas, des apports morainiques ou éoliens locaux remaniant des matériaux d'altération des calcaires jurassiens sont privilégiés (chapitre 6), au détriment de sources plus distales impliquant la contribution des calcaires alpins, qui ne contiennent que très peu de kaolinite (Росной, 1978; Spaltenstein, 1984).

Traceurs granulométriques

Les « signatures » granulométriques du résidu insoluble des matériaux calcaires diffèrent fortement d'une roche à l'autre (figures 4.3 et 4.4). En conséquence, ce critère peut être utilisé pour tester le lien génétique entre une roche-substrat et les horizons de sol se trouvant directement au contact avec celle-ci, à condition qu'ils soient issus de l'altération in situ. Dans le cas où des transports de matériaux, même sur de très courtes distances, ont eu lieu, le lien entre le produit de l'altération et sa source lithologique est très difficile à établir sur la seule base des distributions granulométriques. De plus, une forte altération des matériaux aura tendance à modifier les stocks de particules dans les sols, en faisant varier les proportions relatives des modes présents (par exemple diminution de la fraction limoneuse au profit de la fraction argileuse) ou en transformant les modes. Dans les sols étudiés, le critère granulométrique permet de mettre en valeur le lien génétique existant entre certaines marnes et les horizons profonds d'altération in situ correspondant (AMB 6 et AMB 8B), entre certaines roches et les argiles de décarbonatation restées piégées dans les fissures (AMB 7 et AMB 8A), ou encore au sein des moraines jurassiennes carbonatées, entre les horizons profonds peu transformés et ceux de surface ayant déjà subi une certaine altération (BAL 3A et BAL 4A). En revanche, dans de rares cas des signatures similaires entre les horizons peuvent être interprétées à tort comme un lien génétique. Le profil BAL 2 par exemple se développe à partir de deux matériaux d'origines distinctes (lœss remaniés déposés sur la roche calcaire du Kimméridgien) mais présentant cependant des courbes granulométriques comparables.

Traceurs géochimiques

Les matériaux autochtones carbonatés sont particulièrement riches en Ca et Sr. Cependant, ces deux éléments sont mis en solution lors de la dissolution de la calcite et peuvent ensuite être lixiviés, en fonction des conditions édaphiques (Atteia, 1994). Les produits de l'altération des calcaires sont en conséquence appauvris en Ca et Sr par rapport à la roche, mais le rapport Ca/Sr reste relativement constant, bien que le Ca soit lixivié légèrement plus rapidement que le Sr (Atteia, 1994). De plus, Ca et Sr peuvent aussi être apportés par les précipitations et poussières atmosphériques (Atteia & Dambrine, 1993), mais les quantités sont minimes, voire négligeables, par rapport aux proportions rencontrées dans les roches calcaires. La comparaison des échantillons représentés par leur rapport Ca/Sr et leur concentration en Ti, élément considéré comme immobile dans les sols (Egli & Fitze, 2001), permet de différencier certaines tendances entre les matériaux (figure 5.3). Les matériaux calcaires et cristallins présentent respectivement le plus haut et le plus bas rapport Ca/Sr. Á partir des matériaux autochtones, l'altération des calcaires induit une légère baisse du ratio Ca/Sr, attribuée à l'augmentation relative de Sr par rapport à Ca, qui est lixivié. Les valeurs en Ti augmentent dans les échantillons issus de l'alté-

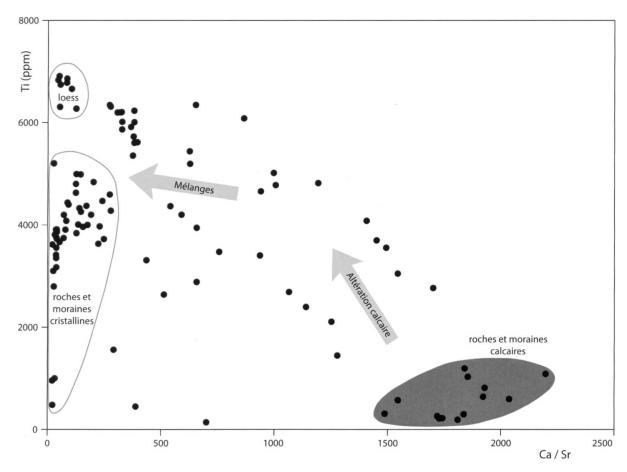


Figure 5.3. Évolution du rapport Ca/Sr en fonction de la proportion de Ti dans les sols de Ballens. L'altération des calcaires montre une faible diminution du rapport Ca/Sr dans les horizons autochtones par rapport aux roches calcaires, due à une légère augmentation du Sr par rapport au Ca dans le sol. Les pôles allochtones (lœss et moraines alpines) indiquent un ratio Ca/Sr nettement plus bas que les roches calcaires, causé par le très faible taux de Ca présent dans les matériaux exogènes. Les échantillons de sol se répartissent entre ces trois pôles en fonction des mélanges de sédiments dans les formations superficielles.

ration des matériaux carbonatés, probablement par concentration relative de cet élément suite aux pertes en Ca. En revanche, les échantillons issus de mélanges entre les matériaux autochtone et allochtone voient leur ratio Ca/Sr diminuer fortement en comparaison avec les roches calcaires. Les valeurs en Ti sont variables dans ces échantillons, en fonction de l'influence prépondérante des apports éoliens ou morainiques d'origine alpine. D'autres éléments (Si, Al, Mg, Fe, K, Mn) peuvent être également présents en faibles quantités dans les matériaux autochtones. Cependant, les apports allochtones (lœss, moraines, *cover-beds*) contiennent ces mêmes éléments en proportions beaucoup plus fortes, ce qui a pour conséquence de masquer totalement les apports dus aux roches-substrats.

Autres traceurs

Les grains de quartz, d'un point de vue qualitatif, peuvent se révéler d'intéressants traceurs dans les sédiments. En effet, de par leur forme, l'aspect de leurs surfaces et leurs marques, ils enregistrent les différentes phases de leur histoire (transport, immobilisation, etc.), à l'image des grains cariés aux surfaces entièrement retravaillées par les processus de dissolution de la silice observés dans certaines marnes (figure 4.17). De tels grains ont été retrouvés dans des échantillons de sol, mais également dans des moraines. Cette dernière observation peut être interprétée de deux manières différentes: i) les grains présentant de tels faciès ne sont pas uniquement

issus des substrats calcaires mais peuvent acquérir la même morphologie dans des environnements différents, ou ii) des matériaux lithologiques carbonatés ont contribué à la formation des moraines en question, mais les grains devraient dans ce cas présenter également des marques de choc liées au transport morainique. Quoi qu'il en soit, le fait de rencontrer de tels grains dans des échantillons morainiques implique nécessairement de nuancer le diagnostic apporté par la présence de ces grains. En conséquence, l'exoscopie des grains de quartz n'est pas une preuve formelle de l'existence d'un lien génétique entre la roche-substrat et le sol. Ces observations sont qualitatives et doivent être replacées dans le contexte des formations superficielles. De plus, ce type de traceur n'est valable que si les grains de quartz se trouvent en quantité suffisante dans la roche-substrat pour qu'ils puissent être isolés et caractérisés.

La présence de nombreux fossiles dans certains niveaux marneux permet de suivre l'influence des matériaux lithologiques à travers le profil de sol sus-jacent. Par exemple, le profil AMB 8B situé sur des marnes intercalaires du Berriasien contient des fragments de macrofossiles (coraux, bivalves, etc.) à partir de 28 cm et au-dessous, ce qui a permis de déterminer l'origine autochtone de l'horizon IISca (annexe). Les microfossiles observés en lame mince dans certaines roches (§ 4.2.3.) peuvent également être libérés dans le sol suite à la dissolution de la calcite (figure 5.4 A et B). De même, des fragments de calcédoine (silice cryptocristalline) pouvant mesurer jusqu'à 1 mm de long illustrent la contribution des matériaux autochtones aux sédiments de surface (figure 5.4 C et D). Cependant, l'identification des fragments de fossiles et de calcédoine dans les lames minces de sols est aléatoire car liée à l'échantillonnage des boîtes de Kubiena.

En conclusion, aucun traceur pris isolément ne permet d'affirmer ou d'infirmer l'existence d'un lien de filiation entre la roche-substrat calcaire et le sol sus-jacent. En revanche, ce lien génétique peut être décelé dans certains profils grâce au faisceau d'informations formé par les différents traceurs décrits, tout en tenant compte du contexte général fourni par les observations et descriptions de terrain. Á l'inverse, les informations pourvues par ces mêmes traceurs permettent d'identifier les discontinuités lithologiques existant entre deux substrats minéraux, quand elles sont présentes.

5.2.2. Influence des matériaux carbonatés sur les processus pédogéniques

Dans le domaine des matériaux parentaux carbonatés, le calcaire et les produits de son altération jouent un rôle prédominant sur l'environnement édaphique. La calcite constitue une importante réserve en carbonate et en calcium, qui sont libérés dans la solution du sol lors de la dissolution de la roche. Ces ions jouent un rôle prépondérant sur l'acidité, la stabilité du complexe argilo-humique, le comportement de la matière organique et la réserve en nutriments des horizons soumis à l'influence des matériaux carbonatés (MICHALET, 1982).

Les carbonates

L'équilibre entre les différentes espèces carbonatées (CO₃²-, HCO₃-, H₂CO₃) dans la solution du sol forme un pouvoir tampon très efficace dans l'environnement édaphique (Bourrié, 1976; Delmas *et al.*, 1980). Le tampon des carbonates est actif à des pH situés entre des valeurs de 6.2 et 8.6 et permet le maintien des cations alcalins et alcalino-terreux sur le complexe argilohumique (Gobat *et al.*, 2010). Cependant, les espèces carbonatées en solution sont lixiviées dans les eaux de percolation et une recharge à partir de la roche calcaire est nécessaire afin de maintenir un pH élevé. Dans le cas où la dissolution de la calcite n'est pas assez efficace pour compenser les pertes du système (décarbonatation), la solution du sol s'acidifie et induit la lixiviation progressive des éléments adsorbés sur le complexe argilo-humique.

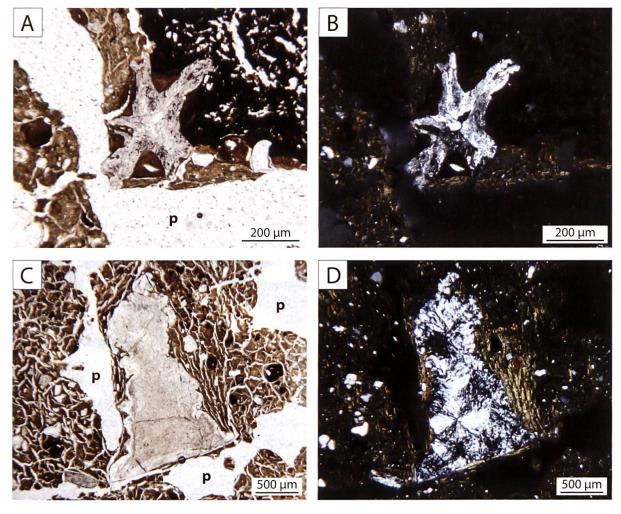


Figure 5.4. Fragments de fossile et de calcédoine observés en lame mince dans les sols des Amburnex et provenant de l'altération des roches substrat. p = pore. A) Fragment de fossile retrouvé dans le *cover-bed* du profil AMB 9 situé en bas de toposéquence et probablement issu des marnes situées en amont (échantillon AMB9 LM2; 13 cm de profondeur). B) Même échantillon en XPL. C) Fragment de silice de grande taille observé dans le profil AMB7, développé dans le *cover-bed* (échantillon AMB8 LM5; 47 cm de profondeur). D) Même échantillon en XPL montrant l'arrangement fibreux cryptocristallin de la silice (calcédoine) et l'orientation des argiles autour du grain (granostriation de la matrice).

Le calcium

Dans le système sol, le calcium se trouve dans différents réservoirs : le Ca contenu dans les minéraux (primaires ou secondaires), le Ca adsorbé sur le complexe argilo-humique en équilibre avec la solution du sol (Ca échangeable), le Ca cofloculé avec les molécules organiques et le Ca inclus dans la matière organique vivante ou morte (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Entre ces réservoirs s'établissent des flux de calcium, contrôlés par les équilibres biologiques et thermodynamiques. L'apport de Ca atmosphérique constitue une entrée dans le système sol, dont l'importance est faible en domaine carbonaté mais peut augmenter considérablement sur substrat non carbonaté (LIKENS et al., 1998). Le Ca lixivié hors du sol ou exporté dans la biomasse compose les pertes du système sol. La réserve la plus importante en Ca dans le sol est constituée par les minéraux, carbonatés ou non (LIKENS et al., 1998). Dans les sols de Ballens, cette relation est illustrée par le fort coefficient de corrélation existant entre la calcite et le Ca total (coefficient de Pearson = 0.87 et coefficient de Spearman = 0.90, tableau 5.1). Cependant, le calcium fixé dans les roches n'est pas directement disponible pour les organismes du sol. La calcite doit tout d'abord être altérée par les processus de dissolution, causés par le contact avec des eaux de percolation

Tableau 5.1. Relations existant entre la calcite, le calcium total, le calcium extrait à l'eau, le TOC et le pH H₂O dans les sols de Ballens, d'après les coefficients de corrélation respectifs de Pearson et de rang de Spearman.

	Calcite	Ca total	Ca extrait à l'eau	TOC	рН	
Calcite	1.00	0.87	-0.05	-0.31	0.62	
Ca total	0.90	1.00	-0.05	-0.29	0.66	Coefficient de Pearso
Ca extrait à l'eau	0.33	0.43	1.00	0.83	0.30	Coefficient de rang
TOC	-0.11	-0.02	0.82	1.00	-0.08	de Spearman
pН	0.88	0.91	0.26	-0.22	1.00	

agressives. Le calcium ainsi libéré devient soluble et se fixe sur le complexe argilo-humique, formant une réserve de Ca bio-disponible (Likens *et al.*, 1998). En domaine carbonaté, le calcium est toujours abondant et peut représenter jusqu'à 90 % de la capacité totale d'échange du complexe absorbant (Bonneau & Souchier, 1994). Dans les sols étudiés, le Ca facilement disponible (extrait à l'eau) semble se comporter de manière indépendante du Ca total (coefficient de Pearson = -0.05 et coefficient de Spearman = 0.33 avec la calcite), bien qu'ils proviennent de la même source minérale. Finalement, le Ca absorbé par les plantes et les micro-organismes se retrouve piégé dans la matière organique et peut retourner au sol suite à la mort de l'organisme et à la minéralisation de la matière organique.

Le calcium disponible dans le sol a une action floculante sur les phyllosilicates et la matière organique et assure ainsi une bonne cohésion du complexe argilo-humique (JACQUIN et al., 1980). L'humification est très active dans les sols calciques et le complexe organo-minéral, par son caractère humifère, possède une capacité d'échange cationique très élevée (Bruckert & GAIFFE, 1980). Cependant, les fortes quantités de calcium présent peuvent entraîner la formation d'une gangue électro-positive d'ions calcium (voire parfois de calcite) autour des molécules organiques faiblement humifiées, ce qui a pour conséquence de les stabiliser dans le sol en les soustrayant à l'action des micro-organismes. La minéralisation des molécules humiques est ainsi fortement ralentie et la matière organique s'accumule dans les horizons superficiels, qui deviennent très sombres (Bruckert & Gaiffe, 1989). Ce phénomène est visible dans les sols étudiés au travers de la forte corrélation existant entre le Ca extrait à l'eau et le TOC, relatif à la quantité de matière organique présente dans le sol (coefficient de Pearson = 0.83 et coefficient de Spearman = 0.82). Les sols de Ballens les plus organiques présentent également la plus grande activité biologique (DIAZ, 2011). La forte humification entraîne une production importante de CO, respiratoire et d'acides organiques, rendant les eaux de percolation agressives (BRUCKERT & GAIFFE, 1989). Au contact de cette solution, la dissolution du squelette calcaire est accélérée et provoque la libération de calcium dans le sol, induisant ainsi une boucle de rétroaction positive. Dans un tel système, l'accumulation de matière organique est contrôlée par la quantité de calcium disponible pouvant stabiliser les composés faiblement humifiés, le surplus étant rapidement minéralisé (Bruckert & Gaiffe, 1989). Le système s'auto-entretient tant qu'une réserve en calcite est disponible sous forme de squelette calcaire. Une fois cette réserve épuisée, les pertes progressives en calcium induisent la libération des composés organiques séquestrés, dont la minéralisation permet le recyclage des éléments.

L'acidification des sols, suite à la baisse du pouvoir tampon des carbonates, provoque le remplacement progressif des cations alcalins et alcalino-terreux (Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, K⁺) fixés au complexe argilo-humique, partiellement par le fer s'il est présent, et par des protons. Les cations se retrouvent dans la solution du sol et migrent vers les horizons profonds, avant d'être lixiviés dans les eaux de percolation. L'action des racines et des vers de terre permet de faire remonter une partie de ces éléments vers les horizons superficiels du sol. Au travers des cycles biologiques

et de la bioturbation, cette recharge en cations, et notamment en calcium, permet de réapprovisionner sensiblement le complexe argilo-humique. Des protons cèdent leur place aux ions Ca²⁺, s'opposant momentanément à la baisse du pH (Havlicek & Gobat, 1996; Havlicek et al., 1998). Cependant, les teneurs en calcium ne sont dès lors plus assez fortes pour maintenir les dynamiques spécifiques à cet élément (Michalet & Bruckert, 1986). Le fer remplace progressivement le calcium comme lien entre les molécules organiques et minérales et le complexe argilo-humique perd alors de sa stabilité (Gratier & Bardet, 1980). Les composés humiques se dissocient du complexe et peuvent en conséquence être plus rapidement minéralisés (Gaiffe & Bruckert, 1990). Si l'acidification se poursuit, les cations alcalins et alcalino-terreux sont lixiviés de plus en plus profondément (décalcification) et la recharge des horizons de surface n'est plus suffisante pour contrer les pertes du système.

Les influences sur le pH

L'évolution du pH dans les sols de Ballens est fortement influencée par les dynamiques conjointes du carbonate et du calcium, et réciproquement (figure 5.5). La dissolution de la calcite, principale réserve en Ca total, permet la libération du Ca²⁺ et des ions carbonate, dont le pouvoir tampon induit un pH basique dans les sols. Les concentrations en espèces carbonatées n'ont pas été mesurées directement, mais leur influence agit comme facteur caché au travers de la corrélation observée entre le pH et le Ca total (coefficient de Pearson = 0.66 et coefficient de Spearman = 0.91, tableau 5.1), en assumant que les ions carbonates et le calcium soient libérés de façon proportionnelle lors de la dissolution de la calcite, conformément à sa stochiométrie. La diminution de la réserve constituée par le squelette calcaire, causée par l'altération chimique, induit une réduction du stock total de calcium et amorce la baisse du pH. Une part importante du Ca²⁺ mis en solution est lixiviée rapidement, ce qui provoque une forte diminution de la proportion de Ca total. En revanche, une fraction du Ca²⁺ libéré est maintenu dans le sol en se fixant au complexe argilo-humique (Ca²⁺extrait à l'eau) et participe ainsi à la capacité d'échange cationique. Une fois le squelette calcaire disparu, le tampon des carbonates est toujours actif et permet le maintien d'un pH proche de la basicité (de pH 6.2 à 8.6). Le Ca²⁺ adsorbé au

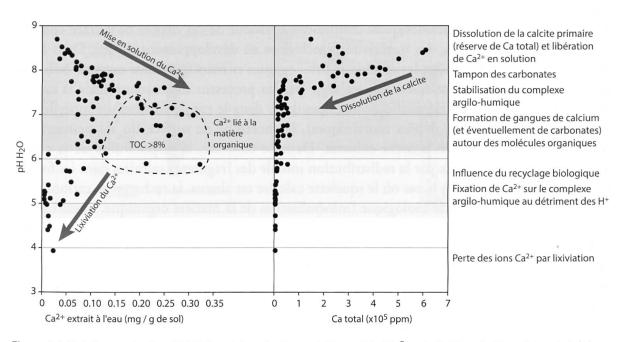


Figure 5.5. Relations entre le pH H_2O , le calcium facilement disponible (Ca^{2+} extrait à l'eau) et le calcium total dans les sols de Ballens.

complexe argilo-humique assure à ce dernier une bonne stabilité. De fortes proportions de Ca²⁺ disponible provoquent la formation des gangues autour des molécules humifiées et l'augmentation du stock de matière organique dans le sol (haut pourcentage de TOC). Au-dessous du seuil d'action du tampon des carbonates (pH< 6.2), le Ca²⁺ commence à être lixivié du complexe absorbant. La recharge en cations alcalins et alcalino-terreux par les processus de bioturbation et les remontées racinaires permettent un apport de Ca²⁺ en surface (via les déjections des vers de terre et la litière). Le maintien d'une certaine quantité de calcium sur le complexe argilo-humique s'oppose temporairement à une plus forte acidification, à l'image d'un faible système de tamponnage du pH. Cependant, l'augmentation de l'acidité (pH< 5) provoque la lixiviation presque totale des ions Ca²⁺ et leur sortie du système sol (et inversement).

Les carbonates secondaires

La dissolution de la calcite se produit généralement dans les horizons de surface des sols, où les eaux se chargent en gaz carbonique dissous, mais également dans les zones plus profondes des sols où la pCO₂ est souvent très élevée du fait des respirations racinaires et micro-organiques. Les produits de la dissolution migrent à travers le profil par les eaux de percolation. Dans certains horizons en profondeur aussi bien qu'en surface, les conditions édaphiques permettent parfois la reprécipitation de carbonate de calcium (Bonneau & Souchier, 1994). Ces carbonates secondaires (par opposition aux carbonates primaires issus des roches) acquièrent des faciès différents en fonction de l'environnement édaphique (conditions de saturation, de drainage) et de l'activité biologique (biominéralisation ou minéralisation induite; Durand, 1980). Les réactions de dissolution – reprécipitation de la calcite sont très rapides dans les sols (Callot & Dupuis, 1980) et il n'est pas rare que les deux phénomènes cohabitent au sein d'un même horizon, en fonction de micro-environnements spécifiques (Bonneau & Souchier, 1994). Des carbonates secondaires ont été observés dans les sols des Amburnex et de Ballens et seront traités en détail au chapitre 7.

5.2.3. Rôle des matériaux autochtones dans les sols étudiés

Dans les deux sites d'étude, les matériaux substrat carbonatés sont recouverts par une couverture de formations superficielles quasi continue. L'épaisseur de ces dépôts de surface contrôle la contribution potentielle des matériaux autochtones au développement du sol. Dans le cas de dépôts superficiels minces, les matériaux lithologiques et leurs fragments ont une influence marquée sur la pédogenèse et celle-ci est régie par les processus de dissolution de la calcite, de décarbonatation et de décalcification. Cependant, dans le cas de formations superficielles épaisses (par exemple des dépôts morainiques), les horizons de surface du sol peuvent être totalement déconnectés de la roche-substrat. Dans ce contexte, la disponibilité de la calcite dans les sols est déterminée par la redistribution initiale des fragments calcaires dans les formations superficielles et, dans le cas où le squelette calcaire est absent, la recharge en cations Ca²⁺ doit être assurée par le cycle biologique (minéralisation de la matière organique, bioturbation, etc.) ou les flux hydriques latéraux. En revanche, certains sédiments glaciaires ou périglaciaires contiennent des fragments calcaires de toutes tailles, ainsi que des particules fines carbonatées (sables, limons), présentant une grande surface réactive. En conséquence, l'altération chimique de ces dépôts carbonatés est plus rapide et relâche plus de produits d'altération et de résidu insoluble dans le sol que l'altération des bancs calcaires durs.

Au site des Amburnex, une discontinuité lithologique remarquablement nette est observée entre les matériaux autochtones (la roche en place et les produits de son altération) et le dépôt allochtone en surface (*cover-bed*) dans tous les profils, excepté le profil AMB 2. La netteté de

cette limite est étonnante, compte tenu de l'action de la pédogenèse et de la bioturbation ayant eu lieu depuis plus de 15'000 ans. Cette distinction suggère d'une part que le matériau autochtone était en partie gelé au moment de la mise en place du dépôt superficiel par solifluxion (voire gélifluxion), empêchant ainsi aux deux matériaux de se mélanger, et d'autre part que les processus de bioturbation durant l'Holocène n'ont pas été assez intenses pour détériorer la limite nette résultant de la discontinuité lithologique. Les profils de sol des Amburnex subissent l'influence des matériaux substrat dans leurs horizons profonds, recouverts directement par le cover-bed. Seul le profil AMB 1 présente un dépôt morainique épais, dissimulant la rochesubstrat sous-jacente. Les horizons profonds d'altération, plus épais sur marnes que sur calcaires durs, ont pu être en partie hérités d'une phase de pédogenèse antérieure à la dernière glaciation (dans ce cas, une abrasion incomplète des sols par les glaciers est envisagée comme décrite dans un profil situé sous le sommet du Mont Tendre par Росной, 1978) et résultent également de l'altération actuelle, stimulée par la présence du dépôt superficiel allochtone qui induit des conditions acides dans les horizons de surface. Seuls deux solums sont actuellement encore carbonatés jusqu'en surface et présentent des valeurs de pH > 6: AMB 1 et AMB 3 (figure 5.6). Dans les deux cas, les horizons superficiels contiennent un squelette calcaire en faible proportion, contrairement à tous les autres profils où les horizons de surface sont exempts de squelette. De plus, les profils AMB 1 et AMB 3 sont tous deux situés sur des dépôts carbonatés fortement fragmentés, respectivement une moraine locale carbonatée et un dépôt de cryoclastes colluvionnés. Ces matériaux, propices à une altération chimique efficace, fournissent d'importantes

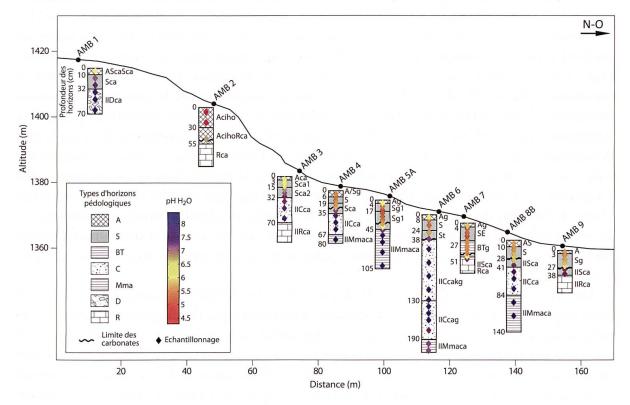


Figure 5.6. Coupe schématique de la toposéquence des Amburnex représentant les horizons pédologiques identifiés (AFES, 2009) et la distribution des valeurs de pH H₂O dans les sols. Les matériaux autochtones en profondeur sont carbonatés (suffixe –ca au nom de l'horizon) et présentent des valeurs de pH franchement alcalines. Les dépôts de surface (*cover-bed*) sont majoritairement décarbonatés et acides et peuvent induire des processus de migration des argiles dans certains profils de sol (horizons St ou BT). Le profil AMB 8A n'est pas représenté sur le schéma. Les échelles correspondant à la topographie et à l'épaisseur des horizons pédologiques sont différentes.

quantités d'ions carbonate et de calcium pouvant être reprises par les cycles biologiques. En conséquence, ces deux solums ont été déterminés comme des Calcosols, alors que les profils du bas de la toposéquence (AMB 4 à AMB 9) sont dominés dans leurs horizons de surface par les processus de brunification (groupe des Brunisols). Néanmoins, les horizons profonds de ces profils sont issus de l'altération des matériaux autochtones (résidu d'altération des marnes, argiles de décarbonatation dans les fissures, etc.).

Au site de Ballens, les matériaux autochtones sont recouverts par de nombreux dépôts allochtones ou subautochtones. L'épaisseur des dépôts morainiques dans certains profils est telle que la roche calcaire sous-jacente n'a pu être atteinte et reste en conséquence totalement déconnectée des sols. En revanche, les dépôts de lœss remaniés ou les cover-beds déposés directement sur les matériaux substrat présentent une épaisseur moindre permettant l'accessibilité à la roche calcaire. Néanmoins, les matériaux calcaires remaniés dans les moraines jurassiennes (BAL 3A et BAL 4A) permettent le développement de sols sous l'influence des dynamiques de décarbonatation et de décalcification, processus également dominants dans les profils situés sur roche calcaire en place (BAL 1, BAL 3B, BAL 4B et BAL 6B). Les horizons superficiels de ces deux groupes de sol se ressemblent fortement. Dans les deux situations, la présence du squelette calcaire constitue une réserve en espèces carbonatées et en calcium (valeurs de Ca total de la terre fine situées entre 20'000 et 200'000 ppm environ). Les proportions de Ca²⁺ facilement disponible sont également élevées (Ca²⁺ extrait à l'eau situées entre 0.1 et 0.3 mg/g de sol environ) et induisent l'accumulation de matière organique (TOC entre 5 et 25 %), provoquant une couleur très foncée dans les horizons superficiels. Cependant, la terre fine est décarbonatée en surface des profils, révélant un début de décarbonatation et induisant des pH parfois < 6. Les différences entre les deux unités de profils apparaissent en considérant les horizons minéraux profonds, qui ont néanmoins un impact subtil sur le fonctionnement des horizons superficiels et des formes d'humus. L'état de fragmentation de la roche calcaire (bancs en place fissurés ou moraines) influence le sol de manière directe par la composition et la quantité des produits libérés lors de l'altération et de manière indirecte par la création d'un pédoclimat particulier, notamment au regard des conditions de drainage. Ces facteurs ont des répercussions sur le type de végétation présente (par exemple le sapin blanc est favorisé sur la moraine par rapport à la dalle calcaire; Негмо, 2012), ce qui influence en retour la qualité de la litière arrivant au sol. La quantité et la composition chimique de la matière organique dans les formes d'humus diffèrent en fonction des substrats, de même que les populations lombriciennes. Par conséquent, les vitesses d'intégration des composés organiques dans les sols varient et des formes d'humus plus actives sont observées sur les moraines carbonatées, en comparaison avec les bancs calcaires fissurés (Heimo, 2012).

Les sols situés sur moraine mixte (BAL 5A, BAL 5B et CHX) sont aussi influencés par les dynamiques du calcium et des ions carbonate, à condition que des fragments calcaires soient présents dans les horizons de surface (c'est-à-dire pris dans le *cover-bed*), ce qui n'est pas le cas pour le profil BAL 7, également situé sur moraine mixte. Cependant, la présence de minéraux allochtones non carbonatés peut atténuer l'influence de la calcite et de ses composants mis en solution. Il en résulte une accumulation de la matière organique moins prononcée que dans les profils situés sur roche calcaire en place ou sur moraine carbonatée. De plus, la décarbonatation peut être plus rapide si le squelette calcaire est peu abondant (par exemple dans le profil BAL 5A). Le profil BAL 6A, quant à lui, se développe sur des matériaux entièrement silicatés et ne subit aucune influence des matériaux autochtones, même remaniés. Le sol est décarbonaté et présente des conditions très acides (pH H₂O compris entre 4 et 5). La réserve en Ca total (5 200 ppm en moyenne) est environ dix fois plus faible que dans les sols calciques et est

constituée par certains minéraux non carbonatés tels que le groupe des feldspaths. La quantité de Ca²⁺ extrait à l'eau est également beaucoup plus faible (entre 10 et 40 fois moins que dans les sols sous l'influence de la calcite) et la matière organique s'accumule peu (TOC < 2.2 %). Finalement, les sols constitués d'un dépôt lœssique remanié de faible épaisseur (< 40 cm; BAL 2 et BAL 3C) sont décarbonatés, mais sont tout de même influencés par les matériaux autochtones sous-jacents et leurs produits d'altération. Dans les deux profils, un horizon de transition constitué d'un abondant squelette calcaire pris dans une matrice argileuse carbonatée existe entre les lœss et la roche. Ces horizons au pH > 7 constituent une importante réserve en ions carbonate et en calcium total et sont le siège d'une altération chimique intense des fragments calcaires. Les racines parcourant ces horizons d'altération, relativement nombreuses dans le profil BAL 3C (annexe), ainsi que les autres processus de bioturbation, permettent une remontée des cations alcalins et alcalino-terreux et une recharge du complexe argilo-humique des horizons de surface, maintenant les pH à des valeurs situées entre 5 et 6.

Parmi les profils de sol de Ballens, seuls six d'entre eux contiennent des horizons constitués par la roche-substrat à faible profondeur, et dans un cas elle ne fut pas prélevée (BAL 4B). Dans ces cinq profils où la comparaison entre la roche en place et le sol est possible, il apparaît qu'un lien génétique entre les deux matériaux est présent dans les profils BAL 3B et BAL 2, et dans ce cas, entre la roche et l'horizon d'altération sus-jacent. Dans les profils BAL 1 et BAL 6B, également situés sur roche calcaire en place, les différents traceurs étudiés ne permettent pas d'affirmer un lien de filiation de façon claire et indiquent préférentiellement la présence de matériaux remaniés (liés à des dynamiques éoliennes, de versant, etc.).

En conclusion, de nombreux sols situés sur les deux sites d'étude, ou du moins certains de leurs horizons profonds, se trouvent actuellement sous l'influence des dynamiques des ions carbonate et du calcium. Aux Amburnex, ces influences peuvent être majoritairement attribuées aux matériaux autochtones calcaires et marneux sous-jacents, car les sédiments ont été peu remaniés le long du versant et les roches-substrat, ainsi que les produits de leur altération *in situ*, sont recouverts d'un dépôt de surface de faible épaisseur (entre 15 et 50 cm). Au site de Ballens en revanche, les formations superficielles sont plus variées et plus épaisses qu'aux Amburnex. L'existence de liens génétiques directs entre les roches-substrat et les sols reste rare et la majorité du calcaire influençant les sols est issue de la redistribution des matériaux carbonatés au travers des différentes formations superficielles mises en place durant le Quaternaire.

CHAPITRE 6. ÉVOLUTION DES MATÉRIAUX ALLOCHTONES

Sur la première crête du Jura, les apports allochtones n'ont pu être réalisés que par voie éolienne et/ou par les glaciers d'origine alpine, seuls agents dynamiques capables de faire remonter du matériel le long d'un versant. Les dépôts de lœss datant de la dernière période glaciaire ont pu s'accumuler sur certaines zones préférentielles en position sommitale et former des sédiments suffisamment épais pour influencer le développement des sols actuels. En revanche, l'influence d'apports éoliens récents (poussières du Sahara, pollution) sur la pédogenèse n'est pas discernable dans les sols étudiés. Les dépôts morainiques datant du LGM constituent quant à eux d'importants apports en matériaux allochtones sur le flanc sud-est du Jura. Cependant, ils ont été mélangés à des moraines locales ou remaniés par les processus glaciaires ou périglaciaires (dépôts fluvio-glaciaires, *cover-beds*, etc.). La discrimination de ces influences multiples est possible en comparant les formations superficielles à des matériaux de référence, définis en fonction du contexte local. Finalement, la contribution de ces matériaux allochtones sur la pédogenèse des sols des Amburnex et de Ballens est discutée dans ce chapitre, au travers des dynamiques du fer et de l'aluminium.

6.1. La question des lœss du Jura

La présence de lœss d'origine alpine dans les sols du Jura fut pour la première fois décrite par Pochon (1973, 1978), qui définit des critères minéralogiques et granulométriques permettant d'identifier les apports éoliens. Par la suite, de nombreux auteurs décrivirent des sols jurassiens sous l'influence des lœss alpins (chapitre 2). Cependant, l'évolution des techniques d'analyses depuis les travaux de Pochon rend l'application des critères d'identification des lœss parfois problématique, notamment en ce qui concerne la granulométrie des dépôts éoliens. C'est pourquoi une nouvelle caractérisation de ces dépôts éoliens fut entreprise lors d'un travail de master par Nussbaumer (2012), afin de confirmer, ou au besoin de préciser, les critères donnés par Pochon (1978). Une fois les matériaux de référence définis, les résultats sont utilisés dans le cadre de la présente étude dans le but d'identifier la contribution des apports éoliens aux sols étudiés (Martignier et al., 2015). L'identification de lœss d'origine alpine dans ces sols est bien confirmée, mais leur signature se trouve « diluée » dans les sols des Amburnex par le mélange avec d'autres sédiments, dont des lœss locaux (proximaux) issus du remaniement de matériaux jurassiens.

6.1.1. Signature des læss d'origine alpine

Une redéfinition des lœss jurassiens est proposée en fonction de critères minéralogiques, granulométriques et géochimiques en se fondant sur l'étude de cinq profils de sols situés sur des sommets de la Haute-Chaîne du Jura (Chasseron, Chasseral, Creux-du-Van, Mont Tendre, Tête-de-Ran; Nussbaumer, 2012). La position sommitale des profils de sol permet d'exclure d'éventuels apports morainiques lors de la dernière phase glaciaire (Arn & Campy, 1990), garantissant ainsi l'exclusivité des apports allochtones par voie éolienne. Les conditions édaphiques locales sont également prises en compte et complétées d'observations réalisées lors d'examens exoscopiques de grains de quartz.

Contexte édaphique

Les profils ont une profondeur comprise entre 50 et 100 cm et sont situés sur des bancs calcaires fragmentés (voir profil du Mont Tendre, figure 6.1) ou sur un banc marneux intercalaire dans le cas d'un unique profil étudié. Les horizons supérieurs des solums (profondeur < 50 cm) et les

horizons inférieurs se différentient fortement et sont issus de deux matériaux distincts superposés: le dépôt de lœss en surface et la roche autochtone et les produits de son altération en profondeur. Les horizons superficiels sont entièrement constitués de matériel fin décarbonaté de texture limoneuse et ne contiennent pas de squelette. La couleur de la terre fine varie entre le brun jaune (10YR 5/6 à 5/8 selon le code de couleur Munsell) et le brun jaune (10YR 3/4 à 4/4) et il n'y a pas d'accumulation d'horizons humifères à la surface des profils. Les valeurs de pH H₂O sont situées entre 5 et 6. Les horizons inférieurs se caractérisent en revanche par la forte présence de squelette calcaire. La terre fine est carbonatée et de texture argilo-limoneuse à argileuse. Le pH H₂O mesuré se situe entre 7 et 8. Les deux couches sont séparées par un horizon de transition montrant une forte altération des fragments calcaires et dont l'épaisseur varie entre quelques mm (pellicule d'altération autour des blocs calcaires) et quelques dizaines de cm (horizon constitué de roche calcaire fragmentée).

Minéralogie

La composition minéralogique de la fraction totale montre la présence de phyllosilicates, de feldspath potassique et de plagioclase sodique dans les horizons superficiels des sols, alors que ces minéraux sont détectés qu'en très faibles proportions dans les roches calcaires sous-jacentes. Le quartz, parfois présent en faibles proportions dans les roches, peut représenter jusqu'à 45 % des horizons superficiels, ce qui indique une origine au moins en partie allochtone. La calcite est absente dans le matériau de surface des sols mais constitue plus de 95 % des roches analysées et 80 % des marnes. L'étude du groupe des micas contenus dans la fraction 2-16 μm (REY & KÜBLER, 1983) indique que les roches calcaires contiennent des micas de type intermédiaire entre l'illite et la phengite, alors que ceux présents dans les horizons superficiels des sols et issus des lœss alpins sont plus proches de la muscovite. La chlorite présente dans la même fraction granulométrique est de type ferrifère (figure 6.2; OINUMA et al., 1972). Ce minéral montre un enrichissement dans les lœss par rapport à la kaolinite, considérée au contraire comme autochtone. De même, la proportion de plagioclase sodique augmente dans les horizons de surface des sols par rapport aux feldspaths potassiques. En conséquence, les rapports chlorite/kaolinite et plagioclase-Na/feldspath-K (fraction 2-16 µm) augmentent entre la roche calcaire (valeurs < 0.5 pour les deux rapports) et les horizons superficiels des sols. Ils atteignent des valeurs situées entre 1 et 6 pour le rapport chlorite/kaolinite et 1 et 2 pour le rapport plagioclase-Na/ feldspath-K. La composition minéralogique de la fraction < 2 µm montre la présence de 12 à 43 % de chlorite dans les horizons issus de lœss, alors que ce minéral est absent des roches calcaires. Ces dernières sont principalement constituées de micas (30-50 %), de smectite (< 10 %), d'interstratifiés illite-smectite (IS; 10-25 %) et de kaolinite (20-50 %). Les micas, la smectite et les IS diminuent dans les horizons superficiels des sols, alors que la kaolinite a un comportement plus erratique en restante stable, diminuant ou augmentant légèrement selon les profils.

Granulométrie

Les horizons superficiels issus des lœss présentent des courbes homogènes au sein de chaque profil. Les distributions granulométriques sont de type leptokurtiques et dominées par les limons grossiers (4-6 Φ ; 16-63 μ m). Des fractions sableuses (0-2 Φ ; 250-1000 μ m), limoneuses fines (6-8 Φ ; 4-16 μ m) et argileuses (8-9 Φ ; 1-2 μ m) sont également présentes, mais en faibles proportions. Les sables grossiers (0-2 Φ) montrent quant à eux une augmentation systématique dans les horizons les plus superficiels des profils de sol. Les distributions granulométriques du résidu insoluble des roches calcaires et des horizons profonds des sols présentent des courbes plurimodales différant fortement entre les profils. La fraction argileuse est généralement domi-

Coordoonées: 513'442 / 160'837 Altitude: 1655 m Exposition: ouest Topographie: pente 2°



Horizon A: 0-7 cm, Squelette: 0% / Structure: grumeleuse-polyédrique / Texture: limoneuse / Racines: 5/5 fines / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide: 10YR 4/4 / Limite: sinueuse / Transition: nette.

Horizon SE: 7-15 cm, Squelette: 0% / Structure: polyédrique / Texture: limoneuse / Racines: 1/5 fines / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide: 7.5YR 5/6 / Limite: simueuse / Transition: distincte

Horizon BT: 15-50 cm, Squelette: 25% blocs calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileuse / Racines: 3/5 fines / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide: 10YR 4/4 / Limite: sinueuse / Transition: nette

Horizon BTIIRca: >50 cm, Blocs se déchaussants de la dalle calcaire en place (Sequanien), horizon BT entre les blocs / Structure: massive / Texture: argilo-limoneuse / Racines: 0/5 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol humide: 10YR 5/4

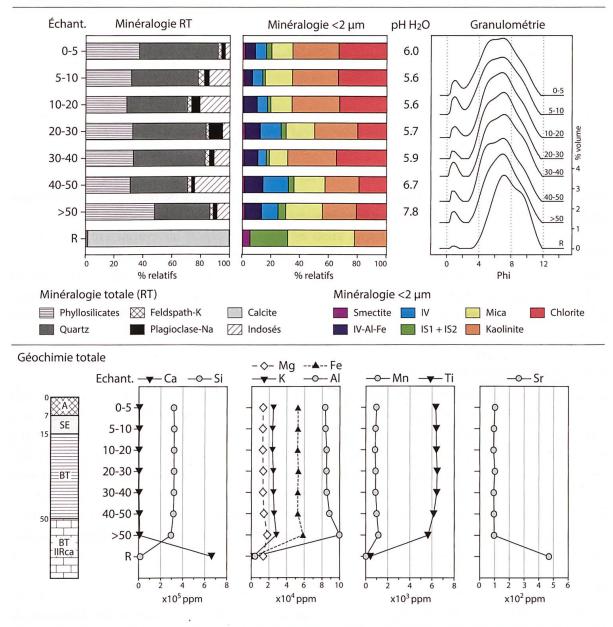


Figure 6.1. Description et compositions minéralogique, granulométrique et géochimique du profil de sol du Mont Tendre issu de lœss d'origine alpine (RT: roche totale; modifié d'après Nussbaumer, 2012).

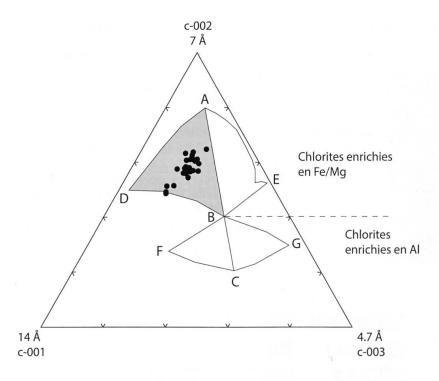


Figure 6.2. Diagramme ternaire représentant les types de chlorites de la fraction 2-16 µm des lœss d'origine alpine (modifié d'après Nussbaumer, 2012). La surface délimitée par les sommets ABD représente les chlorites contenant un excès de fer dans les couches silicatées (OINUMA et al., 1972).

nante dans les matériaux autochtones et accompagnée de mélanges de modes appartenant aux sables grossiers ou aux limons fins ou grossiers.

Géochimie

Les horizons superficiels des sols montrent une augmentation en Si, Al, Fe, Mg, K, Mn, Na, Zr et Ti par rapport aux roches calcaires. Celles-ci sont majoritairement composées de Ca, accompagné par Sr. Le rapport entre calcium et strontium (Ca/Sr) présente des valeurs < 120 pour les horizons issus de lœss et des valeurs > 1400 pour les échantillons de roches calcaires (figure 5.3).

Exoscopie des grains de quartz

Les grains de sable provenant des horizons superficiels présentent régulièrement des traces de choc d'origine éolienne en forme de croissant. La fraîcheur des marques (bords nets encore non émoussés) et leur position sur les arêtes indiquent un transport éolien récent dans l'histoire des grains. Les particules provenant de roches calcaires sont couvertes d'écailles et de globules siliceux indiquant l'action de processus de dissolution et de précipitation de la silice. Des cassures conchoïdales, des traces de broutage, des cupules formées par différents types de choc ou encore des figures de dissolution chimique de la silice se retrouvent sur les grains provenant des matériaux allochtones aussi bien qu'autochtones et montrent différents stades de polissage, révélant l'histoire complexe des populations de grains de sable.

Probables épisodes multiples

Un des profils étudiés (Tête-de-Ran, figure 6.3) présente une discrète discontinuité lithologique au sein des horizons superficiels à environ 20 cm de profondeur, à la fois en termes de distribution granulométrique et de composition géochimique. Cette rupture pourrait être causée par la superposition de deux dépôts lœssiques aux origines similaires, mais correspondant à

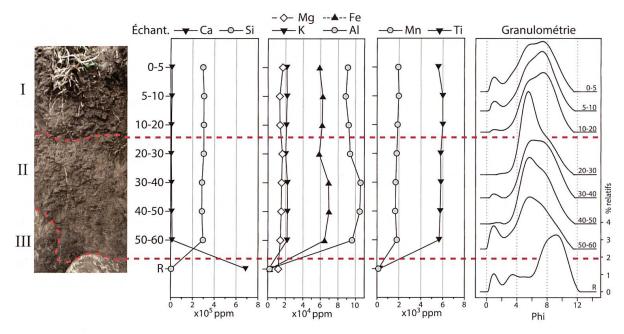


Figure 6.3. Composition géochimique de la fraction totale et distribution granulométrique des échantillons du profil de Tête-de-Ran se développant dans deux dépôts de lœss successifs (modifié d'après Nussbaumer, 2012). La superposition des trois matériaux parentaux reflète la chronologique de leur mise en place, en fonction de la profondeur : le substrat lithologique kimméridgien (III) situé au fond du profil est recouvert par le premier (II), puis par le deuxième (I) apport de lœss.

deux épisodes d'éolisation distincts. Certains éléments chimiques, tels que Fe et Al, montrent un comportement variable entre les trois sédiments identifiés (roche calcaire en place, premier et second apports de lœss). Les courbes granulométriques affichent un changement dans la distribution des modes de particules entre les deux apports de lœss. Le premier apport (en profondeur) est dominé par le mode des limons grossiers entre 5 et 6 Φ (16-32 μ m), alors que les limons fins (7-8 Φ ; 4-8 μ m) sont présents en faibles proportions. Les sables grossiers (environ 1 Φ ; 500 μ m) présents dans l'horizon le plus profond pourraient être issus de la roche calcaire sous-jacente, dont le RI contient également des sables. Le second apport de lœss en surface (< 20 cm de profondeur) affiche des distributions granulométriques similaires entre les trois échantillons et dominées cette fois par les limons fins (7-8 Φ ; 4-8 μ m). Les limons grossiers sont toujours présents, mais en proportions moindres que dans le premier dépôt éolien. Finalement, les sables grossiers sont à nouveau présents en surface mais sont cette fois issus d'apports éoliens.

6.1.2. Site des Amburnex: læss alpins versus læss locaux (Martignier et al., 2013)

Au site des Amburnex, l'absence d'apports morainiques d'origine alpine ainsi que le faible taux de remaniements des sédiments indiqué par la distribution des formations superficielles (en comparaison avec le site de Ballens) sont propices à l'étude des apports allochtones éoliens, bien que ces derniers aient été remaniés lors de la mise en place du cover-bed. Ce dépôt de surface est présent dans tous les profils étudiés, excepté le profil AMB 2, et induit des conditions acides dans la majorité des horizons concernés (figure 5.6). La présence de plagioclase-Na et de feldspath-K (fraction totale), ainsi que de chlorite (fraction $< 2 \mu m$) en plus grandes proportions dans les horizons superficiels des sols que dans les matériaux lithologiques sous-jacents témoigne d'un apport allochtone éolien d'origine alpine (figure 4.3).

L'étude des courbes granulométriques du résidu insoluble des échantillons de sol (regroupés par horizon pour une meilleure lisibilité des résultats dans le cadre de cette publication) et

des roches calcaires a été réalisée en utilisant une classification ascendante hiérarchique, dont la distance d'agglomération est calculée avec l'algorithme de Ward (coefficient de corrélation cophénétique = 0.79; figure 6.4 A). Cinq groupes d'échantillons sont discriminés à une distance d'agglomération > 7 et sont caractérisés par leur distribution granulométrique moyenne (figure 6.4 B) et par l'abondance relative de fractions gaussiennes déterminées par leur mode (tableau 6.1). Les groupes 1 à 3 sont constitués des substrats lithologiques (calcaires et marnes) et de leurs horizons d'altération. Ces groupes montrent des distributions similaires de type leptokurtique caractérisées par la dominance du mode granulométrique à 7.7 Φ (5 μ m), accompagné par les modes à 5.1 Φ (30 μ m) et 9.8 Φ (1 μ m). Les horizons de surface des sols (groupes 4 et 5) sont nettement séparés des trois premiers groupes et présentent quant à eux des distributions granulométriques clairement plurimodales attestant du mélange de sédiments dans le cover-bed. Le mode à 6.7 Φ (9 μ m) est abondant, alors que les sables fins (3.7 Φ ; 80 μ m) et grossiers (1.1 Φ ; 454 μ m) sont significativement représentés. Les fractions sableuses montrent des proportions accrues dans les horizons superficiels situés entre 0 et 5 cm de profondeur des profils AMB 3 à AMB 9 (groupe 5).

L'exoscopie de grains de quartz provenant des fractions 63-125 et 125-250 µm de certains de ces horizons superficiels (AMB9 0-3 cm et AMB 3 0-5 cm) montre des traces de choc dues à un transport éolien. Les bords nets de ces marques, de même que leur position relative par rapport aux autres traces, indiquent une phase d'éolisation récente dans l'histoire des grains, suivie par une phase d'immobilisation dans les sols où les processus de dissolution de la silice sont à l'œuvre (figure 6.5). Cependant, les grains sableux présentant de telles traces sont majo-

Tableau 6.1. Proportion relative de chaque fraction granulométrique caractérisée par son mode, en fonction des cinq groupes d'horizon discriminés par la classification ascendante hiérarchique pour les horizons des sols des Amburnex.

		% relatif										
	1.1 Ф	3.7 Ф	5.1 Ф	6.7 Ф	7.7 Ф	9.8 Ф						
Groupe	454 µm	80 µm	30 µm	9 µm	5 μm	1 µm						
1	0.0	0.0	11.6	0.0	85.6	2.8						
2	0.8	0.8	9.2	0.0	73.1	16.1						
3	1.1	0.6	15.8	17.9	43.9	20.6						
4	4.5	13.5	2.0	61.2	11.3	7.6						
5	5.7	24.9	0.0	59.3	0.0	9.8						

ritairement de forme subangulaire ou subarrondie, indiquant une éolisation de trop courte durée pour engendrer un rabattage des angles et une morphologie arrondie des particules (LE RIBAULT, 1977). En effet, lors d'épisodes tempétueux, il est possible que des grains de sable subissent une courte éolisation ou soient transportés par saltation sur quelques kilomètres (Antoine *et al.*, 2002; Pye, 1987).

Dans le cas du site des Amburnex, en supposant que les vents catabatiques provenaient des Alpes et traversaient le Plateau suisse, la moraine la plus proche se situe au pied sud-est du Jura à 3 km de distance environ, sur le plateau de Bière. Ces moraines, sources potentielles pour la déflation de particules éoliennes, sont composées d'un mélange de matériaux d'origine alpine et jurassienne, à l'image de celles observées sur le site de Ballens. En conséquence, la production de particules éoliennes issues de ces sources proximales et redéposées sur la première crête du Jura a permis un apport de fractions sableuses, plus grossières que les lœss alpins. Du point de vue de leur composition minéralogique, les « lœss locaux » devaient logiquement ressembler aux dé-

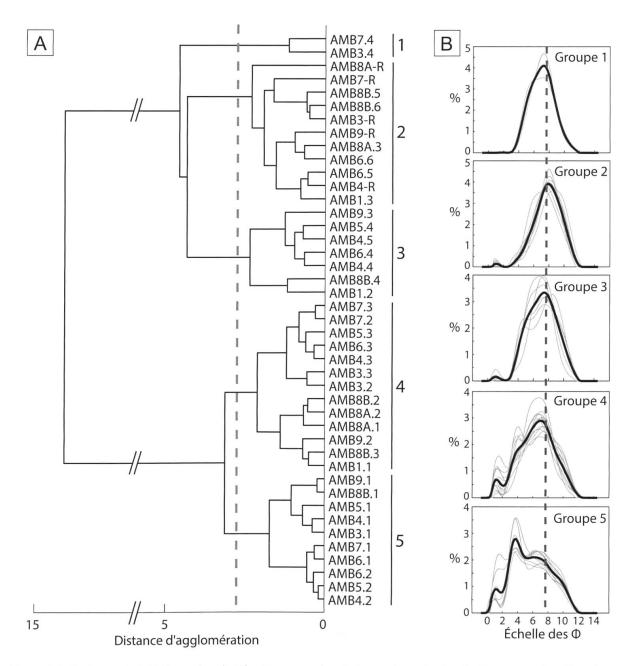


Figure 6.4. Traitement statistique des distributions granulométriques des sols des Amburnex, en fonction des horizons caractérisés. La numérotation des horizons croît depuis la surface vers la profondeur des profils de sol (voir annexe description des sols des Amburnex). A) Classification ascendante hiérarchique discriminant cinq groupes d'échantillons. La distance d'agglomération est calculée en utilisant l'algorithme de Ward (coefficient de corrélation cophénétique significatif de 0.79). B) Courbes granulométriques moyennes (en noir) et par échantillon (en gris) correspondant aux cinq groupes discriminés. Les trois premiers groupes représentent les échantillons de roche calcaire et les horizons profonds des profils de sol. Ces groupes présentent des courbes principalement unimodales et leptokurtiques dominées par un mode limoneux fin $(7.7 \, \Phi)$; ligne en trait-tillé). Les deux derniers groupes comprennent les horizons superficiels des sols (cover-bed) et montrent des distributions plurimodales où les fractions sableuses sont importantes. Le diamètre des grains est représenté en unités Φ .

pôts morainiques source et contenir une fraction variable de matériaux jurassiens (par exemple de la kaolinite). Une fois déposés sur les crêtes du Jura, ces lœss locaux ont pu se mélanger avec des particules d'origine alpine, diluant de la sorte la signature des lœss alpins dans les sols. En fonction de ces hypothèses, les fractions sableuses grossières détectées par Pochon (1978) puis Nussbaumer (2012) dans les horizons superficiels des sols sur lœss pourraient également être

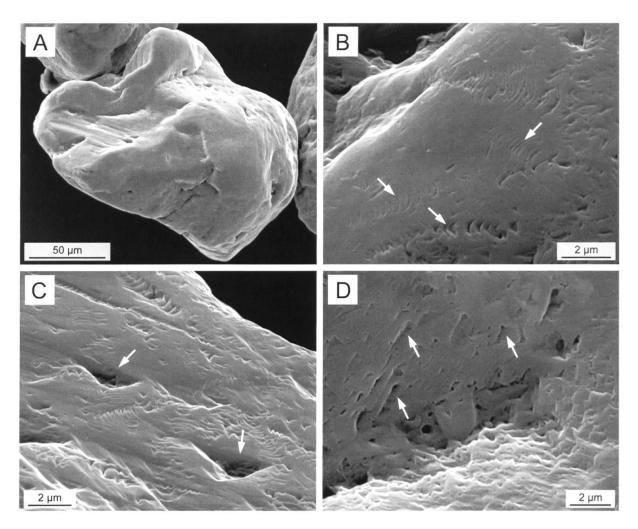


Figure 6.5. Exoscopie au SEM d'un grain de sable de quartz provenant de l'échantillon AMB3 0-5. A) Grain subarrondi aux arêtes émoussées. B) Traces de broutage (flèches) dues à un transport dans un environnement à haute énergie mécanique (par exemple dans une moraine) puis polies dans un milieu fluviatile ou fluvioglaciaire. C) V de choc (flèches) causés par un transport éolien, entrecoupant les traces de broutage. D) Figures de dissolution de la silice (flèches) causées par les processus d'altération pédogénique. La chronologie relative des événements est interprétée comme suit: (i) transport en environnement glaciaire, (ii) polissage des marques pendant un remaniement en contexte fluvio-glaciaire, (iii) éolisation et finalement (iv) immobilisation dans un sol et dissolution superficielle de la silice lors de la pédogenèse.

dues à des épisodes tempétueux d'éolisation où les moraines du pied sud-est du Jura auraient servi de source proximale de déflation.

6.2. Mélanges avec la phase autochtone

Sur les sites d'étude, les matériaux allochtones sont constitués par les moraines alpines et les lœss, mais ne sont que rarement préservés intacts. En effet, ils subissent dans la majorité des cas des remaniements et sont mélangés avec des matériaux autochtones, notamment au sein des dépôts morainiques mixtes et des *cover-beds*. La problématique des lœss évoquée plus tôt dans ce chapitre suggère un mélange avec des particules d'origine locale au cours de différents épisodes d'éolisation. Une fois déposés, les lœss sont la plupart du temps redistribués le long des pentes et mélangés au *cover-bed*. En revanche, des apports peu conséquents de particules éoliennes peuvent être directement incorporés dans les sédiments de surface ou les sols et contaminer de la sorte les matériaux autochtones (parautochtonie). Ces différents types de formations super-

ficielles sont observés sur le site de Ballens et les contributions des diverses influences sont discriminées au travers de traitements statistiques multivariés.

6.2.1. Les moraines

Les dépôts morainiques étudiés, principalement sur le site de Ballens, représentent un continuum de sédiments entre deux pôles distincts: les matériaux jurassiens et alpins. Entre ces pôles, figurés respectivement par les moraines calcaires et cristallines, se trouvent les moraines mixtes résultant des mélanges entre les matériaux à des degrés divers et présentant en conséquence de grandes variabilités, tant du point de vue de leur composition minéralogique que géochimique. Le cas de la moraine cristalline entièrement décarbonatée amène cependant certains questionnements quant à son origine et plusieurs hypothèses sont émises à ce sujet.

Minéralogie de la fraction totale (terre fine)

Les moraines calcaires sont constituées de 70 à 82 % de calcite (tableau 6.2). Le résidu insoluble, majoritairement composé de quartz et de phyllosilicates, peut également contenir d'importantes quantités de feldspaths potassiques, alors que les plagioclases sodiques constituent < 10 % du résidu insoluble. Les moraines mixtes contiennent des proportions de calcite pouvant varier entre 2 et 62 %. Le quartz montre une augmentation par rapport aux moraines calcaires et représente entre 30 et 50 % du RI, alors que les phyllosilicates restent en proportions similaires (entre 25 et 40 % du RI). Les plagioclases sont quant à eux en nette augmentation et constituent jusqu'à 22 % du RI. La moraine cristalline contient 40-50 % de quartz, 20-25 % de plagioclase et 15-20 % de phyllosilicates. Les fortes quantités de quartz et de plagioclase sodique sont typiques des matériaux allochtones d'origine alpine. Les proportions relatives des phyllosilicates sont en revanche plus faibles que dans les autres types de moraines. Il est possible que cette différence soit accentuée par la dégradation plus prononcée des phyllosilicates due aux conditions acides régnant dans les horizons issus de la moraine cristalline. De plus, des minéraux tels que la chlorite, les micas blancs et la serpentinite sont également présents dans certaines des roches issues des moraines mixtes et cristallines (BAL 5B, BAL 6A et BAL 7; § 5.1.4.), mais n'ont pu être dosés semi-quantitativement.

Minéralogie de la fraction < 2 μm

Les micas, la kaolinite et la smectite dans une moindre mesure, typiques des roches calcaires jurassiennes, se retrouvent en grandes quantités dans les moraines calcaires et mixtes (tableau 6.2). Ces dernières peuvent également contenir d'importantes proportions de chlorite, issues des apports d'origine alpine. Les interstratifiés illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe) sont absents des moraines calcaires et se retrouvent dans certains échantillons de moraines mixtes. Ils sont également très abondants dans la moraine cristalline et représentent environ 40 % de la fraction $< 2 \mu m$. Les conditions acides régnant au sein des matériaux alpins pourraient expliquer un fort taux d'altération et en conséquence une plus forte transformation des phyllosilicates en IV et IV-Al-Fe dans la moraine cristalline que dans les matériaux jurassiens, où les conditions moins agressives ralentissent les processus de déstructuration des argiles.

Géochimie de la fraction totale

Les moraines calcaires, à l'image des substrats lithologiques jurassiens, sont essentiellement caractérisées par la présence de Ca (environ 6x10⁵ ppm) et des concentrations de Sr situées entre 300 et 325 ppm (tableau 6.3). Les autres éléments majeurs (Si, Al, Fe, K, Mg, Ti et Mn) sont détectés en faibles proportions et Na est absent. La composition géochimique des moraines

Tableau 6.2. Composition minéralogique totale et de la fraction décarbonatée < 2 µm des moraines calcaires, mixtes et cristallines (terre fine < 2 mm) des sites des Amburnex et de Ballens. Dans la fraction totale, le quartz, les phyllosilicates, le feldspath-K, le plagioclase-Na et la fraction indosée sont calculés en pourcentage du résidu d'altération (RI).

			Calcite +		% d	u RI (fraction to	otale)	
Moraine	Echantillon	RI (%)	Dolomite (%)	Quartz	Phyllosilicates	Feldspath-K	Plagioclase-Na	Indosés
calcaire	AMB1 50-70	18.6	81.5	37.2	37.0	0.0	0.0	25.8
	BAL3A 50-70	29.1	70.9	18.4	34.7	37.1	0.0	9.9
	BAL4A 40-60	20.8	79.2	10.8	47.4	9.7	8.8	23.3
mixte	BAL5A 70-90	60.1	39.9	42.7	31.6	7.3	11.4	6.9
	BAL5B 50-70	68.1	31.9	41.2	25.7	4.8	21.7	6.6
	BAL5B 90-110	37.8	62.2	35.9	40.2	5.8	11.2	6.9
	BAL7 80-100	97.7	2.3	47.6	23.6	5.7	16.0	7.1
	CHX 65-100	66.0	34.0	44.6	34.5	6.8	9.9	4.2
cristalline	BAL6A 100-110	100	0.0	51.0	15.3	8.7	22.5	2.6
	BAL7 30-40	100	0.0	40.2	20.4	8.8	23.9	6.7

		Fraction <2 um (%)									
Moraine	Echantillon	RI (%)	Smectoides	IV + IV-Al-Fe	IS1 + IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite			
calcaire	AMB1 50-70	18.6	41.8	0.0	12.4	33.8	6.1	5.8			
	BAL3A 50-70	29.1	5.5	0.0	11.7	47.1	24.9	10.9			
	BAL4A 40-60	20.8	5.0	0.0	6.7	41.8	32.4	14.0			
mixte	BAL5A 70-90	60.1	4.1	0.0	4.7	44.5	14.4	32.4			
	BAL5B 50-70	68.1	0.0	22.3	5.2	22.5	27.4	22.6			
	BAL5B 90-110	37.8	2.3	0.0	4.7	50.0	12.6	30.3			
	BAL7 80-100	97.7	2.4	18.1	4.5	45.9	12.3	16.7			
	CHX 65-100	66.0	4.6	0.0	3.7	36.4	10.2	45.0			
cristalline	BAL6A 100-110	100	1.6	39.2	4.8	23.9	8.0	22.4			
	BAL7 30-40	100	0.0	42.8	5.0	10.2	15.0	27.0			

mixtes est encore fortement influencée par Ca (valeurs situées entre 2 et 5x10⁵ ppm) et comprend également des concentrations élevées en Sr (entre 250 et 500 ppm). Le rapport Ca/Sr, qui est > 1 800 dans les moraines calcaires, accuse une baisse dans les moraines mixtes (valeurs situées entre 500 et 1 300). L'impact des apports allochtones dans les moraines mixtes se manifeste dans l'augmentation de tous les autres éléments majeurs (Si, Al, Fe, K, Mg, Mn et Ti) et l'apparition du Na. Finalement, la moraine cristalline présente des concentrations faibles en Ca (< 10⁴ ppm) et en Sr (< 150 ppm), alors que le rapport Ca/Sr indique des valeurs < 80. Les proportions des autres éléments majeurs sont supérieures à celles mesurées dans les moraines calcaires et mixtes.

En résumé, les dépôts morainiques mixtes contiennent des proportions variables de calcite, conditionnant fortement les concentrations en Ca et Sr. L'influence des matériaux allochtones s'exprime à travers les compositions minéralogiques (teneurs en quartz, plagioclase et chlorite) et géochimiques (concentrations en Si, Al, Fe, K, Mg, Ti, Mn et Na). La présence de carbonate permet le maintien d'un pH élevé au sein des moraines mixtes, réduisant ainsi la vitesse d'altération des minéraux, en comparaison avec la moraine cristalline décarbonatée.

Origine de la moraine cristalline décarbonatée

Le fait que le profil BAL 6A, développé dans un dépôt morainique cristallin acide, soit entièrement décarbonaté jusqu'aux horizons profonds (le profil mesure 122 cm de profondeur) ne semble pas en adéquation avec le contexte général des moraines alpines du pied du Jura et du Plateau suisse. En effet, ces dernières sont toutes carbonatées à des degrés divers (Guenat, 1987; Gratier & Bardet, 1980; Portmann, 1954) et ont été déposées lors de la dernière phase glaciaire. Trois hypothèses sont émises pour tenter d'apporter une explication à la composition minéralogique particulière de ce dépôt cristallin acide. La première stipule que cette

Tableau 6.3. Composition géochimique totale des échantillons provenant des moraines calcaires, mixtes et cristallines (terre fine < 2 mm) du site de Ballens.

Proportion relative des éléments (ppm)

Moraine	Echantillon	Ca	Si	Al	Fe	K	Mg
calcaire	BAL3A 50-70	596'723	43'619	14'530	10'744	4'446	11'478
	BAL4A 40-60	609'822	37'075	12'674	9'182	3'468	11'061
mixte	BAL5A 70-90	260'186	198'791	52'572	33'050	16'146	16'924
	BAL5B 50-70	256'165	195'969	59'191	34'381	14'344	17'043
	BAL5B 90-110	446'348	115'998	30'498	18'781	8'992	12'736
	BAL7 80-100	501'154	91'006	23'322	15'572	6'845	12'500
	CHX 65-100	256'353	215'248	42'426	22'949	14'445	19'637
cristalline	BAL6A 100-110	5'333	324'036	79'806	43'004	23'271	20'550
	BAL7 30-40	9'314	322'633	84'693	44'158	16'761	17'716

Moraine	Echantillon	Na	Mn	Ti	Sr	Ca/Sr
calcaire	BAL3A 50-70	0	244	1'020	322	1'855
	BAL4A 40-60	0	200	804	316	1'930
mixte	BAL5A 70-90	3'757	718	3'466	343	758
	BAL5B 50-70	3'259	954	3'396	273	938
	BAL5B 90-110	1'824	402	2'098	356	1'254
	BAL7 80-100	1'902	457	1'436	392	1'280
	CHX 65-100	6'344	578	2'630	498	514
cristalline	BAL6A 100-110	9'509	1'283	3'904	129	41
	BAL7 30-40	8'480	1'216	4'187	128	73

« poche » de moraine cristalline ait été transportée par le glacier du Rhône depuis des massifs alpins silicatés sans subir de mélange avec des sédiments carbonatés. Cette théorie semble cependant peu concevable au vu des fortes quantités de carbonate présentes dans les autres moraines d'origine alpine situées sur le Plateau. En conséquence, une deuxième hypothèse voudrait que le sédiment morainique en question ait été carbonaté au moment de son dépôt par les glaciers alpins lors du LGM. La décarbonatation aurait alors eu lieu sous l'action de la pédogenèse, après la mise en place de la moraine. Néanmoins, la décarbonatation totale du profil BAL 6A et la forte acidification de la terre fine semblent difficilement réalisables sur une durée < 17'000 ans, alors que les autres dépôts morainiques observés sur le même versant (et donc soumis aux mêmes conditions climatiques) sont encore fortement carbonatés, et ce dès la surface pour certains profils (BAL 5B par exemple). Finalement, la troisième hypothèse propose que la décarbonatation et l'acidification de ce sédiment cristallin acide aient eu lieu à une période plus ancienne, par exemple lors de l'interglaciaire Riss-Würm, avant d'être remanié par les glaciers de la dernière phase froide. Cette hypothèse permettrait également d'expliquer la forte teneur en IV et IV-Al-Fe mesurée dans la fraction < 2 μm, qui pourrait être le résultat d'une altération intense liée à une paléo-pédogenèse (BRUCKERT & GAIFFE, 1980; Mailänder & Veit, 2001).

6.2.2. Les cover-beds

Parmi les différents processus de versant existants, la solifluxion des dépôts de surface en domaine périglaciaire est le mécanisme qui eut le plus d'impact sur les formations superficielles actuellement observables sur les sites d'étude. Les dépôts de *cover-beds* présentent des épaisseurs variables le long des versants en fonction de la topographie, propice ou non à l'accumulation des sédiments. Ainsi, le *cover-bed* est peu épais en haut de versant ou dans les pentes fortes et totalement absent

des escarpements (quoiqu'une fraction puisse rester piégée dans les fissures des bancs affleurants), alors qu'il s'épaissit en bas de pente, sur les zones planes et dans les dépressions. Lors de sa mise en place, les matériaux déjà présents (par exemple les moraines, les substrats lithologiques altérés, les cryoclastes) sont remaniés superficiellement et participent à la composition du *cover-bed*. De façon simultanée, du matériel éolien fraîchement déposé peut être incorporé aux sédiments remaniés et contribuer également à la formation des dépôts de surface.

Au site des Amburnex, les moraines sont rares et peu de fragments calcaires sont disponibles, mis à part les gélifracts situés en contrebas des bancs calcaires affleurants (profil AMB 3). En conséquence, le *cover-bed* est entièrement composé de matériel fin (figure 4.12), constitué d'un mélange de résidu d'altération des matériaux autochtones (issu principalement des nombreux substrats marneux identifiés sur le site), de lœss alpins et d'une part de particules remaniées localement par le vent (lœss « locaux »). La discontinuité lithologique nette existant entre les matériaux autochtones et le *cover-bed* (figure 6.6) permet d'émettre l'hypothèse de la présence d'un pergélisol au moment de la mise en place du dépôt de surface, empêchant le mélange des deux types de sédiments (à l'image de la relation entre mollisol et pergélisol; comme déjà discuté au § 5.2.3.). Finalement, la fraction de sables grossiers particulièrement abondante dans les horizons superficiels des sols (0-5 cm de profondeur) indiquerait la postériorité du dépôt des sables par rapport au *cover-bed*, lié à d'hypothétiques épisodes tempétueux.

Au site de Ballens, le *cover-bed* observé en haut de la toposéquence est essentiellement constitué de matériel fin et pauvre en squelette (figure 6.7). En effet, peu de moraines sont présentes en haut du versant (figure 4.22) et les fragments de roche sont principalement des cryoclastes provenant de l'éclatement des assises calcaires. La fraction fine montre quant à elle la contribution de matériel local (présence de la kaolinite) et allochtone (présence de chlorite) remanié. En contrebas de la pente, les moraines deviennent plus abondantes et finissent par recouvrir entièrement le pied du versant. Leur influence sur la composition du *cover-bed* se fait de plus en plus marquée, au travers de l'inclusion de fragments de roches calcaires et silicatées de plus en plus nombreux dans les dépôts superficiels. L'enrichissement de la fraction fine en minéraux allochtones est dû à la forte contribution des moraines mixtes et cristallines et masque ainsi le

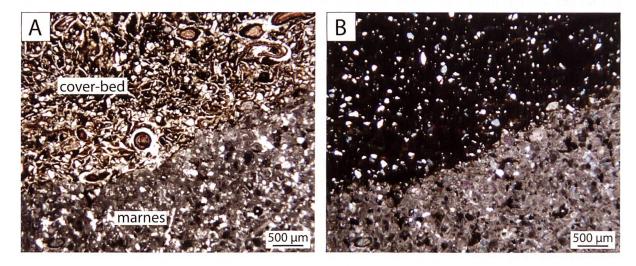


Figure 6.6. Discontinuité lithologique nette observée entre le substrat lithologique (marnes) et le *cover-bed* dans une lame mince du profil AMB 5A (échantillon AMB5A LM3; 42 cm de profondeur). A) De nombreuses racines sont présentes dans le *cover-bed* à l'interface avec les marnes. B) Même image en XPL. L'homogénéité de la taille des grains de quartz du *cover-bed* illustre leur origine éolienne. Dans les marnes, quelques grains de quartz et de calcite sont pris dans la matrice micritique. Les pores (taches noires) sont généralement des vides moldiques causés par la dissolution préférentielle de cristaux de dolomite.

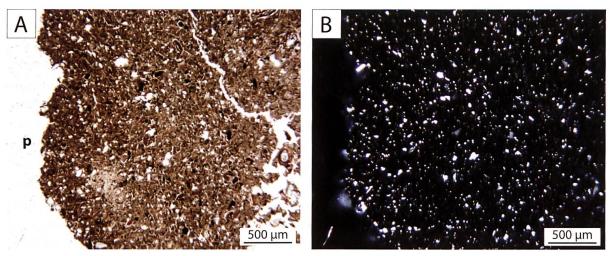


Figure 6.7. Agrégat provenant d'un horizon superficiel du profil BAL 3B développé dans le *cover-bed* et observé en lame mince (échantillon BAL3B LM2; 14 cm de profondeur). p = pore. A) La texture du matériel parental est fine et ne contient pas d'éléments grossiers dans son squelette. B) Même image en XPL. Les grains de quartz du squelette sont homométriques et régulièrement distribués, témoignant de la contribution des lœss au *cover-bed*.

signal minéralogique et géochimique des lœss alpins. Selon les profils, la limite entre le coverbed et les matériaux sous-jacents est nette ou graduelle. Ce dernier cas de figure indiquerait que les couches superficielles des moraines déjà déposées sur le versant n'étaient plus gelées au moment de la mise en place du cover-bed (contrairement au site des Amburnex), ce qui pourrait s'expliquer par l'orientation sud-est du versant de Ballens, induisant des conditions légèrement plus chaudes et un dégel du permafrost plus précoce qu'en versant orienté nord-ouest. De plus, des conditions climatiques stationnelles plus favorables sur certains sites pourraient engendrer une activité biologique (vers de terre, végétation, micro- et mésofaune) élevée, favorisant ainsi le brassage des sédiments et l'atténuation des discontinuités lithologiques.

6.2.3. Les contaminations parautochtones

La quasi-totalité des sols étudiés étant sous l'influence des lœss remaniés, des cover-beds ou des dépôts morainiques, les cas de parautochtonie sont difficile à identifier. Néanmoins, un tel cas de figure est observable dans le profil BAL 1. La position du site, sur une crête en haut de toposéquence, exclut les apports de versant (cover-bed ou accumulation de lœss remaniés). De plus, les moraines ne sont pas présentes à proximité du profil. En conséquence, les seuls apports ayant pu contaminer le matériau autochtone sont les particules éoliennes. Le solum décrit est mince et organique et contient une forte proportion de fragments calcaires issus de la fracturation de la roche portlandienne sous-jacente. Cependant, la composition minéralogique de la fraction totale montre de très faibles quantités de plagioclase sodique (< 2 %), alors que ce minéral est absent de la roche calcaire en place (figure 4.4). La fraction < 2 µm est caractérisée par une augmentation des proportions de kaolinite et de chlorite entre la roche et le sol. La présence de ces deux minéraux dans la terre fine pourrait découler de leur concentration relative suite à la dégradation des autres phyllosilicates. Mais la chlorite, peu stable dans les environnements édaphiques, est rapidement dégradée ou transformée lors de la pédogenèse (RIGHI & MEUNIER, 1995) et ne devrait pas en conséquence voir sa proportion augmenter dans les horizons superficiels des sols. Une part importante des chlorites mesurées dans le profil BAL 1 peut donc être attribuée aux apports allochtones (Dalla Piazza, 1996; Michalet, 1982). Les distributions granulométriques de la terre fine présentent des courbes platykurtiques résultant du mélange de nombreux modes. Des populations de particules dont les modes se situent entre 3-4 Φ (63-125 μ m) et 12-14 Φ (< 0.2 μ m) apparaissent dans les sols, alors qu'elles sont absentes dans le RI

de la roche sous-jacente (BAL1-R). La fraction $< 0.2~\mu m$ est probablement due à la fragmentation accrue des argiles lors des processus de pédogenèse. En revanche, la fraction sableuse fine peut être attribuée à un apport allochtone. Finalement, la composition géochimique montre une augmentation des concentrations en Si, Al, Fe, Ti et Mn dans le sol par rapport à la roche calcaire (figure 6.8). Ces éléments atteignent des valeurs du même ordre de grandeur que celles mesurées dans les profils sur lœss ou sur moraine mixte (figure 4.3), ce qui suggère leur origine allochtone dans le profil BAL 1.

En résumé, le profil BAL 1, ressemblant pourtant à un sol typiquement autochtone d'après la description de terrain, contient pourtant une fraction exogène dans son matériel parental. La présence de ces contaminations parautochtones est décelable au travers de la comparaison des compositions minéralogiques et granulométriques du sol et de la roche sous-jacente, et ce bien que les critères soient peu exprimés (plagioclase, chlorite, fraction sableuse fine). La composition géochimique semble cependant constituer le meilleur indice pour identifier la faible contribution allochtone dans le contexte de l'étude. En revanche, l'impact réel de la parautochtonie sur les processus pédologiques reste difficile à évaluer et il est probable que la fraction allochtone, minoritaire dans le sol, ait une influence moindre par rapport aux dynamiques considérées comme « autochtones » (décarbonatation, décalcification, piégeage de la matière organique). Néanmoins, l'addition de minéraux allochtones dans la terre fine permet un apport d'éléments chimiques exogènes pouvant être libérés dans la matrice du sol lors de l'altération et participer ainsi aux ressources nutritives du complexe absorbant.

Actuellement, des apports épisodiques de poussières provenant du Sahara sont régulièrement mesurés en Suisse (Collaud Coen et al., 2004). La composition minéralogique de la fraction totale de ces poussières, mesurée lors d'un apport particulièrement abondant en 1989 à Neuchâtel (Kübler et al., 1990), est constituée de quartz (en majorité), de calcite, de dolomite et de micas (principalement de type muscovite, mais présentant de faibles quantités de phengite). Les plagioclases sodiques, les feldspaths potassiques, la kaolinite et la chlorite sont également mesurés en faibles proportions, alors que la smectite est quasiment absente. Les distributions granulométriques des particules éoliennes mesurées lors de cet événement montrent

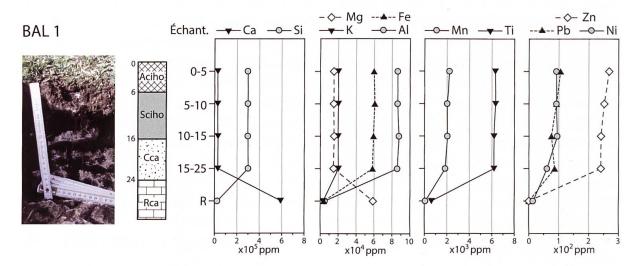


Figure 6.8. Composition géochimique du profil BAL 1. Ca et Mg proviennent de la roche sous-jacente (Portlandien) et voient leur concentration diminuer dans le sol. Les autres éléments représentés montrent une augmentation entre le substrat lithologique et les horizons du sol, causée par des contaminations parautochtones anciennes (lœss) ou récentes (pollution). Pb, Zn et Ni affichent une légère augmentation dans les échantillons de surface, qui reflète leur affinité avec la matière organique et une possible contribution éolienne d'origine anthropique.

le mélange de quatre populations différentes de grains présentant des modes situés respectivement entre 40-50, 15-20, 4-5 et < 2 μm. La quantité des apports d'origine saharienne estimée dans les sédiments du lac de Neuchâtel représente 0.5 % du flux annuel total de sédiments (Kübler *et al.*, 1990). Du point de vue de leur minéralogie totale, les poussières sahariennes ressemblent fortement aux lœss alpins (Pochon, 1978). Cette similitude rend la discrimination malaisée entre les deux types d'apports éoliens, anciens (périglaciaires) et actuels (sahariens) et il est en conséquence difficile d'estimer l'importance de la contribution des poussières sahariennes actuelles aux sols.

Pour finir, la pollution atmosphérique actuelle peut également représenter un apport exogène dans les sols. Des éléments ou radicaux tels que Cu, Pb, Zn, Cl, SO₄, NO₃ ou Na ont été mesurés dans des pluies et des poussières collectées en Suisse romande, bien que les quantités soient faibles en comparaison avec d'autres régions européennes (Atteia, 1992, 1994; Atteia Dambrine, 1993). Ni et Zn peuvent provenir des apports atmosphériques, mais sont également présents dans certains types de roches (roches ultramafiques pour Ni, roches ignées et sédimentaires argileuses pour Zn; Dalla Piazza, 1996). En conséquence, leur origine est difficile à établir dans le contexte de Ballens où les mélanges de matériaux au sein des formations superficielles sont nombreux. De plus, certains de ces éléments (Cu, Pb, Ni, Zn) ont une grande affinité pour la matière organique et se concentrent dans les horizons de surface des sols (figure 6.8). Dès lors, différencier la part de ces éléments apportée actuellement par les poussières et les pollutions atmosphériques de celle provenant de l'altération des minéraux et recyclée par les cycles biologiques demanderait une étude plus approfondie sur les comportements des éléments géochimiques dans les sols de Ballens.

6.2.4. Site de Ballens: discrimination des influences multiples (Martignier & Verrechia, 2013)

Dans le but d'identifier les différentes influences à l'œuvre le long de la toposéquence de Ballens, une approche multivariée est utilisée. Une classification ascendante hiérarchique (CAH) et une analyse en composantes principales (ACP) sont réalisées sur une sélection de 23 variables, incluant des données minéralogiques des fractions totales (quartz, calcite), 2-16 µm (feldspath-K, plagioclase-Na, chlorite) et < 2 μm (smectite, IV-Al-Fe, IV, mica, IS1, IS2, kaolinite, chlorite) et des données géochimiques (Ca, Si, Al, Fe, K, Mg, Na, Mn, Ti et Sr). 82 échantillons de sol sont analysés, ainsi que trois échantillons de référence, qui correspondent aux trois extrémités du diagramme ternaire représentant la distribution des formations superficielles à Ballens (figure 4.23). Ces trois matériaux de référence sont constitués par les roches calcaires, les lœss d'origine alpine et la moraine cristalline. Les fragments de roche calcaire ont été collectés dans les horizons profonds des profils situés sur les substrats lithologiques en place (roches BAL1-R, BAL2-R, BAL3B-R, BAL3C-R et BAL6B-R). Les échantillons de lœss alpins proviennent d'un profil de sol situé sur un sommet proche (Mont Tendre; figure 6.1). Les horizons profonds du profil (trois échantillons pris entre 30 et 60 cm de profondeur) sont utilisés comme référence pour les lœss alpins, étant donné que le matériau original non altéré n'a pu être retrouvé. La moraine cristalline alpine est quant à elle issue des horizons profonds du profil BAL 6A (trois échantillons de terre fine situés entre 80 et 120 cm de profondeur). Pour chaque matériel de référence, les valeurs médianes des compositions minéralogiques et granulométriques (tableau 6.4) sont utilisées lors de la réalisation des traitements statistiques.

La CAH (figure 6.9 A) est calculée en utilisant la matrice des distances euclidiennes et l'algorithme d'agrégation de Ward (le coefficient de corrélation cophénétique obtenu est de 0.72). Cinq groupes d'échantillons sont discriminés, puis projetés sur le plan constitué par

les première et seconde composantes principales de l'ACP (figure 6.9 C), chacune expliquant respectivement 40 et 23 % de la variance totale des échantillons. La première composante principale (CP1) est portée positivement par la calcite, Ca et Sr (figure 6.9 B) et négativement par Al, Si et K. Les variables Fe, Ti, Mn, IV et IV-Al-Fe forment un pôle influençant également négativement la CP1. Ca et Si, séparés par un angle approximatif de 180°, sont anti-corrélés et vont agir comme des antagonistes forts contrôlant la distribution des échantillons. La seconde composante principale (CP2) est influencée négativement par un groupe composé des variables plagioclase, chlorite et Na. Les cinq groupes d'échantillons discriminés présentent une division marquée entre les sédiments carbonatés d'une part (groupes 1 et 2, composés par les roches calcaires, les dépôts fluvio-glaciaires et les moraines mixtes et carbonatées) puis les sols (groupes 3 et 5) et sédiments décarbonatés (moraine cristalline et lœss, groupe 4) d'autre part. De plus, une autre distinction apparaît entre les profils situés sur la partie haute de la toposéquence (groupes 2, 3 et 4 correspondant aux sites BAL 1 à BAL 4) et ceux situés sur le bas de la toposéquence (groupes 1 et 5 composés des sites BAL 5 à CHX).

Les échantillons appartenant au groupe 1 proviennent des dépôts morainiques mixtes et fluvio-glaciaires des profils BAL 5A, BAL 5B, BAL 7 et CHX. Ce groupe est influencé par les variables plagioclase, chlorite et Na et subit également les influences des micas et du pôle de la calcite. Le groupe 2, fortement influencé par la calcite et le Ca, contient les échantillons profonds des moraines carbonatées (profils BAL 3A et BAL 4A) et le matériau de référence constitué des roches calcaires. Le groupe 3 est constitué des horizons superficiels des sols sur roche calcaire (BAL 1, BAL 3B et BAL 4B) et sur moraine carbonatée (BAL 3A et BAL 4A), ainsi que de l'horizon de transition du profil BAL 2 (entre 30 et 40 cm de profondeur). Ce groupe est principalement influencé par le pôle constitué des variables Fe, Ti, Mn, IV et IV-Al-Fe. Certains échantillons semblent également subir l'influence de la calcite. Le groupe 4 comprend les sols se développant dans les dépôts de lœss remobilisés (BAL 2 et BAL 3C), ainsi que le matériau

Tableau 6.4. Compositions minéralogique et géochimique des trois matériaux de référence (*end-members*) déterminés pour le site de Ballens, données d'après les valeurs médianes.

Minéralogie de la frac	ction totale (%)					
Mat. de référence	Phyllosilicates	Quartz	Feldspath-K	Plagioclase	Calcite	Indosés
Roches calcaires (n = 5)	5.1	2.3	0.0	0.0	86.2	3.6
Loess du Mont Tendre (n = 3)	20.9	48.9	8.7	17.1	0.0	6.0
Moraine cristalline (n = 3)	33.1	39.8	2.8	2.7	0.0	8.8

Minéralogie de la fract	/linéralogie de la fraction <2um (%)												
Mat. de référence	Smectite	IV-Al-Fe	IV	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite					
Roches calcaires	3.7	0.0	0.0	9.8	2.0	44.7	32.4	6.3					
(n = 5)													
Loess du Mont Tendre	0.0	15.1	18.4	3.3	1.5	23.9	8.5	22.4					
(n = 3)													
Moraine cristalline	1.3	11.5	11.5	2.5	1.3	21.6	23.5	20.9					
(n = 3)													

omposition géochimique totale (ppm)												
Mat. de référence	Na	Mg	Al	Si	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr		
Roches calcaires (n = 5)	0	11762	5036	24775	88	3890	3093	600267	629	315		
Loess du Mont Tendre (n = 3)	9923	18996	75322	332585	1283	42024	21662	4822	3344	122		
Moraine cristalline (n = 3)	0	14048	88468	315579	1778	52603	25565	6635	6143	95		

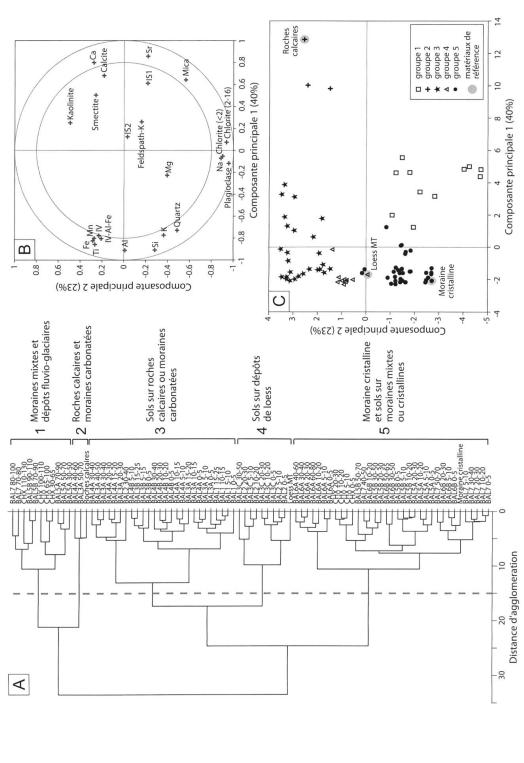


Figure 6.9. Traitements statistiques des données minéralogiques et géochimiques des échantillons de Ballens. A) Classification ascendante hiérarchique discriminant cinq groupes d'échantillons. La distance d'agglomération est calculée en utilisant l'algorithme de Ward (coefficient de corrélation cophénétique = 0.72). B) Cercle de corrélation entre ies variables et les première et seconde composantes principales de l'ACP expliquant 63 % de la variance totale des échantillons. Les cercles extérieur et intérieur représentent respectivement 0.8 et 1 de coefficient de corrélation entre variables et CP. C) Projection des échantillons de sol et des matériaux de référence (« læss MT » = læss du Mont Tendre) sur le plan constitué par les première et seconde composantes principales. Les cinq groupes d'échantillons sont discriminés d'après la classification ascendante hiérarchique.

de référence des lœss du Mont Tendre (lœss MT). Ce groupe, fortement influencé par le pôle Fe, Ti, Mn, IV et IV-Al-Fe, est également attiré par les variables Al et Si. Finalement, le groupe 5 contient les horizons superficiels des sols situés sur moraines mixtes et cristallines (BAL 5A, BAL 5B, BAL 6A, BAL 7 et CHX), le profil BAL 6B situé sur roche calcaire et le matériau de référence de la moraine cristalline. Le pôle constitué des variables quartz, K, Si et Al a une influence primordiale sur ce groupe, alors que les pôles Fe, Ti, Mn, IV, IV-Al-Fe et plagioclase, chlorite, Na exercent une influence moindre sur la distribution des échantillons du groupe 5.

La projection des échantillons sur le plan constitué par CP1 et CP2 est interprétée plus en détail à la figure 6.10. Le graphique est séparé en deux parties en fonction de la limite altitudinale de 1 100 m, représentant l'altitude maximale atteinte par les glaciers alpins durant la dernière glaciation. La partie supérieure de la projection représente les sols et sédiments des sites BAL 1 à BAL 4, où le seul apport de matériel allochtone possible est constitué des particules éoliennes, et la partie inférieure comprend les échantillons des sites BAL 5 à CHX, où les glaciers alpins ont laissé différents types de sédiments silicatés.

Les échantillons situés au-dessus de 1 100 m d'altitude se distribuent en fonction de deux pôles d'influence: le pôle du Ca et celui du Fe. L'appauvrissement en calcite et en Ca en direction des horizons superficiels des sols est marqué par les processus d'altération, induisant la dissolution de la calcite, la libération d'ions Ca²⁺ en solution et finalement la perte de calcium par lixiviation. De plus, cette transition graduelle est accentuée par un mélange progressif avec les dépôts de surface (*cover-beds*) décarbonatés. Le second pôle d'influence correspondant à Fe est expliqué par les dépôts de lœss (remobilisés) des profils BAL 2 et BAL 3C. Les horizons superficiels des sols situés au-dessus de 1 100 m d'altitude présentent les valeurs en Ti les plus élevées de la toposéquence, qui peuvent être attribuées aux apports éoliens d'origine alpine. En comparaison avec les dépôts de lœss alpins, le *cover-bed* > 1 100 m d'altitude est appauvri en chlorite et en plagioclase (CP2). Ces dépôts superficiels, constitués de mélanges de lœss et de produits d'altération des calcaires, sont également appauvris en calcite et en Ca par rapport aux roches calcaires.

Les échantillons provenant des sols situés au-dessous de 1 100 m d'altitude se distribuent en fonction de leur contenu en calcite et en Ca, et de l'influence du pôle Na, en lien avec la chlorite et les plagioclases. La moraine cristalline alpine représente le pôle Si, également soutenu par les variables quartz et K. Le *cover-bed* < 1 100 m subit les influences combinées des dépôts lœssiques et des moraines mixtes et cristallines. La distinction nette existant entre les *cover-beds* du haut et du bas de la toposéquence est attribuée à l'évolution des compositions minéralogiques et géochimiques des dépôts de surface pendant le transfert le long du versant, en fonction des sédiments disponibles (lœss, moraines, cryoclastes, matériel d'altération, etc.).

En conclusion, le déchiffrage des influences croisées entre les différents matériaux sédimentaires présents sur le site de Ballens est une étude complexe nécessitant une approche holistique. La discrimination des contributions dues aux différents éléments constituant le système a été rendue possible grâce à l'utilisation de trois matériaux de référence définis en fonction des conditions locales. La carte multivariée présentée plus haut constitue un outil essentiel pour comprendre les interactions complexes existant entre les multiples matériaux parentaux des sols et les facteurs d'influence dominants.

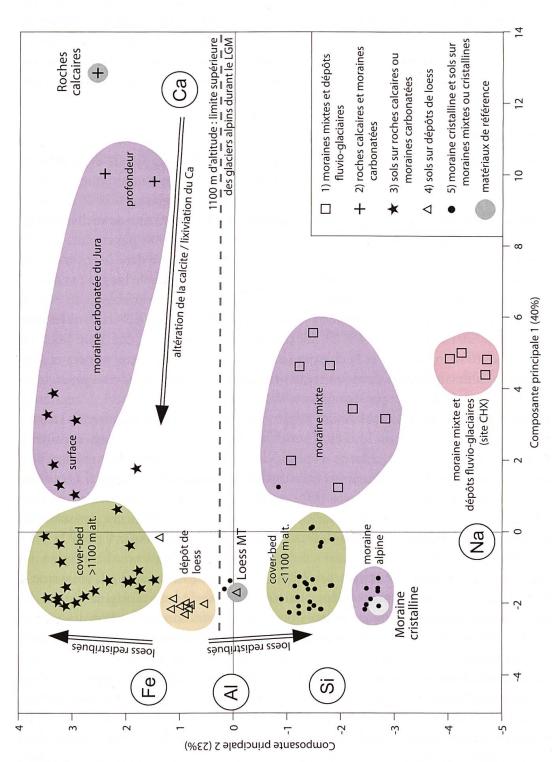


Figure 6.10. Interprétation de la projection des échantillons de sol de Ballens et des matériaux de référence (« lœss MT » = lœss du Mont Tendre) sur le plan constitué par les première et seconde composantes principales de l'ACP. Les variables dominantes (éléments chimiques) expliquant la distribution des échantillons sont indiquées dans des cercles. Les formations superficielles sont discriminées en fonction de leur position sur le plan de la projection et expliquées au travers de l'influence des variables et processus principaux. Les cinq groupes d'échantillons (symboles) sont différenciés d'après la classification ascendante hiérarchique.

6.3. Contribution à l'évolution actuelle des sols

6.3.1. Traçage de la fraction allochtone dans les sols

Différents critères témoignant de la présence de matériaux allochtones dans les sols sont cette fois recherchés au travers des compositions minéralogiques, granulométriques et géochimiques. Les indices d'allochtonie traitent de minéraux ou d'éléments absents des matériaux autochtones, ou présents en très faibles quantités, et pouvant être retrouvés dans les sols. De plus, les minéraux en question ne doivent pas être issus de transformations liées aux processus pédogénétiques ou à l'altération.

Traceurs minéralogiques

La présence de fragments de roches cristallines dans le squelette des sols est un signe évident d'apports allochtones morainiques dans le contexte d'étude. Les dépôts morainiques peuvent ensuite être remaniés par des processus de versant ou des processus périglaciaires et se retrouver mélangés à d'autres matériaux, par exemple dans les *cover-beds*. Des fragments de roches cristallines ne sont pas observés au site des Amburnex, que les glaciers alpins n'ont pas atteints lors du LGM, mais sont abondants dans les sols du site de Ballens. Leur présence dans le cover-bed et dans les dépôts morainiques est observée à partir du site BAL 5 et plus bas le long du versant.

Le quartz, présent dans les RI des matériaux autochtones en quantités variables, voit cependant ses proportions augmenter dans les moraines d'origine alpine (tableau 6.2) et dans les lœss alpins (Nussbaumer, 2012; Pochon, 1978). La même observation peut être faite pour les plagioclases sodiques (fraction totale) et la chlorite (fraction < 2 μm). Ces deux minéraux sont parfois présents en faibles quantités dans les roches calcaires et montrent une augmentation dans les horizons des sols influencés par des apports allochtones.

L'utilisation des rapports chlorite/kaolinite et plagioclase-Na/feldspath-K (fraction 2-16 µm; données en cps) permet de mettre en lumière l'enrichissement relatif de minéraux considérés comme principalement allochtones (chlorite et plagioclase-Na) en fonction de minéraux présents dans les matériaux autochtones (kaolinite et feldspaths potassiques). La figure 6.11 illustre les valeurs des deux ratios pour les lœss alpins (Nussbaumer, 2012) et les échantillons des sites d'étude, en fonction du type de formations superficielles. Au site des Amburnex, les substrats lithologiques présentent les valeurs les plus basses pour les deux rapports (< 1 pour le ratio plagioclase-Na/feldspath-K et < 2 pour le ratio chlorite/kaolinite). Les horizons d'altération des matériaux autochtones affichent des valeurs similaires à celles des roches calcaires, alors que le cover-bed montre une légère augmentation due à la contribution de lœss d'origine alpine. Au site de Ballens, les substrats lithologiques et leurs horizons d'altération présentent des valeurs similaires à celles observées aux Amburnex pour les mêmes catégories de formations superficielles. Les lœss remobilisés des profils BAL 2 et BAL 3C affichent des ratios comparables à ceux des lœss alpins, bien qu'à peine plus bas. Le cover-bed de Ballens a été séparé en deux groupes en fonction de la situation topographique des profils de sol. Le cover-bed situé en haut de toposéquence (> 1 100 m d'altitude) montre pour les deux ratios des valeurs proches de celles données pour les lœss alpins et les lœss remobilisés. En revanche, le cover-bed du bas de la toposéquence (< 1 100 m d'altitude) présente des valeurs beaucoup plus élevées et très variées au sein du groupe. Les ratios plagioclase-Na/feldspath-K (situées entre 2 et 3) et chlorite/kaolinite (s'étalant entre 3 et 12 environ) sont proches de ceux calculés pour les moraines mixtes et cristallines et indiquent une forte contribution de ces dernières au cover-bed. En conséquence, l'utilisation de ces deux rapports entre minéraux de la fraction 2-16 µm peut être un bon indice

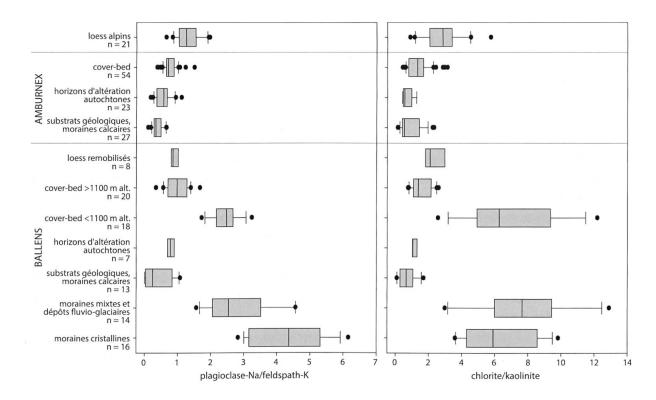


Figure 6.11. Représentation des rapports entre plagioclase sodique et feldspath potassique, ainsi qu'entre chlorite et kaolinite en fonction des types de formations superficielles définis (résultats minéralogiques de la fraction 2-16 µm, en cps). Les lœss d'origine alpine sont utilisés comme référence (Nussbaumer, 2012).

pour identifier les tendances allochtones dans les sols. Cependant, la comparaison avec des matériaux de référence (ici les lœss alpins, les matériaux autochtones et les moraines cristallines) permet de mettre en lumière de manière plus efficace les contributions potentielles des différents matériaux.

Finalement, les micas de la fraction 2-16 µm peuvent être différenciés en fonction de leur affiliation à un type minéralogique (illite, muscovite, phengite ou biotite) et révéler ainsi différentes origines. La méthode de différenciation des micas est fondée sur les rapports entre les intensités en cps de trois pics de diffraction des rayons X: les pics 001 (10 Å), 002 (5 Å) et 005 (2 Å; REY & KÜBLER, 1983). Au site des Amburnex, les matériaux autochtones et les produits de leur altération se situent entre la phengite et l'illite (figure 6.12), en fonction du degré d'ouverture des feuillets argileux. Le cover-bed est quant à lui positionné entre la phengite et la muscovite, ce qui indique l'influence de minéraux d'origine alpine (roches plutoniques et métamorphiques). Les échantillons du site de Ballens se répartissent dans la même zone que ceux des Amburnex. Les matériaux autochtones et une partie des moraines mixtes sont situés entre la phengite et l'illite. En revanche, les horizons d'altération des matériaux calcaires (comprenant les horizons profonds des profils sur læss BAL 2 et BAL 3C, ainsi que les horizons d'altération des moraines calcaires des profils BAL 3A et BAL 4A) montrent une influence de la muscovite, ce qui suggère également la contribution d'apports allochtones. Les lœss, les moraines cristallines et une partie des échantillons du cover-bed sont également situés à proximité de la muscovite.

Traceurs granulométriques

Les lœss, alpins et locaux, sont généralement représentés par des populations de grains correspondant aux sables fins (3-4 Φ ; 63-125 μ m) et grossiers (env 1 Φ ; 500 μ m), ainsi qu'aux

limons fins (6 Φ ; 16 μ m). Cependant, les dépôts éoliens ne possèdent pas l'exclusivité de ces modes granulométriques, qui se retrouvent également dans certains matériaux autochtones. De plus, les mélanges ayant lieu entre différents matériaux (par exemple au sein du *cover-bed*) entraînent la mise en commun des compositions texturales des sédiments, rendant l'identification des signatures spécifiques difficile. Les moraines sont par définition des matériaux hétérométriques composées de classes granulométriques variées. Par conséquence, l'information apportée par les distributions des particules du RI dépend fortement du contexte du site d'étude et des comparaisons possibles avec des matériaux identifiés (substrats lithologiques, lœss, etc.). En revanche, l'évolution des courbes granulométriques au sein d'un même profil de sol en fonction de la profondeur permet d'identifier les discontinuités lithologiques, en rapport avec la composition minéralogique notamment.

Sur le site de Ballens, les sols situés en haut de la toposéquence (> 1 100 m d'altitude) sont particulièrement influencés par le mode granulométrique situé à 5.7 Φ (19 µm; annexe). Les moraines calcaires, les *cover-beds* et les dépôts de lœss contiennent ce mode, qui semble représentatif des fractions 8-32 µm, alors qu'il n'est que peu présent dans les sols du bas de la toposéquence. Le mode à 5.7 Φ représente des particules issues de deux sources distinctes: les substrats calcaires et les lœss, où cette population de grains représente < 55 % du volume du RI. Dans ce cas précis, la signature granulométrique des lœss est en conséquence similaire à celle de certaines roches autochtones et ne peut pas être utilisée comme traceur d'allochtonie. Dans les sols < 1 100 m d'altitude en revanche, ce sont les modes représentatifs des limons fins (7.3 Φ ; 7 µm) et des sables fins (4 Φ ; 63 µm) qui dominent, reflétant l'apport des moraines d'origine alpines.

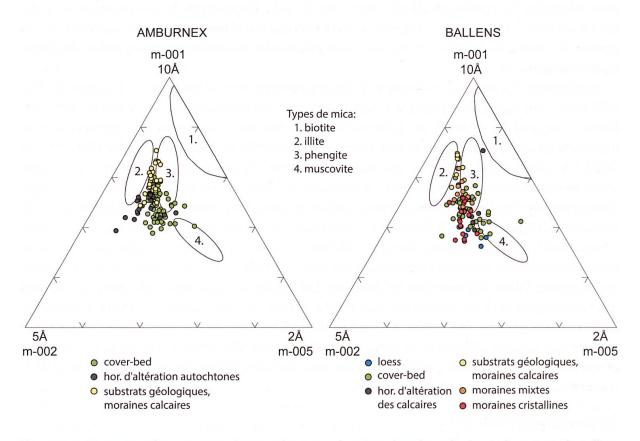


Figure 6.12. Diagrammes ternaires représentant les types de micas dans les sols des Amburnex et de Ballens (fraction 2-16 μ m; Rev & Kübler, 1983) en fonction des formations superficielles définies.

Traceurs géochimiques

Les lœss d'origine alpine, aussi bien que les moraines alpines silicatées dont ils sont issus, sont enrichis en Si, Al, Fe, K, Mg, Ti, Mn et Na par rapport aux matériaux autochtones. Une augmentation significative en ces éléments observable dans un profil de sol indique nécessairement une contribution de matériaux allochtones. En revanche, la distinction entre les différents types de formations superficielles possibles (moraines, *cover-bed*, læss) peut être difficile à faire sur la seule base de la composition géochimique totale. Néanmoins, les læss alpins montrent un enrichissement préférentiel en Ti par rapport aux autres éléments considérés comme exogènes en contexte calcaire (figures 4.5 et 5.3). Une hypothèse pour expliquer cette augmentation en Ti serait un enrichissement relatif en minéraux denses et réfractaires à l'altération contenant des oxydes de Ti (par exemple rutile ou ilménite; BONNEAU & SOUCHIER, 1994) suite à la dégradation des minéraux plus vulnérables. Cette altération différentielle serait d'autant plus marquée que le sédiment est remanié, et ce plus particulièrement dans les læss, dont la texture fine est propice à une altération rapide des particules.

Autres traceurs

L'exoscopie des grains de quartz permet de reconnaître des particules ayant subi un transport récent, qui implique par conséquent une origine sub-autochtone ou allochtone. En effet, des grains présentant une morphologie anguleuse aux arêtes vives ou affichant des traces de choc fraîches aux bords nets (V de choc, cassures conchoïdales, traces de choc en croissant; figures 4.18 et 4.19) attestent d'un remaniement par des processus de surface et contrastent avec les grains issus des substrats lithologiques calcaires, couverts d'écailles de silices et ne présentant aucune marque fraîche (figure 4.17). Dans certains cas, la nature même des marques permet de différencier les processus de transports morainiques, éoliens ou encore fluviatiles. Cependant, le chevauchement de marques d'âge et d'origine différents, ainsi que le mélange de grains morphologiquement variés au sein des échantillons de sol complexifie fortement le diagnostique fourni par l'exoscopie. Une étude plus approfondie et quantitative permettrait de tirer des informations beaucoup plus précises de l'étude des grains de quartz.

En conclusion, de nombreux traceurs peuvent être utilisés dans le but d'identifier les contributions d'apports allochtones dans les sols. De plus, la combinaison de différents critères permet d'affiner l'investigation des discontinuités lithologiques et de caractériser les divers types de formations superficielles rencontrés. De nouveau, l'application de ces traceurs n'est valable qu'en replaçant les échantillons dans leur contexte topographique, géologique, géomorphologique et pédologique respectif, ainsi qu'en comparant systématiquement les résultats obtenus avec les signatures des matériaux autochtones.

6.3.2. Influence des matériaux allochtones sur les processus pédogéniques

Contrastant avec les matériaux autochtones, les dépôts allochtones contiennent en général peu de calcite et celle-ci, quand elle est présente, est distribuée de manière irrégulière en fonction des formations superficielles. Les sols se développant dans des moraines mixtes carbonatées se trouvent sous l'influence des dynamiques des carbonates et du calcium et ont déjà été évoqués au chapitre 5. En revanche, les moraines cristallines, les lœss alpins et certains dépôts de *coverbed* sont actuellement entièrement décarbonatés et sont plus particulièrement traités dans ce paragraphe. L'absence de calcite entraîne nécessairement une diminution, voire une disparition totale, du rôle de tampon joué par les espèces carbonatées, ainsi qu'un décroît des quantités de calcium dans le sol. Dès lors, les dynamiques de pédogenèse sont dominées par d'autres éléments, notamment par le fer, et des processus tels que l'acidification, la brunification ou le

lessivage des argiles se mettent en place. Dans le cas des substrats les plus acides, l'aluminium joue alors un rôle dominant dans la pédogenèse en agissant notamment sur le pouvoir tampon de la solution du sol et l'état de floculation des argiles.

Le fer

Bien que le RI des roches calcaires puisse contenir des oxydes de fer, la majorité des minéraux riches en fer sont d'origine allochtone. Les dépôts de lœss alpins et les cover-beds montrent un enrichissement en fer particulièrement marqué en comparaison avec la moraine cristalline (figure 4.5), probablement dû à la forte proportion de chlorite ferrifère détectée dans les læss (MICHALET & BRUCKERT, 1986; NUSSBAUMER, 2012; POCHON, 1978). La faible épaisseur des dépôts de lœss permet la remontée de Ca²⁺ et d'autres cations alcalins et alcalino-terreux par les processus de bioturbation, qui constituent une certaine recharge du complexe absorbant. Néanmoins, la lixiviation des cations induit une acidité croissante et une diminution du taux de saturation du complexe argilo-humique. Le fer ferrique (Fe³⁺) prend progressivement la place du calcium dans les liaisons entre les particules argileuses et les molécules humiques (Gratier & BARDET, 1980). La moins grande stabilité des liaisons ferriques par rapport à celles impliquant le calcium provoque une déstabilisation partielle du complexe argilo-humique. Les molécules organiques sont libérées plus facilement du complexe et peuvent être minéralisées, activant de la sorte les cycles biogéochimiques. Les liaisons fer-argiles induisent une couleur brune de la matrice du sol et une structuration polyédrique des agrégats, qui sont deux caractéristiques du processus de brunification des sols. Les sols brunifiés décrits dans les deux sites d'étude (AMB 4, 5, 6, 8A, 8B, 9, BAL 2 et 3C) présentent des valeurs de pH situées entre 5 et 6, ce qui permet une altération modérée des minéraux (AFES, 2009). Ces huit profils de sols se développent soit dans un coverbed décarbonaté influencé par les lœss alpins (site des Amburnex), soit dans des dépôts de lœss redistribués (site de Ballens). Certains profils du site de Ballens, situés sur roche ou sur moraine calcaires, affichent des concentrations en fer total supérieures à celles mesurées dans le profil BAL 2 (figure 4.5), alors que ces solums ne présentent pas les traits caractéristiques de la brunification. Par conséquent, la quantité de fer total mesurée dans les sols n'intervient pas directement sur les processus de pédogenèse et une analyse de l'état du fer (amorphe, cristallin, complexé, etc.) serait nécessaire pour mieux comprendre la brunification par exemple. Il apparaît également que les dynamiques pédogéniques influencées par le calcium sont prépondérantes sur celles dirigées par le fer, et ce tant qu'une recharge en ions Ca²⁺ est fournie par l'altération du squelette calcaire.

Le fer sous forme ionique, libéré lors de l'altération des minéraux, précipite rapidement en conditions oxiques pour former des oxy-hydroxydes. Dans un premier temps, des cristaux amorphes peuvent se constituer à la surface d'autres minéraux et sont par exemple adsorbés aux phyllosilicates (chapitre 7). L'évolution des cristaux amorphes vers des formes cryptocristallines de goethite ou de ferrihydrite serait une amorce de rubéfaction, dont le stade final est la déshydratation de ces minéraux en hématite. Cependant, ces processus nécessitent des conditions climatiques et édaphiques plus xériques, favorisées par des contrastes saisonniers importants (Bresson, 1974; Guenat, 1987; Jouaffre *et al.*, 1991).

La déstructuration du complexe argilo-humique suite au remplacement de Ca par Fe au sein des liaisons organo-minérales mène également à la libération de particules argileuses, qui peuvent subir un entraînement mécanique vers les horizons profonds du profil. Les argiles ainsi lessivées sont fréquemment accompagnées du fer et s'accumulent dans la porosité des horizons profonds en formant des revêtements argileux décelables en lame mince (revêtements argileux ou ferri-argileux; figure 4.8). Les argiles sont entraînées plus ou moins rapidement en fonction du type de phyllosilicate: les montmorillonites migrent de façon préférentielle, les micas,

particules plus grossières, sont un peu moins mobiles, alors que les kaolinites sont très peu mobiles (Duchaufour, 1983). Il en résulte un lessivage préférentiel de certains phyllosilicates et par conséquent une accumulation relative de la kaolinite dans les horizons de surface des sols lessivés. Cependant, dans les sols lessivés étudiés (AMB 7 et BAL 7), les mélanges de matériaux minéraux aux origines diverses provoquent des variations des proportions de kaolinite, rendant l'effet d'un lessivage préférentiel difficilement détectable.

L'aluminium

La moraine cristalline d'origine alpine observée dans le profil BAL 6A présente des concentrations en fer plus basses que les profils sur dépôts de lœss, alors que les proportions d'aluminium sont similaires. Les conditions très acides régnant dans les horizons superficiels (pH < 4.5) provoquent une altération intense des minéraux. Les produits de l'altération sont libérés dans la solution du sol et les cations alcalins et alcalino-terreux sont rapidement lixiviés. L'acidolyse des phyllosilicates entraîne la libération d'ions Al³⁺ dans la solution du sol (Duchaufour, 1983), qui peuvent ensuite précipiter en formant des composés amorphes ou des oxy-hydoxydes cryptocristallins. Les équilibres entre les différentes espèces alumineuses (Al³⁺, Al(OH)²⁺, Al(OH)⁺, Al(OH)₂) agissent comme un tampon contrôlant l'acidité de la solution du sol à des pH < 4.2 (Bonneau & Souchier, 1994). Les ions hydroxy-alumineux jouent le rôle de cations de liaison organo-minérale et stabilisent la matière organique, dans le cas où le fer est déficitaire. Les processus d'agrégation sont favorisés et s'opposent à la migration des argiles. En conséquence, le lessivage des argiles observé dans le profil BAL 6A (horizon Ct) en lame mince est soit hérité d'une période où l'acidité du sol était moins prononcée et où le fer assurait les liaisons au sein du complexe argilo-humique, soit lié à l'action dispersante de certains composés organiques (Duchaufour, 1983). Le profil BAL 6A a été déterminé comme étant de type Alocrisol, mais des analyses de spéciation de l'aluminium seraient nécessaires pour confirmer ce rattachement et pour mieux comprendre les processus à l'œuvre dans ce profil.

6.3.3. Rôle des matériaux allochtones dans les sols étudiés

Les apports allochtones fournissent une réserve en minéraux silicatés et en éléments chimiques autres que Ca dans les sols des toposéquences étudiées. Ces matériaux, majoritairement décarbonatés, ne sont plus sous l'influence du rôle de tampon joué par les espèces carbonatées. La solution du sol est acidifiée et l'agressivité des eaux de percolation active les processus de dissolution des matériaux carbonatés sous-jacents, de même que l'altération des matériaux silicatés issu du RI des roches calcaires ou des apports allochtones. L'épaisseur des dépôts superficiels acides (lœss, cover-bed, etc.) revêt une importance primordiale sur l'activation des processus pédogéniques. Un dépôt mince n'inhibe pas entièrement l'impact du substrat calcaire et de ses fragments et permet aux sols d'évoluer sous l'influence des dynamiques du calcium et des ions carbonate. A partir d'une épaisseur d'environ 30 cm de dépôts superficiels décarbonatés, les processus de brunification dominent, pour autant que le fer soit suffisamment abondant. Dans certains sols, le lessivage des argiles est amorcé (AMB 6 et BAL 2), mais ce phénomène reste peu intense et est détectable uniquement en lames minces. La différenciation texturale des horizons E et BT révélant une migration importante des argiles n'est possible que dans des dépôts superficiels acides d'au moins 50 cm d'épaisseur (AMB 7 et BAL 7). Finalement, des dépôts décarbonatés épais et appauvris en fer permettent l'acidolyse des phyllosilicates et la mise en place de dynamiques dirigées par l'aluminium (BAL 6A).

Au site des Amburnex, les dépôts lœssiques constituent les seuls apports de matériaux allochtones. Ils furent mélangés au sein du *cover-bed* et redistribués en surface le long du versant sans

interagir avec les matériaux autochtones, d'où la présence d'une discontinuité lithologique nette entre les deux types de sédiments. Bien que le signal des différentes populations de lœss soit dilué dans le dépôt superficiel, le *cover-bed* des profils AMB 4 à AMB 9 affiche des conditions acides (pH < 6.5) et une composition minéralogique différant de celle des substrats carbonatés et de leur RI (tableau 6.5). Par conséquent, la pédogenèse est orientée vers des voies d'évolution acides dans les horizons de surface (brunification et lessivage des argiles). Les profils AMB 4, AMB 5A, AMB 6, AMB 8A, AMB 8B et AMB 9 appartiennent au grand ensemble de référence des Brunisols, bien que des signes de lessivage des argiles soient visibles en lames minces dans presque tous les profils (§ 4.3.1.). Le profil AMB 7 est quant à lui déterminé comme étant un NEOLUVISOL à caractère rédoxique, où les dynamiques du fer sont très actives (chapitre 7).

Au site de Ballens, les apports allochtones sont constitués de lœss d'origine alpine et de moraines cristallines, également alpines. Les mélanges survenus avec des matériaux calcaires au sein des cover-beds ou des moraines mixtes permettent la formation de sédiments généralement carbonatés, ou du moins contenant des fragments calcaires, et enrichis en minéraux allochtones et en éléments considérés comme exogènes (Si, Al, Fe, Na, Ti, etc.). Les sols se développant dans ces dépôts suivent une pédogenèse orientée par les processus de décarbonatation et de décalcification et sont déterminés comme étant des Calcosols (BAL 3A, BAL 4A, BAL 4B, BAL 5B et CHX) ou des Calcisols (BAL 1, BAL 3B, BAL 5A et BAL 6B). Les profils situés sur des dépôts de lœss remobilisés (BAL 2 et BAL 3C) appartiennent au groupe des Brunisols et se trouvent sous l'influence des dynamiques du fer, libéré des minéraux provenant des apports éoliens (notamment les chlorites riches en fer). Dans le profil BAL 2, des traces d'illuviation des argiles sont visibles en lames minces dans l'horizon St. Cependant, ce processus ne peut pas se

Tableau 6.5. Comparaison qualitative des échantillons du site des Amburnex en fonction de critères descriptifs, minéralogiques et texturaux. Les échantillons sont différenciés en deux groupes: les matériaux autochtones résultant de l'altération des substrats lithologiques calcaires et les dépôts allochtones superficiels (cover-bed), puis comparés aux lœss d'origine alpine décrits par POCHON (1978).

	Matériel autochtone	Dépôts allochtones	Loess alpins (Pochon, 1978)
profondeur (cm)	15 - 200	0 - 50	n.d.
pH H ₂ O (échantillons de sol)	7.4 - 8.4	4.8 - 7.9	< 7
Minéralogie			
calcite (fraction totale)	+++	-	-
quartz (fraction totale)	+	+++	+++
plagioclase (fraction 2-16 µm)	+	++	+++
feldspath-K (fraction 2-16 µm)	+++	++	++
rapport Pla/FK (fraction 2-16 µm)	< 0.5	> 0.5	> 1
chlorite (fraction <2 μm)	+ / +++ *	++	+++
kaolinite (fraction <2 μm)	- / +++ *	+	+
mica (fraction <2 μm)	++ / +++ *	+	n.d.
smectite (fraction <2 μm)	+++ / ++ *	+	++
Granulométrie			
kurtose	leptokurtique	platikurtique	n.d.
argiles (<2 µm)	++	+	++
limons (2-50 µm)	+++	++	+++
sables (50-2000 µm)	-	++	F

Note: +++, ++, +, -, abondance relative ou absence de minéraux ou de classes granulométriques;

^{*} dépend du substrat lithologique (Valanginien ou Berriasien).

développer davantage en raison de la présence des matériaux carbonatés à partir de 35 cm de profondeur. Les pH de valeur entre 5 et 6 dans les horizons de surface permettent une altération modérée des minéraux et une libération des éléments dans la solution du sol, pouvant ensuite participer aux cycles biologiques. Le profil BAL 6A se développant dans la moraine cristalline décarbonatée présente des conditions particulièrement acides (pH < 5), qui provoquent une altération intense des minéraux, ainsi que la lixiviation des ions libérés en solution. La mise en place de processus de podzolisation ne semble néanmoins pas être possible dans ce profil, principalement au regard des conditions climatiques de la station, trop chaudes et trop sèches. Le profil BAL 7 est situé sur une moraine mixte carbonatée, mais ses horizons superficiels (entre 0 et 47 cm de profondeur) se développent dans des dépôts de moraine et de cover-bed silicatés. La pédogenèse est dominée par les processus de migration des argiles liées au fer (figure 6.13). Cependant, la présence de calcaire à partir de 47 cm de profondeur permet des remontées de calcium et d'ions carbonate par la bioturbation. Par conséquent, les conditions régnant dans les horizons superficiels du sol sont modérément acides (pH entre 5.6 et 6.1) et les processus d'altération moins intenses que dans le profil BAL 6A. Les échantillons du profil BAL 7, déterminé comme un Neoluvisol, nécessiteraient également des analyses de spéciation du fer et de l'aluminium dans le but d'étudier d'éventuelles traces de début de complexolyse-chéluviation (podzolisation). Dans cette optique, l'horizon défini comme un horizon S enfoui (IISbCca) pourrait éventuellement être considéré comme un horizon d'accumulation de type BP.

En conclusion, l'influence des matériaux allochtones sur l'orientation des voies de pédogenèse est fortement dirigée par la présence des fragments calcaires redistribués. Si du matériel carbonaté est présent, son influence est prépondérante sur les processus pédogéniques. En conséquence, l'évolution des sols par voie acide est ralentie, tant que des éléments calcaires persistent dans les horizons superficiels. L'acidification devient effective au fur et à mesure que le

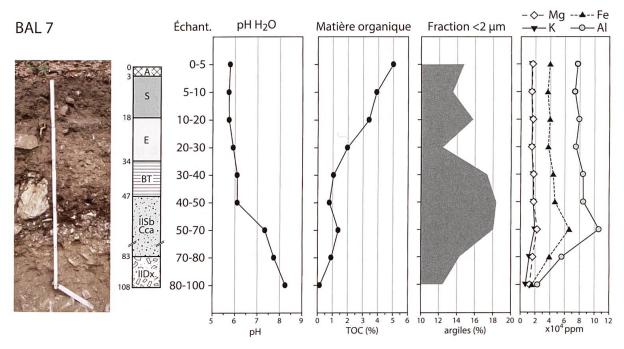


Figure 6.13. Évolution du pH $\rm H_2O$, du taux de matière organique et de la fraction argileuse, ainsi que des éléments Al, Fe, Mg et K dans le profil BAL 7. Un Neoluvisol se développe dans le substrat acide en surface (< 47 cm de profondeur), recouvrant un dépôt de moraine mixte carbonatée. Dans l'échantillon 50-70 cm (horizon IISbCca), l'augmentation du TOC correspond à celle de Al et Fe: influence des processus de lessivage des argiles ou amorce de podzolisation?

front de décarbonatation s'enfonce dans les profils de sol, comme conséquence de la disparition du squelette calcaire et de la lixiviation des carbonates et des cations alcalins et alcalino-terreux. L'épaisseur des couches superficielles décarbonatées apparaît comme un facteur limitant à la mise en place des processus de brunification et de lessivage des argiles. Cependant, l'apport de matériel allochtone silicaté engendre des épaisseurs variables de dépôts décarbonatés dans les formations superficielles conduisant au découplage des sols et des substrats lithologiques sous-jacents, alors que l'accumulation du seul RI des roches calcaires demanderait encore quelques milliers d'années pour atteindre le même résultat.

CHAPITRE 7. ALTÉRATION ET TRANSFORMATION PÉDOGÉNÉTIQUE DE LA FRACTION FINE DANS LES SOLS DU JURA

Dans ce chapitre, les altérations, transformations et néoformations de la fraction minérale fine des sols des Amburnex et de Ballens sont caractérisées et illustrées de manière détaillée au travers de nombreuses observations au microscope optique et électronique, parfois complétées par d'autres analyses. Cette approche, essentiellement qualitative, a pour but de discriminer les processus hérités de ceux actuellement actifs dans les sols étudiés et apporte ainsi des informations complémentaires aux résultats analytiques présentés dans les chapitres précédents. Trois phases minérales, apparaissant comme les plus réactives dans les sols étudiés, sont privilégiées : la calcite, les phyllosilicates et les oxy-hydroxydes de fer. La calcite, composant majoritaire des substrats lithologiques calcaires, est soumise à d'intenses processus de dissolution. Cependant, des carbonates secondaires peuvent se former dans des micro-environnements favorables et la morphologie de ces cristaux est révélatrice de processus de précipitation distincts. Les phyllosilicates des sols étudiés suivent une évolution contrôlée par les conditions climatiques et édaphiques menant à la formation d'interstratifiés illite-vermiculite (IV et IV-Al-Fe), qui représentent le stade final de transformation dans les sols du Jura. Pour finir, la dynamique des oxy-hydroxydes de fer est particulièrement étudiée au site des Amburnex. Trois sources potentielles du fer dans les formations superficielles sont identifiées et les différents mécanismes de redistribution du fer dans les sols, illustrés.

7.1. Le carbonate de calcium

Dans les sols carbonatés, il n'est pas rare d'observer des processus de dissolution et de précipitation de la calcite à l'œuvre au sein d'un même profil de sol (Callot & Dupuis, 1980). En revanche, les deux phénomènes ont lieu dans des micro-environnements distincts, dépendant de conditions édaphiques différentes. Aux sites des Amburnex et de Ballens, deux processus menant à la précipitation de carbonates secondaires ont été observés dans les sols : l'intervention de filaments fongiques induisant la formation de calcite en forme d'aiguilles et la mise en place de conditions de drainage moins efficaces suite au battement de la nappe perchée, provoquant la sursaturation de l'eau de percolation et la précipitation de cristaux de calcite microsparitique.

7.1.1. Dissolution de la calcite primaire

Les particules issues des substrats lithologiques calcaires réagissent différemment à l'altération en fonction de leur faciès et de leur composition. Ce thème, déjà traité au chapitre 5, est illustré ici par des observations micromorphologiques de la fraction fine (< 2 mm) des sols. Des exemples sont donnés par les fragments de fossiles, de calcaire, et les oolithes observés dans les horizons pédologiques et présentant des figures nettes de dissolution (figure 7.1). La dissolution de la calcite contenue dans les marnes du profil AMB 8B permet la libération du fer (sous forme d'oxy-hydroxydes) présent dans le résidu insoluble, ainsi que d'une fraction argileuse qui se réorganise dans les pores et les fissures (figure 7.1 A et B). Des particules micrométriques de calcite sont également libérées dans la porosité et sont visibles en lumière polarisée analysée (XPL). Un fragment de calcaire oolithique (Calcaire Roux) prélevé dans l'horizon IISca du profil AMB 9 montre une dissolution préférentielle des oolithes par rapport au ciment sparitique (figure 7.1 C et D). Le cortex extérieur des oolithes est attaqué en premier et provoque le déchaussement progressif de la partie centrale, alors que des quantités importantes de fer (probablement à la fois sous forme de microparticules d'oxy-hydroxydes et sous forme soluble

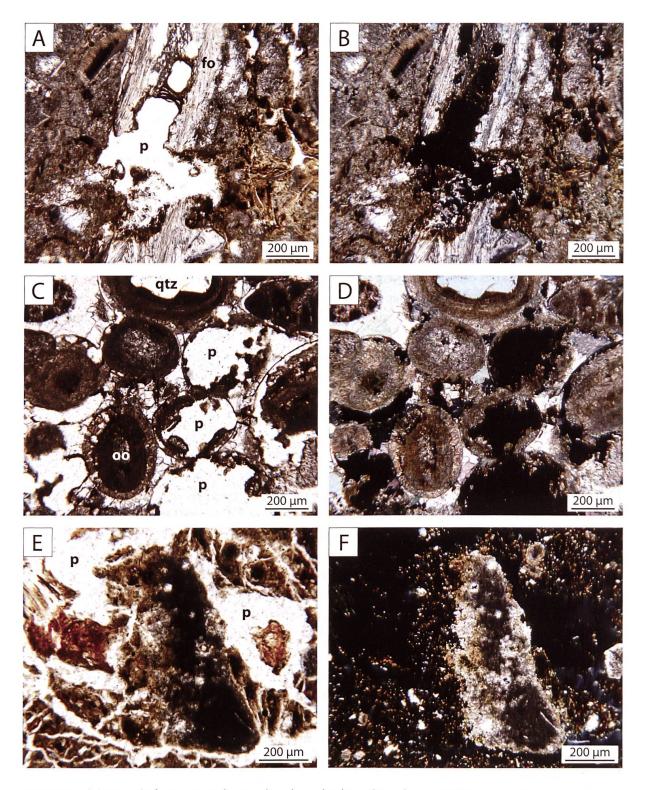


Figure 7.1. Altération de fragments calcaires dans les sols observée en lames minces. p = pore; qtz = quartz; oo = oolithe. A) Dissolution progressive d'un fragment de fossile lors de l'altération des marnes. Le fer et les argiles libérés sont redistribués dans la porosité du sol (échantillon AMB8B LM2; 50 cm de profondeur). B) Même image en XPL. En plus des marques de dissolution, des particules micrométriques de calcite sont fragmentées, libérées dans le pore, et adsorbées aux parois. C) Dissolution préférentielle des oolithes par rapport au ciment sparitique dans un fragment de Calcaire Roux. Le cortex des oolithes est dissous en suivant la zonation concentrique et permet la libération de fer (échantillon AMB9 LM1; 32 cm de profondeur). D) Même image en XPL. E) Fragment de calcaire micritique fortement attaqué par la dissolution (échantillon BAL3A LM5; 41 cm de profondeur). F) Même image en XPL. Des grains micrométriques de calcite sont libérés dans la matrice du sol, donnant un aspect pulvérulent au fragment altéré.

Fe²⁺; figure 4.15) sont libérées dans la solution du sol. Dans un autre contexte, c'est un fragment de calcaire micritique pris dans une moraine carbonatée qui subit une fragmentation, ainsi qu'une forte altération chimique suivant les zones de faiblesse du calcaire (figure 7.1 E et F). Des grains micrométriques de calcite, plus difficiles à solubiliser, sont libérés dans la matrice du sol, donnant un aspect pulvérulent au fragment calcaire. Cette fraction carbonatée pourrait être une illustration de ce qu'il est d'usage de qualifier de calcaire actif des sols (Legros, 2007).

7.1.2. Formation des carbonates secondaires

La calcite en aiguilles

Des cristaux de calcite en forme d'aiguilles sont observés en lame mince dans la porosité de l'échantillon BAL4B LM1 (7 cm de profondeur; figure 7.2). Des filaments fongiques forment un réseau autour de certains agrégats du sol et sont associés à la calcite en aiguilles (figure 7.2 A et B; BINDSCHEDLER et al., 2012; VERRECCHIA & VERRECCHIA, 1994). Des fragments de cordons fongiques sont également observés parmi les hyphes mélanisés (figure 7.2 C), alors que seule une partie du réseau de filaments polarise en XPL, révélant la forme aciculaire de la calcite

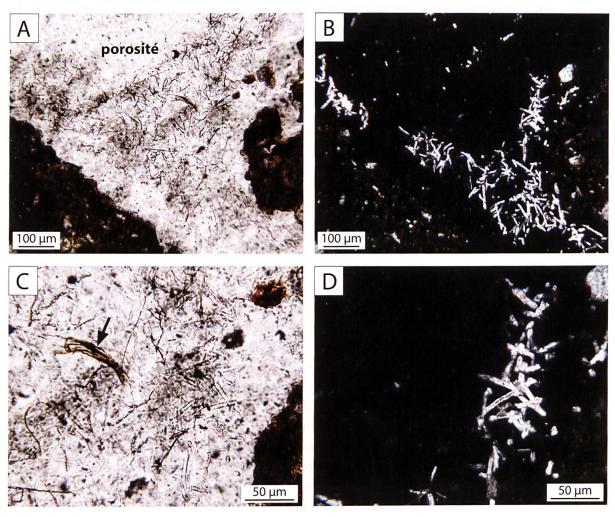


Figure 7.2. Filaments fongiques associés à de la calcite en aiguilles observés en lame mince dans la porosité de l'échantillon BAL4B LM1 (7 cm de profondeur). A) Réseau de filaments fongiques mélanisés entre deux agrégats de sol. B) Même image en XPL. Les filaments fongiques sont associés à des aiguilles de calcite. C) Agrandissement de A) montrant un fragment de cordon fongique (flèche noire). D) Même image en XPL. Le diamètre important des aiguilles de calcite (3-4 µm) est causé par la présence d'épitaxies calcitiques recouvrant la NFC (CAILLEAU et al., 2009).

(figure 7.2 D). Les aiguilles observées mesurent environ 3-4 μm de diamètre. Cette épaisseur est supérieure à celle de la calcite en aiguilles au sens stricte (*needle fibre calcite*; NFC), qui mesure 1 μm de diamètre (Bindschedler *et al.*, 2012), et pourrait indiquer la présence d'épitaxies calcitiques à la surface des aiguilles (Cailleau *et al.*, 2009; Verrecchia & Verrecchia, 1994). Dans ce cas, la NFC d'origine biogénique fongique sert de support à la précipitation physicochimique de calcite épitactique (Millière *et al.*, 2011).

Les cristaux rhomboédriques

Le profil de sol AMB 6 présente une forte concentration de nodules de carbonate secondaire dans l'horizon IICcakg, entre 38 et 130 cm de profondeur (figure 7.3 A et B). Ces nodules centimétriques (figure 7.3 C) sont généralement associés dans la matrice du sol à des taches d'oxydo-réduction causées par le battement de la nappe perchée. L'horizon IICcakg, d'un pH situé entre 8.3 et 8.4, est issu de l'altération des marnes grises dolomitiques d'Arzier, mais sa composition minéralogique est exempte de dolomite depuis la surface et ce jusqu'à 120 cm de profondeur. Les cristaux rhomboédriques de dolomite (figure 4.6 C et D) sont altérés quand la nappe est haute et chargée en CO₂ dissous. Les eaux de percolation, probablement appauvries en Mg, provoquent une dissolution préférentielle des cristaux de dolomite (par rapport à la calcite micritique) aidée par la plus grande solubilité de la dolomie à des températures < 25 °C et en conditions équivalentes de pCO₂ (Szramek et al., 2007). Ces dissolutions laissent alors place à des vides moldiques (Stoops, 2003).

Les nodules de carbonate secondaire sont formés par un entassement de cristaux rhomboédriques (figure 7.3 D et E) dans la porosité du sol. Les rhomboèdres mesurent entre 6 et 12 µm et forment ainsi une microsparite (Verrecchia & Freytet, 1989), témoin d'une cristallisation relativement lente par concentration progressive des solutions ioniques du sol lors de périodes plus sèches dominées par l'évaporation (Deocampo, 2010; Durand, 1980). Quelques grains de quartz ou d'autres éléments du squelette des marnes (par exemple quelques foraminifères) se retrouvent occasionnellement pris dans les nodules de carbonate secondaire. Néanmoins, la relative pureté des nodules semble indiquer un envahissement de la matrice du sol (marnes altérées) par les carbonates secondaires, alors que les grains résiduels du squelette sont progressivement repoussés sur les bords des nodules. La formation des nodules de carbonate secondaire dans le sol AMB 6 est un processus encore actif actuellement, comme en témoigne l'observation de revêtements de calcite, d'argiles et de fer superposés dans la porosité de l'horizon IICcakg (figure 7.4).

La composition isotopique en 13 C des nodules, du carbone inorganique dissous (CID) et de l'atmosphère du sol du profil AMB 6 a été mesurée au cours de l'année 2009/2010 (figure 7.5; Christ, 2011). Á 60 cm de profondeur, le rapport isotopique δ^{13} C de l'atmosphère du sol présente des valeurs situées entre -23.09 et -25.73‰ VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*; calcaire marin standard) au fil de l'année, alors que le CID (dont les espèces carbonatées sont dominées par HCO_3^- à pH 8.3-8.4) a une valeur moyenne de -13.83‰ \pm 0.43 VPDB pendant l'été. D'après le fractionnement ϵ donné pour une température de 10 °C (Clark & Fritz, 1997), le CO_2 de l'atmosphère du sol issu de la respiration hétérotrophe est en équilibre avec le CID, ce qui indique que la majorité du carbone inorganique dissous provient de l'activité biologique du sol. En revanche, le δ^{13} C des nodules de carbonate secondaire, mesuré à -7.81‰ \pm 0.03 VPDB, ne semble pas à l'équilibre avec le CID. En tenant compte d'un fractionnement ϵ de +3‰ entre les phases CID et précipitées de CaCO $_3$, les carbonates secondaires devraient théoriquement présenter des valeurs de δ^{13} C situées autour de -10.8‰ VPDB. Le δ^{13} C mesuré dans les nodules affiche une signature isotopique plus lourde que celle attendue. Dans ce contexte, une contribution du carbone provenant des marnes en place (δ^{13} C des calcaires marins entre

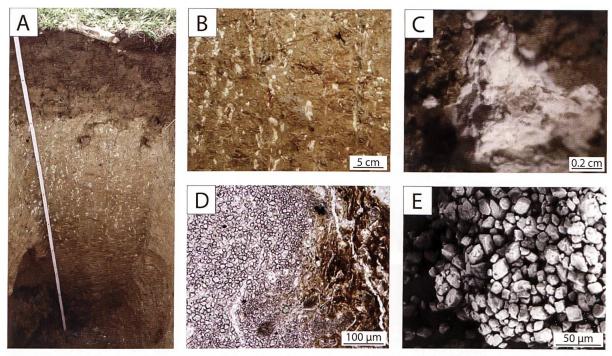


Figure 7.3. Nodules de carbonate secondaire observés dans le profil AMB 6. A) Vue générale du profil montrant le cover-bed en surface (0 à 38 cm de profondeur) nettement différencié de l'horizon d'altération des marnes IICcakg (entre 38 et 130 cm), parsemé de taches blanches constituées par les nodules de carbonate secondaire. Les horizons profonds d'altération (entre 130 et 190 cm) sont dépourvus de nodules blancs. L'ensemble repose sur les marnes grises dolomitiques d'Arzier (> 190 cm). B) Détail de l'horizon IICcakg entre 60 et 80 cm de profondeur présentant des nodules de carbonate secondaire (taches blanches) en alternance avec des taches d'oxydoréduction (taches grises et rouille). C) Nodule de carbonate secondaire d'aspect pulvérulent observé à la loupe. D) Transition entre un nodule de carbonate secondaire et la matrice du sol constituée de marnes altérées observée en lame mince (échantillon AMB6 LM3; 63 cm de profondeur). L'entassement des cristaux rhomboédriques de calcite forme une distribution relative g/f de type monique. Très peu d'éléments du squelette issus des marnes sont visibles dans les nodules de carbonate secondaire. E) Observation des cristaux rhomboédriques de calcite au SEM (Christ, 2011). Les cristaux mesurent entre 6 et 12 µm environ et constituent une microsparite.

+1.35 et +1.63‰ VPDB) peut être envisagée. Il est probable que la signature isotopique du CID (mesuré uniquement en été par Christ, 2011) évolue pendant l'année en fonction des mouvements de la nappe et de l'écoulement des eaux de percolation (Aravena et al., 1992). En conséquence, les carbonates secondaires ont pu précipiter à une période où le CID présentait des valeurs de δ^{13} C plus élevées, influencées par la dissolution des carbonates de calcium ou de magnésium contenus dans les marnes. En effet, dans un système semi-ouvert où le DIC est influencé par le CO₂ de l'atmosphère du sol et par les processus d'altération des calcaires, la composition hydrochimique des eaux de percolation évolue rapidement au cours de leur infiltration dans le sol et en fonction des conditions climatiques (JIN et al., 2009).

7.2. Les argiles minéralogiques

La transformation des phyllosilicates dans les sols des Amburnex et de Ballens est étudiée plus finement au travers des observations faites au TEM, qui permettent d'illustrer les principaux processus de l'évolution de la fraction argileuse tels que la fragmentation, l'exfoliation, l'ouverture des feuillets et la substitution des cations interfoliaires. La comparaison avec les phénomènes décrits dans des sols alpins montre que la transformation des phyllosilicates dans les sols du Jura est incomplète, principalement à cause des conditions climatiques et édaphiques non favorables à la formation active de smectite dans les sols.

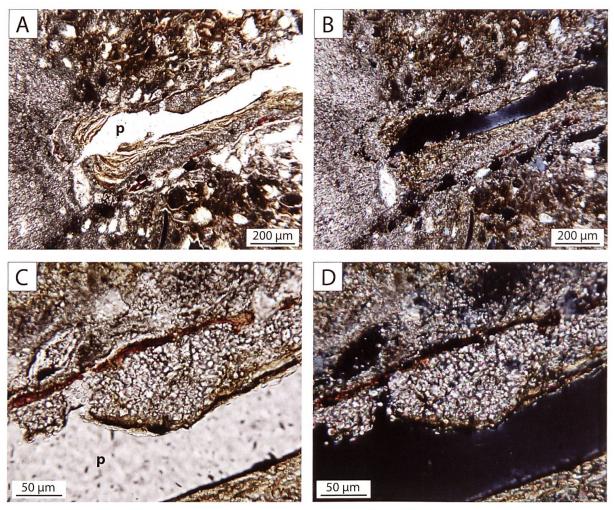


Figure 7.4. Succession de revêtements de calcite microsparitique, de fer et d'argiles dans un pore de l'échantillon AMB6 LM3 (63 cm de profondeur) observée en lame mince. p = pore. A) Pore situé à la transition entre le substrat marneux contenant de nombreux fragments de squelette (grains de quartz et de calcite) et un nodule de carbonate secondaire. Les parois du pore sont recouvertes d'une succession de revêtements de nature différente. B) Même image en XPL. Le nodule de carbonate secondaire est constitué de microsparite de calcite. Les revêtements argileux sont reconnaissables à leur extinction, bien qu'ils soient perturbés par la présence de ceux de calcite. C) Détail de A montrant le bord du pore. L'ordre chronologique de mise en place des revêtements est le suivant: i) revêtement de fer rouge-orange, ii) de calcite constituée de cristaux rhomboédriques, iii) d'argiles et iv) revêtement foncé de fer représentant la dernière phase de dépôt. D) Même image en XPL.

7.2.1. Détachement et ouverture des feuillets

La première étape d'altération des phyllosilicates dans les sols est la microdivision des cristaux de grande taille par fragmentation physique (figure 7.6 E et F), suivie de l'exfoliation de groupes de feuillets selon les plans de dissolution préférentielle (figures 7.7 A et B et 7.8; RIGHI & MEUNIER, 1995; ROMERO et al., 1992). Les petites particules ainsi formées, aux contours mal définis, se détachent ou restent adsorbées au cristal primaire (figure 7.7 C, D et E). Ces fragments subissent ensuite différents processus d'altération. La partie externe des particules est progressivement dissoute et se transforme en une phase colloïdale (gel) d'allure nuageuse (figure 7.9 D, flèche noire; ROMERO et al., 1992), permettant la libération de Al et Si dans la solution du sol (SIMAS et al., 2006). La partie interne des fragments qui se détachent subit quant à elle une ouverture des feuillets argileux (processus de vermiculitisation; ALESSANDRIA et al., 2002). Les feuillets de vermiculite ainsi formés ont un espace interfoliaire mesurant 14 Å. Cependant, la déshydratation des phyllosilicates gonflants lors des observations au TEM

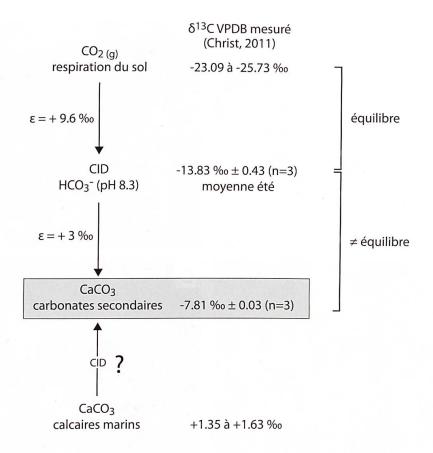


Figure 7.5. Rapport isotopique en δ^{13} C de l'atmosphère du sol et du carbone inorganique dissous (CID) dans le profil AMB 6 à 60 cm de profondeur, ainsi que des nodules de carbonate secondaire et de deux calcaires marins (adapté d'après Christ, 2011). Le fractionnement isotopique entre les différents compartiments est calculé pour une température de 10 °C (Clark & Fritz, 1997). En été, le CID est principalement influencé par la dissolution du ${\rm CO}_2$ issu de la respiration hétérotrophe du sol. Les carbonates secondaires ne sont en revanche pas en équilibre avec les valeurs estivales en δ^{13} C du CID et pourraient avoir précipité à une autre période de l'année, où le CID serait également influencé par la dissolution des carbonates marins contenus dans les marnes.

entraîne l'effondrement de l'espace interfoliaire des vermiculites (et des smectites), qui mesure alors entre 10 et 12 Å sur les images TEM à haute résolution (*High Resolution-TEM*, HRTEM; figures 7.7 E, 7.8 C et 7.9 D; RIGHI & ELSASS, 1996; VALI & HESSE, 1992).

7.2.2. Séquence d'altération des phyllosilicates dans les sols du Jura

Les micas et les chlorites sont les principaux minéraux servant de source pour la transformation des phyllosilicates dans les sols (RIGHI et al., 1993; ROMERO et al., 1992). L'altération des plagioclases peut également fournir d'importantes quantités de micas par le processus de séricitisation (figure 7.6 A et B; NEUENDORF et al., 2005). En revanche, les feldspaths potassiques sont très stables dans l'environnement édaphique et contribuent peu à l'évolution des phyllosilicates (ROMERO et al., 1992).

La séquence d'altération des phyllosilicates en climat tempéré dans des sols alpins peut être résumée de la façon suivante (MIRABELLA & EGLI, 2003; RIGHI & MEUNIER, 1995; RIGHI et al., 1993). La transformation des micas commence par le processus de vermiculitisation (expansion de l'espace interfoliaire). L'ouverture irrégulière des feuillets entraîne la formation de phyllosilicates interstratifiés illite-vermiculite (IV) ou illite-smectite (IS; Alessandria et al., 2002). Les cations interfoliaires tels que K ou Mg sont substitués par des cations échangeables comme Fe³⁺ (figure 7.9; RICH, 1956). Des polymères hydroxy-Al ou -Fe peuvent également se consti-

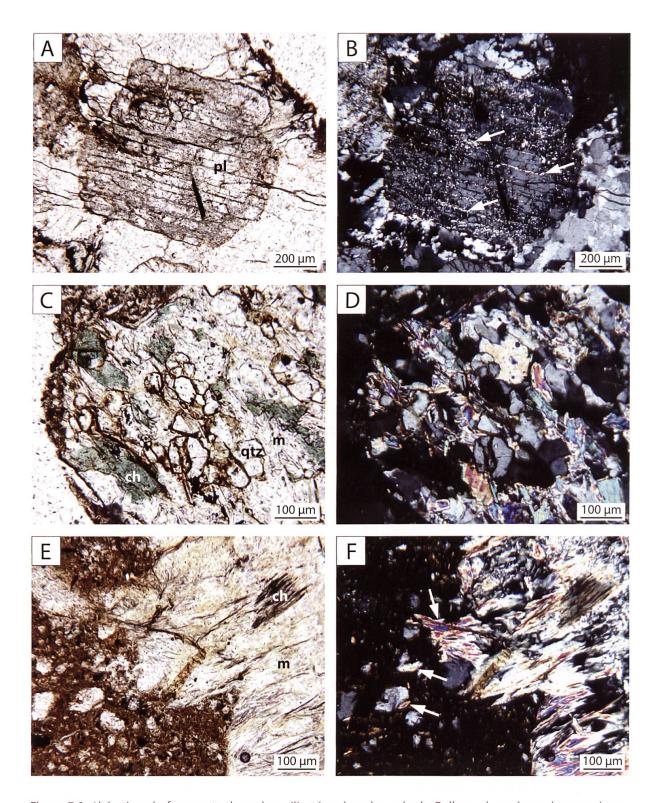


Figure 7.6. Altération de fragments de roches silicatées dans les sols de Ballens observée en lames minces. pl = plagioclase; ch = chlorite; qtz = quartz; m = mica blanc. A) Altération d'un grain de plagioclase. La dissolution suit les fissures du cristal (échantillon BAL6B LM2; 21 cm de profondeur). B) Même image en XPL montrant la formation de petites particules de micas (flèches blanches; processus de séricitisation). L'état d'altération du plagioclase est également visible par la dégradation de son extinction caractéristique. C) Altération d'une roche contenant de la chlorite, des micas blancs et du quartz. La chlorite libère de grandes quantités de fer lors de son altération, qui forment des traces de couleur rouille dans les fissures de la roche (échantillon BAL6A LM3; 32 cm de profondeur). D) Même image en XPL. E) Grain principalement composée de micas blancs subissant une fragmentation physique dans le sol (échantillon BAL6B LM2; 21 cm de profondeur). F) Même image en XPL. Les particules de mica détachées du cristal primaire sont visibles (flèches blanches).

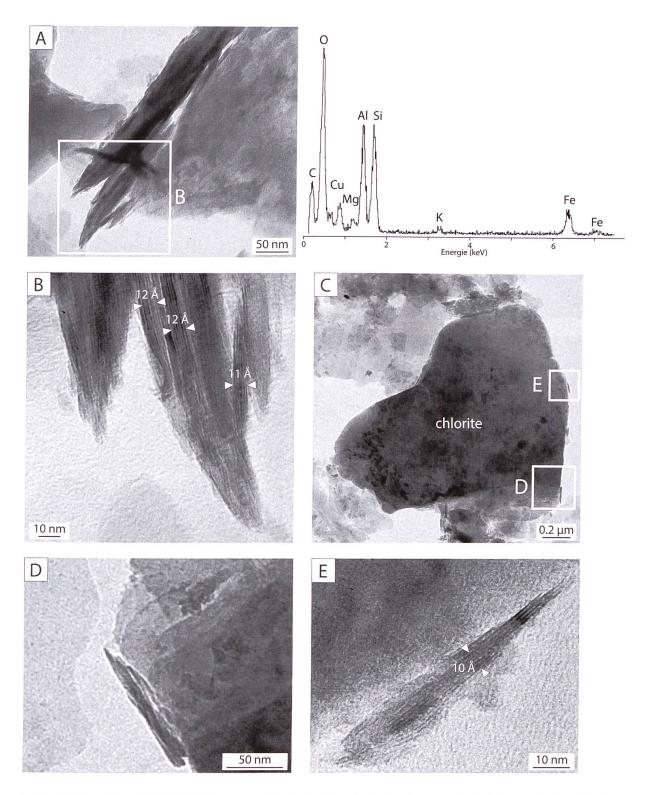
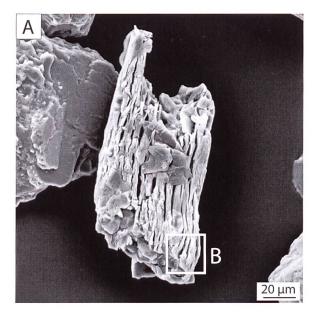
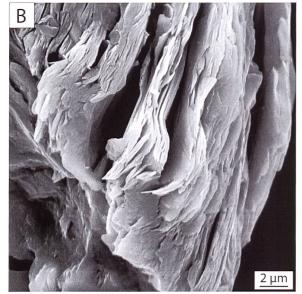


Figure 7.7. Micrographes TEM, HRTEM et composition chimique de phyllosilicates en voie de fragmentation dans les sols. L'espacement des feuillets indiqué sur les images HRTEM dans cette figure et dans les suivantes représente la moyenne donnée pour un feuillet (une bande foncée et une bande claire) calculée sur l'ensemble du faisceau indiqué entre les triangles blancs. A) Particule d'IV (?) allongée montrant le détachement de faisceaux de feuillets (échantillon BLA6A 60-80). Le spectre EDS indique la très faible proportion de potassium, probablement lixivié et en partie substitué par Fe (vermiculitisation des micas). B) Détail de A en HRTEM. Les faisceaux se détachent de manière parallèle à l'orientation des feuillets. L'espace interfoliaire de 11-12 Å mesuré résulte de l'effondrement des feuillets des IV par déshydratation (RIGHI & ELSASS, 1996; VALI & HESSE, 1992). C) Particule de chlorite (échantillon BAL6A 60-80). D) Détail de C montrant un fragment détaché du cristal primaire mais restant adsorbé à la surface. E) Détail de C en HRTEM. La particule détachée est en cours d'altération et montre un espace interfoliaire correspondant à l'illite ou à la vermiculite.





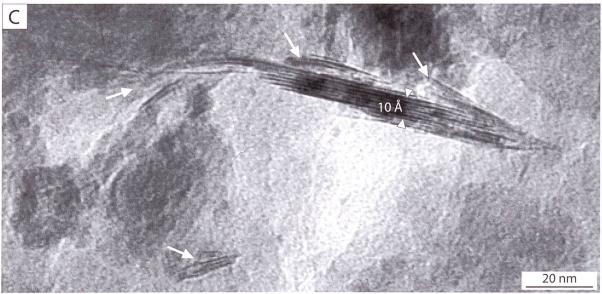


Figure 7.8. Micrographes SEM et HRTEM illustrant les processus d'ouverture des feuillets lors de l'altération des phyllosilicates dans les sols. A) Particule de mica en cours d'altération observée au SEM (échantillon BAL4B 10-20). B) Détail de A montrant l'ouverture parallèle de faisceaux de feuillets et le détachement d'écailles du cristal primaire. C) Déstructuration d'un fragment d'IV observé au HRTEM (échantillon BAL3A 50-70). L'exfoliation suit les plans atomiques et entraîne le détachement de petits groupes de feuillets, qui montrent une ouverture de leur espace interfoliaire (flèches blanches).

tuer dans l'espace interfoliaire et les phyllosilicates ainsi formés sont des vermiculites ou micas hydroxy-interfoliaire (respectivement HIV ou HIM; RIGHI *et al.*, 1993; VELDE & MEUNIER, 2008), correspondant aux IV-Al-Fe dans la présente étude. En parallèle de la substitution des cations interfoliaires se produit la perte des cations Mg²⁺ ou Fe²⁺ dans les couches octaédriques, induisant une réduction de la charge des feuillets. Ce processus intervient également dans l'altération des chlorites, qui peuvent libérer d'importantes quantités de fer (figure 7.6 C et D). La solution du sol chargée en fer dissous reste adsorbée à la particule argileuse et favorise la précipitation d'oxy-hydroxydes de fer (ferrihydrite) sur les bords du cristal primaire, dès oxydation de la solution (figure 7.10; Murakami *et al.*, 2003; Romero *et al.*, 1992). Le dernier stade d'évolution des phyllosilicates dans les sols alpins est la lixiviation des polymères hydroxy-Al et -Fe de l'espace interfoliaire et leur remplacement par H₂O, induisant la formation de smectites

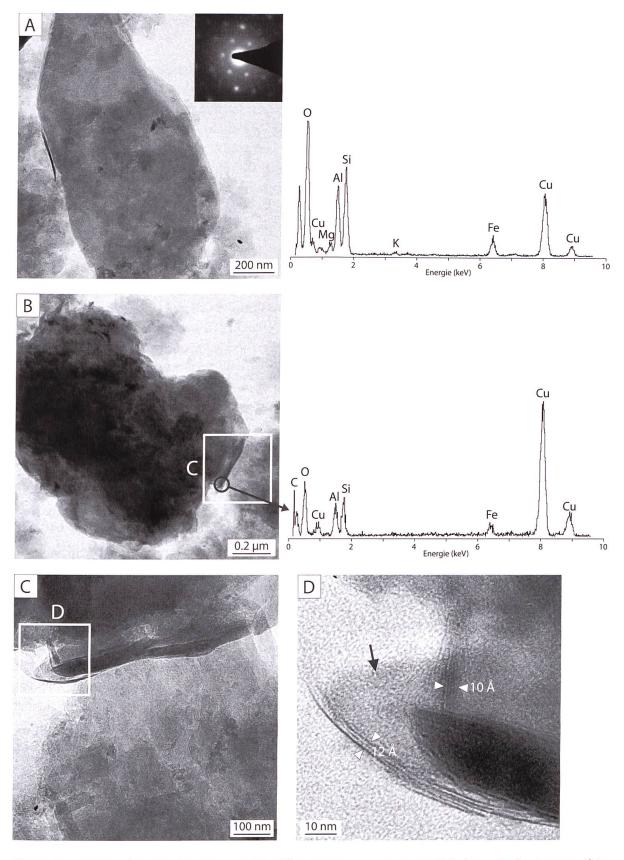


Figure 7.9. Micrographes TEM et HRTEM, micro-diffractogramme et spectres EDS de particules interstratifiées IV ou IV-Al-Fe. A) Particule encore bien structurée montrant un début de perte de cristallinité (apparition de halos en micro-diffraction électronique; échantillon BAL2 20-30). Le signal faible du K indique sa libération de l'espace interfoliaire et son remplacement par Fe. B) Autre particule provenant du même échantillon de sol. Un fragment d'IV est en train de se détacher et sa composition chimique reflète la présence de Fe comme seul cation interfoliaire. C) Détail de B montrant le fragment encore adsorbé au cristal primaire. D) Détail de C. Les faisceaux de feuillets sont désorganisés et subissent une ouverture des espaces interfoliaires. La dissolution de certaines couches argileuses entraîne la formation d'un gel colloïdal (flèche noire).

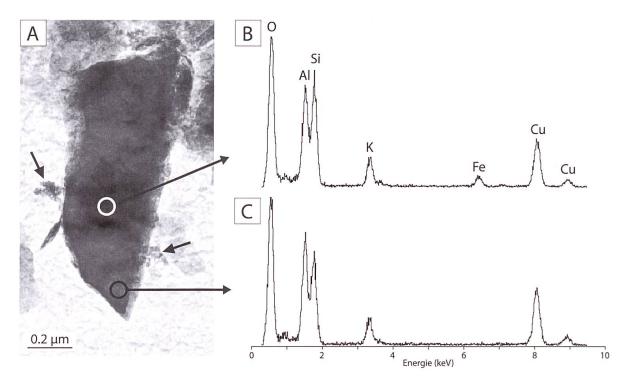


Figure 7.10. Micrographie TEM (A) et spectres EDS (B et C) d'une particule de mica provenant de l'échantillon AMB1 10-20. A la surface de la particule se forment des épitaxies d'oxy-hydroxydes de fer cryptocristallins induisant l'apparition une zone plus sombre et diffuse. Des amas d'oxy-hydroxydes sous forme de nanocristaux sont également adsorbés à la particule de phyllosilicate (flèches noires).

pédogéniques (Carnicelli et al., 1997; Mirabella et al., 2002; Righi et al., 1999). La mise en place de ce processus nécessite des conditions édaphiques très acides et drainantes, ainsi que la présence d'agents organiques complexants (chélates), correspondant au phénomène de podzolisation (Egli et al., 2008; Mirabella & Egli, 2003; Righi et al., 1999). Les smectites pédogéniques sont déjà détectables dans les podzosols alpins après 3'000 ans de pédogenèse (Egli et al., 2001). Elles se différencient cependant des smectites formées par des processus hydrothermaux et héritées du substrat de par leur moins bonne cristallinité (Egli et al., 2004).

En conditions non podzolisantes où l'altération est moins agressive, les hydroxy-Al et -Fe se maintiennent dans l'espace interfoliaire et la smectite n'est pas formée. L'évolution des phyllosilicates est en conséquence bloquée au stade d'interstratifiés IV-Al-Fe (Egli et al., 2002; Righi et al., 1993). La smectite observée dans les sols des sites d'étude présente un bon état de cristallinité (figure 4.13) témoignant de son origine héritée des substrats lithologiques. Elle est soumise aux processus de dissolution modérée ayant lieu dans les conditions édaphiques des sols étudiés et voit ses proportions diminuer entre les horizons profonds et la surface des solums (figures 4.3 et 4.4). Les micas, généralement abondants dans les matériaux autochtones, montrent également une diminution régulière vers la surface. Cette tendance indique la transformation des micas en IV et IV-Al-Fe, qui présentent quant à eux une augmentation dans les horizons superficiels. La chlorite affiche en revanche une tendance inverse à celle des micas, bien qu'elle soit soumise à des processus d'altération similaires. Dans son cas, les apports allochtones par voie éolienne ont provoqué une augmentation de la chlorite dans les horizons de surface, alors qu'elle est pratiquement absente des substrats lithologiques. En conséquence, la distribution des formations superficielles masque actuellement l'altération pédogénique des chlorites. La kaolinite, quant à elle, est héritée des substrats lithologiques calcaires et remaniée par les moraines locales, les lœss proximaux et les cover-beds. Elle est peu altérée dans les conditions édaphiques des sites

étudiés et est conservée dans les profils (Росной, 1978). Pour conclure, l'évolution des phyllosilicates dans les sols des Amburnex et de Ballens converge vers la formation d'interstratifiés IV-Al-Fe, qui constituent le dernier stade d'évolution en fonction des conditions climatiques et édaphiques actuelles (Росной, 1978). La formation de vermiculites, théoriquement possible en climat tempéré (Righi & Meunier, 1995), est perturbée par l'expansion irrégulière des feuillets argileux et la polymérisation des hydroxy-Al et -Fe dans les espaces interfoliaires. De plus, les vermiculites sont peu stables dans les sols du Jura et ne seraient pas conservées si elles se formaient, car elles représentent un stade d'évolution intermédiaire et temporaire entre les phyllosilicates primaires et les smectites (stade théorique final jamais atteint; Росной, 1978).

7.3. Les oxy-hydroxydes de fer

Certains sols des toposéquences étudiées ont une dynamique du fer très active, plus particulièrement au site des Amburnex. Les données minéralogiques et géochimiques, ainsi que les observations microscopiques (micromorphologie et TEM), permettent de distinguer plusieurs sources potentielles du fer dans les sols: les substrats lithologiques, les apports allochtones (lœss et moraines) et des matériaux remaniés probablement hérités d'anciens sols. Le fer est ensuite redistribué dans la matrice et la solution du sol en fonction des processus d'oxydo-réduction et de pédogenèse actuels. L'hydromorphie, liée à la présence de nappes perchées temporaires ou battantes, est un des processus majeurs de remobilisation du fer dans les sols des Amburnex. Dans les deux sites d'étude, les interactions entre le fer et les phyllosilicates sont un autre phénomène primordial gouvernant les dynamiques du fer dans les sols.

7.3.1. Origine du fer dans les sols étudiés

Roches autochtones

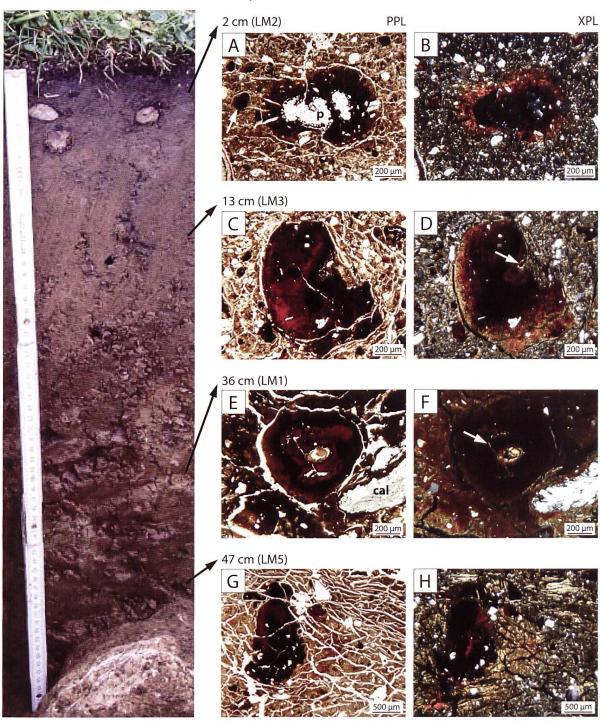
Certains calcaires contiennent d'importantes quantités de fer dans leur résidu insoluble, principalement sous forme d'oxy-hydroxydes de fer (limonite, goethite, hématite, etc.) ou de pyrite. Les roches du Kimméridgien, du Berriasien et du Valanginien comprennent des proportions variables d'oxy-hydroxydes de fer observés en lames minces (§ 4.2.3.). Certains oxy-hydroxydes de taille micrométrique identifiés dans les roches AMB7 et AMB3.1 ont une forme en étoile (goethite) ou en granules (figure 4.15). Parmi les roches calcaires prélevées à Ballens, les échantillons BAL2-R et BAL3C-R contiennent des concentrations en fer > 10'000 ppm (annexe). Les oxy-hydroxydes de fer sont libérés dans la matrice du sol au moment de l'altération des fragments calcaires (figure 7.1 A, B, C et D) et peuvent ensuite être dissous en fonction des conditions rédoxiques et d'humidité. Les battements des nappes perchées ou les remontées par capillarité permettent de redistribuer le fer dans une partie des profils de sol, malgré le fait que la majorité des sols étudiés présentent une discontinuité lithologique entre le substrat calcaire et les horizons de surface. Le remaniement de fragments calcaires dans les cover-beds ou les moraines jurassiennes permettent également un apport d'oxy-hydroxydes de fer issu des matériaux calcaires dans les horizons superficiels des sols, comme en témoigne la présence d'étoiles de goethite dans le profil AMB1 entre 10 et 20 cm de profondeur.

Apports allochtones (læss et moraines)

Des grains foncés aux contours nets, constitués probablement d'hématite et mesurant environ entre 80 et 120 µm de diamètre, sont observés en lame mince dans les horizons superficiels de plusieurs sols des Amburnex (figure 7.11 A et B, flèche blanche). Ces grains ont la même

taille que les quartz observés dans le *cover-bed* (figure 4.12 C et D) et sont vraisemblablement d'origine éolienne, tout comme les sables de quartz. Les lœss alpins sont également riches en chlorites ferrifères (figure 4.13; § 6.1.1.) pouvant libérer de grandes quantités de fer lors de leur altération. Ces mêmes minéraux se retrouvent en proportions importantes dans certaines roches cristallines des moraines alpines, de même que d'autres minéraux riches en fer tels que la magnétite (§ 4.2.4.).

AMB 7 NEOLUVISOL à caractère rédoxique



Paléosols remaniés

De gros nodules foncés et bien délimités pouvant atteindre des tailles millimétriques sont observés dans le *cover-bed* des Amburnex (figure 7.11 C et D). La quantité des grains du squelette (notamment des quartz) pris dans ces nodules de fer est significativement moindre que dans la matrice du sol, ce qui permet de les différencier des imprégnations in situ (figure 7.11 G et H). Ces nodules sont parfois incomplets ou fracturés, mais certains conservent la trace de la racine autour de laquelle ils se sont formés (figure 7.11 C et D). Ce sont de toute évidence de gros nodules d'oxy-hydroxydes de fer formés dans les sols, mais ayant subi des remaniements ultérieurs à leur formation. Par endroits, des revêtements argileux se développent actuellement dans les fissures à l'intérieur des nodules d'oxy-hydroxydes de fer (figure 7.11 E et F, flèche blanche). Des nodules similaires composés d'hématite ont été décrits dans des sols situés dans le nord-ouest du massif du Jura et sont vraisemblablement hérités d'une pédogenèse antérieure à la dernière phase glaciaire (GAIFFE & KÜBLER, 1992).

7.3.2. Redistribution et dynamiques du fer dans les sols

Processus liés à l'hydromorphie

Au site des Amburnex, la présence de bancs marneux dans les niveaux du Berriasien, du Valanginien et de l'Hauterivien permet la formation de nappes perchées temporaires dans les sols (notamment dans les profils sur marne AMB 4, 5, 6 et 8B et le profil AMB 7 en bordure des marnes d'Arzier). Les processus de solubilisation et de précipitation des oxydes de fer en fonction des conditions rédoxiques entraînent la redistribution du fer selon les battements de la nappe, formant des imprégnations de la matrice du sol le long des fissures et des hypo-revêtements autour de la porosité (Stoops *et al.*, 2010). Dans le profil AMB 7, la réorganisation du fer entraîne la formation de zones de déplétion et d'imprégnation visibles dans le profil à l'échelle macroscopique (figure 7.11, photo du profil). Observées en lames minces, ces redistributions forment des imprégnations aux contours mal définis incluant des grains du squelette en proportion similaire à celle de la matrice du sol (figure 7.11 E, F, G et H). Certains de ces grains, constitués de chlorite, de mica ou de plagioclase, semblent ainsi protégés de l'altération

Figure 7.11. Dynamique du fer dans le profil AMB 7 observée en lames minces, en fonction de la profondeur. p = pore; cal = calcédoine. A) Hypo-revêtements d'oxy-hydroxydes de fer autour d'une ancienne racine. Quelques couches de cellules « fossilisées » par les oxy-hydroxydes de fer sont encore visibles autour du pore. Dans la matrice du sol, des grains d'oxy-hydroxydes de fer d'origine éolienne (flèche blanche) ont des tailles comparables à celles des grains de quartz. B) Revêtement et hypo-revêtement autour du pore laissé par la racine, entourés par une zone de déplétion de la matrice du sol. C) Gros nodule d'oxy-hydroxydes de fer hérité d'un ancien sol se différenciant de la matrice du sol actuel par leurs contenus respectifs en éléments du squelette. Le nodule a été fragmenté et la trace de la racine, anciennement située au centre du nodule, est toujours visible. La matrice du sol alentour contient des grains de quartz et d'oxy-hydroxydes de fer éoliens d'environ 100 µm de diamètre. D) Le nodule incomplet montre une organisation la mellaire concentrique des imprégnations. Un revêtement argileux est visible dans le pore laissé par la racine (flèche blanche) et est dû à la pédogenèse actuelle. L'assemblage de biréfringence de la matrice du sol est granostrié. E) Nodule hérité d'un paléosol montrant des zonations et ne comprenant pas d'éléments du squelette. Autour du nodule, la matrice du sol est fortement imprégnée d'oxy-hydroxydes de fer (processus actuel in situ) qui intègrent les éléments du squelette tels qu'un fragment de calcédoine. F) Des revêtements argileux (flèche blanche) se développent dans les fissures et le pore central du nodule. La matrice du sol montre quant à elle une imprégnation irrégulière en oxy-hydroxydes de fer (quasi-revêtements). G) Nodules de fer très foncés probablement en partie hérités et en partie formés in situ. La matrice argileuse du sol a été détruite lors de la réalisation des lames (fissuration). H) Le plus gros nodule présente une zonation interne. La matrice du sol est imprégnée d'oxy-hydroxydes de fer au voisinage des nodules. Des revêtements argileux sont visibles sur le haut de l'image.

par la gangue d'oxy-hydroxydes de fer. La composition des grains pris dans les imprégnations indique que les précipitations d'oxy-hydroxydes de fer se sont formées *in situ*, ultérieurement au dépôt des lœss (Gaiffe & Kübler, 1992) et à la mise en place du *cover-bed*. En revanche, certains gros nodules hérités de paléosols sont tout de même conservés dans les horizons issus du *cover-bed*, étant probablement plus résistants que les grains d'origine éolienne ou que les oxy-hydroxydes de fer libérés lors de l'altération du substrat calcaire (figure 7.11 E, F, G et H).

Dans les horizons de surface de certains sols, les taches d'oxydoréduction traduisent la présence d'une mince nappe temporaire liée à la compaction du sol par le piétinement du bétail. Les oxy-hydroxydes de fer hérités sont en partie altérés et des zones de déplétion apparaissent dans la matrice du sol. Les nombreuses racines présentes exercent une succion sur la solution du sol et conduisent à des concentrations du fer dissous, qui précipite ensuite sous forme d'hyporevêtements autour des racines lors des phases d'oxydation (figure 7.11 A et B). Une fois la racine morte, l'arrivée facilitée de l'oxygène dans la porosité peut provoquer une précipitation accrue des oxy-hydroxydes de fer et une « fossilisation » des tissus végétaux encore présents (figure 7.11 A).

Processus liés aux phyllosilicates

L'altération des chlorites ferrifères contenues dans les lœss alpins ou les moraines cristallines est également une source de fer dans les sols (figure 7.6 C et D). La redistribution du fer à l'échelle nanométrique entraîne la précipitation d'épitaxies d'oxy-hydroxydes adsorbés aux phyllosilicates (figure 7.10), illustrant le processus de brunification. Les oxy-hydroxydes de fer ainsi formés constituent généralement des amas cryptocristallins à nanocristallins (ferrihydrite; figure 4.15). Dans le cas où les argiles sont lessivées dans le profil de sol (processus d'illuviation), les oxy-hydroxydes de fer adsorbés migrent avec les phyllosilicates. L'accumulation des particules argileuses dans les horizons profonds entraîne la formation de revêtements ferri-argileux dans la porosité du sol (figure 4.8 E et F). Les ions Fe²⁺ en solution peuvent également s'introduire dans les espaces interfoliaires des phyllosilicates de type IV ou IV-Al-Fe et former des polymères hydroxy-Fe (figure 7.9).

L'observation de revêtements argileux et d'imprégnations de la matrice du sol par les oxy-hydroxydes de fer suggère que les processus de redistribution du fer et de lessivage des argiles sont deux processus actuellement actifs dans les sols des Amburnex. Cependant, les mécanismes gouvernant la dynamique du fer et de l'illuviation sont fondamentalement différents (engorgement temporaire versus infiltration de l'eau). La présence de revêtements argileux dans la porosité de certains nodules d'oxy-hydroxydes de fer (figure 7.11 D et F) indique une chronologie de mise en place de ces traits pédologiques. En conséquence, les deux processus alternent probablement au cours des saisons, en fonction des dynamiques hydriques du sol et de l'écoulement de l'eau le long du versant. Cependant, il est possible qu'à l'échelle de la porosité du sol, les processus se succèdent dans le temps de la manière suivante: i) une radicelle vivante exerce une succion sur la solution du sol, ce qui entraîne l'imprégnation concentrique de la matrice du sol en oxyhydroxydes de fer, voire la formation de revêtements d'oxy-hydroxydes de fer, ii) la radicelle meurt et est dégradée, et iii) le pore ainsi créé est utilisé pour l'écoulement préférentiel des eaux de percolation, un revêtement argileux se formant alors le long des parois (figure 4.10 A et B). Selon cette hypothèse, la taille des pores (microporosité de la matrice du sol et macroporosité créée par la racine) serait décisive pour expliquer la mise en place consécutive des deux processus considérés, en accordance avec la variation saisonnière du régime hydrique.

CHAPITRE 8. DISCUSSION GÉNÉRALE

8.1. Mise en place du paysage: géomorphologie des toposéquences

La caractérisation de la nature des formations superficielles permet de comprendre la variabilité géologique des sols en fonction de l'origine des sédiments et des dynamiques responsables de leur transport (Klassen, 2009). L'organisation stratigraphique de ces formations superficielles le long de transects est révélatrice de la chronologie relative de leur mise en place (Birkeland et al., 2003; Terhorst, 2007; Terhorst et al., 2009). Sur les sites des Amburnex et de Ballens, les moraines, les lœss et les cover-beds constituent les principaux types de sédiments exogènes observés. Leur distribution le long des toposéquences, leur composition, ainsi que leurs éventuels chevauchements, permettent de reconstituer la chronologie des différentes phases de dépôt depuis le dernier maximum glaciaire.

Les moraines

L'avancée maximale des glaciers alpins et jurassiens lors de la dernière phase glaciaire eut lieu entre 30'000 et 18'000 BP environ et correspond au stade isotopique marin 2 (marine isotope stage 2, MIS 2; Coutterand, 2010; Ivy-Ochs et al., 2008). A la fin de la glaciation, le retrait du glacier du Rhône fut rapide et certaines moraines frontales situées au pied du Jura étaient déjà abandonnées vers 19'000 BP (site de Wangen, Soleure; Ivy-Ochs et al., 2004). Simultanément à la première phase de retrait du glacier du Rhône sur le flanc sud-est du Jura, les langues de la calotte jurassienne centrée sur la vallée de Joux accusèrent une légère ré-avancée, de sorte que par endroitss les moraines jurassiennes recouvrent les dépôts d'origine alpine (Arn, 1984; Arn & Campy, 1990). La calotte jurassienne fondit à son tour en suivant plusieurs stades de retrait et disparut complètement de la vallée de Joux avant 15'000 BP (Buoncristiani & Campy, 2004). Le lac de Neuchâtel était quant à lui déjà dégelé à partir de 17'000 BP environ (Ivy-Ochs et al., 2004) et des traces de pollen, de plantes, d'insectes et de mollusques datant du Dryas ancien ont été retrouvées dans les sédiments lacustres, indiquant la présence d'un climat arctique (HADORN et al., 2002; Magny et al., 2003). Durant cette même période se forma le Ballens glaciofluvial complex sur le plateau de Bière à proximité du site de Ballens. Cet ensemble constitué de sédiments de transition entre des environnements fluvio-glaciaires et glacio-lacustres fut probablement alimenté par les eaux de fonte des deux glaciers, alpin et jurassien (Fiore, 2007). Dans les alentours, des dépôts morainiques en forme d'hummocks résultent des oscillations du glacier du Rhône pendant son retrait vers le Plateau suisse (FIORE, 2007).

Le continuum de dépôts morainiques identifié le long de la toposéquence de Ballens date de la phase d'extension maximale des glaciers et résulte des mélanges de sédiments lors des fluctuations de la zone de rencontre entre le glacier du Rhône et les langues de la calotte jurassienne. La poche de moraine cristalline entièrement décarbonatée (profil BAL 6A) située à mi-versant est probablement constituée de sédiments plus anciens, déjà fortement altérés lors de la période interglaciaire Riss-Würm et remaniés par les glaciers alpins au LGM (§ 6.2.1.). De tels dépôts silicatés acides ont été observés plus loin sur le versant à des altitudes similaires (entre 900 et 1 000 m environ). Dans le profil BAL 7, deux dépôts de sédiments (une moraine mixte en profondeur et un dépôt silicaté en surface) ont été identifiés, séparés par un horizon S enfoui. Selon cette hypothèse, un paléosol s'est développé dans la moraine mixte lors d'une période climatique plus clémente, probablement durant le Bølling et l'Allerød, puis a été recouvert par un dépôt silicaté. Ce dépôt de surface ne peut être attribué à une ré-avancée des glaciers, qui avaient disparu du pied du Jura depuis le Dryas ancien, mais résulte probablement du remaniement de sédiments

morainiques silicatés par les processus périglaciaires lors de la phase plus froide du Dryas récent. Cependant, l'origine de cet horizon enfoui, hérité d'une pédogenèse ancienne ou résultant de transferts de matières actuels ou récents (par exemple liés à des processus de podzolisation), devrait encore être confirmée par des analyses complémentaires comme discuté dans le chapitre 6. Finalement, dans le profil CHX, les dépôts fluvio-glaciaires identifiés dans les horizons profonds pourraient dater de la même époque que le *Ballens glaciofluvial complex* (c'est-à-dire le Dryas ancien), à condition qu'ils appartiennent effectivement au même complexe de sédiments. Dans ce cas, le mince dépôt de moraine mixte (environ 1 m) surmontant les dépôts fluvio-glaciaires pourrait avoir été mis en place lors d'une phase de ré-avancée des glaciers, postérieurement à leur phase d'extension maximale. Pour conclure, les dépôts morainiques décrits dans les sols de Ballens et des Amburnex (profil AMB 1) datent de la phase d'avancée maximale des glaciers lors du LGM et des premiers stades de retrait, représentés par les fluctuations des masses de glace et les mélanges de sédiments glaciaires. Dans les profils se développant sur moraines carbonatées, mixtes ou cristallines, les dépôts morainiques recouvrent entièrement la roche en place et constituent des formations superficielles profondes, exception faite du profil CHX.

Les lœss

Le dépôt des lœss alpins sur le Jura s'est produit à la fin de la dernière phase glaciaire, durant le Tardiglaciaire (Pochon, 1978). Pendant cette période étaient réunies les trois conditions nécessaires à la formation de dépôts lœssiques: un bassin d'alimentation, un climat aride ou semi-aride et des zones topographiques favorables à l'accumulation des poussières éoliennes (Pye, 1987). Les plaines du Plateau suisse étaient libres de glaces à partir du Dryas ancien (Ivy-Ochs et al., 2004) et recouvertes de « farine glaciaire » constituée de matériaux broyés par la pression des glaciers. Ces zones représentaient une source de déflation adéquate pour les poussières éoliennes, emportées par les vents catabatiques (Dewolf & Bourrié, 2008; Muhs, 2013). En effet, le climat semi-aride de type périglaciaire régnant lors du Dryas ancien, ainsi que pendant le Dryas récent, permettait le développement d'une végétation steppique éparse et rase sur le Plateau suisse laissant subsister des zones dénudées (Van Vliet-Lanoë, 2005). La décarbonatation des lœss déposés sur les crêtes du Jura put se produire de manière simultanée avec le dépôt des particules, à condition que le taux de sédimentation fût assez bas (Muhs & BUDAHN, 2006). Inversement, un taux de sédimentation élevé a pu momentanément empêcher l'installation de la végétation et la mise en place de processus de pédogenèse tels que la décarbonatation, étant donné que le dépôt des lœss et la pédogenèse peuvent être considérés comme des processus compétitifs (Muns et al., 2004). Dans ce cas, la décarbonatation serait intervenue lors des premières phases de pédogenèse avec l'installation de la toundra (Van Vliet-Lanoë, 2005). Les différentes populations de grains homométriques (20-30 μm et 80-100 μm) observées dans les dépôts superficiels des sites des Amburnex et de Ballens suggèrent la contribution de plusieurs apports lœssiques, amenés par des vents d'intensité et/ou de sources variables. Des épisodes tempétueux sont envisagés pour expliquer la présence de sables (350-500 μm), qui auraient migré par saltation (BIRKELAND, 1999; PyE, 1987) depuis des sources proximales situées au pied sud-est du Jura. En effet, l'occurrence de ces sables dans les horizons les plus superficiels des sols des Amburnex favorise une provenance éolienne, au détriment de la contribution d'une source sous-jacente par des processus de bioturbation (Schaetzl & Luehmann, 2013). En conclusion, les dépôts de lœss d'origine alpine sur le Jura ont probablement eu lieu pendant le Dryas ancien et/ou le Dryas récent. Des épisodes d'éolisation distincts sont envisageables pendant ces deux périodes, à condition que le Plateau suisse se soit retrouvé suffisamment dénudé pour constituer une source de déflation efficace lors du Dryas récent.

Les cover-beds

Les cover-beds décrits sur les sites des Amburnex et de Ballens résultent du mélange de matériaux provenant de la roche calcaire en place (cryoclastes, résidu d'altération), des lœss et des moraines jurassiennes, mixtes et alpines. En conséquence, la formation des cover-beds est postérieure ou au plus tôt péné-simultanée au dépôt des lœss sur le Jura. D'après la classification des cover-beds en trois couches distinctes (Kleber, 1992, 1997), les dépôts de surface présents sur les sites d'études correspondent à la couche superficielle ou 'Upper layer'. Cette couche solifluée couvre la majorité des paysages modelés par les dynamiques périglaciaires de l'Europe centrale d'une épaisseur relativement constante de 40-70 cm et sa composition est variable, mis à part une présence ubiquiste de particules d'origine éolienne (MAILÄNDER & VEIT, 2001). La 'Upper layer' est considérée comme datant du Dryas récent (MAILÄNDER & VEIT, 2001) et peut être utilisée comme marqueur de la transition Pléistocène-Holocène dans les séries de sédiments récents (Terhorst, 2007; Terhorst et al., 2009). En effet, la présence de cendres volcaniques de Laacher See (Laacher See Tephra), détectée dans la couche 'Upper layer' à l'ouest de l'Allemagne et en Autriche (Terhorst, 2007; Terhorst et al., 2009), permet de dater la mise en place du cover-bed après l'éruption, qui eut lieu vers 12'900 BP à la fin de l'Allerød (Baales et al., 2002). Les nuages de cendre ont vraisemblablement atteint les montagnes du Jura (SCHMINCKE et al., 1999), mais des évidences de ces dépôts n'ont pas été recherchées dans les profils étudiés. Les deux autres couches des cover-beds, la couche 'Intermediate layer' principalement composée de lœss et celle de la 'Basal layer' constituée de fragments de roches locales ayant subi des remaniements par les processus de versant (Kleber, 1992, 1997), n'ont pas été caractérisées aussi précisément que la couche 'Upper layer' sur les toposéquences des Amburnex et de Ballens. Il est probable que les dépôts de lœss n'aient pas été assez importants pour permettre la formation d'une couche 'Intermediate layer' bien individualisée et continue, étant donné que les particules éoliennes ont été majoritairement mélangées à d'autres dépôts sédimentaires. Néanmoins, les dépôts de lœss remobilisés observés dans les profils BAL 2 et BAL 3C pourraient correspondre à la description de cette couche des cover-beds. La couche 'Basal layer', quant à elle, n'a pas été détectée dans les profils étudiés, probablement à cause du fort impact des dynamiques glaciaires sur les toposéquences. Des investigations plus précises pourraient être entreprises dans les profils situés sur roche calcaire en place afin de rechercher l'existence de cette couche. En conclusion, les cover-beds ('Upper layer') décrits sur les sites d'études datent probablement du Dryas récent (entre 12'600 et 11'500 BP environ) et représentent les derniers dépôts sédimentaires redistribués sur les toposéquences. Selon cette hypothèse, les sols ayant pu se développer durant la période du Bølling et de l'Allerød (entre 14'500 et 12'600 BP environ) ont été érodés ou recouverts par les nouveaux sédiments de surface. La pédogenèse mise en place dans les sédiments observés actuellement et hérités de la dernière phase froide du Dryas récent n'a en conséquence pu commencer qu'au moment de l'amélioration climatique correspondant à l'entrée dans l'Holocène, c'est-à-dire à 11'500 BP.

La distribution des formations superficielles sur les versants étudiés reflète les changements du climat depuis le LGM, qui eux-mêmes conditionnent les cycles de bio-rhexistasie et les modifications des processus et des énergies à l'œuvre dans l'environnement (figure 8.1). Lors de la dernière phase de glaciation, les processus glaciaires et périglaciaires remodèlent le paysage. En cette période de rhexistasie, l'activité biologique est quasiment nulle et les dynamiques géomorphologiques sont très fortes, entraînant la formation de moraines et altérant physiquement les roches. Avec le réchauffement du climat au Tardiglaciaire, les glaciers alpins et jurassiens fondent et se retirent. La redistribution des sédiments glaciaires par les processus fluvio-glaciaires, éoliens et périglaciaires provoque la formation de dépôts fluvio-glaciaires, lœssiques

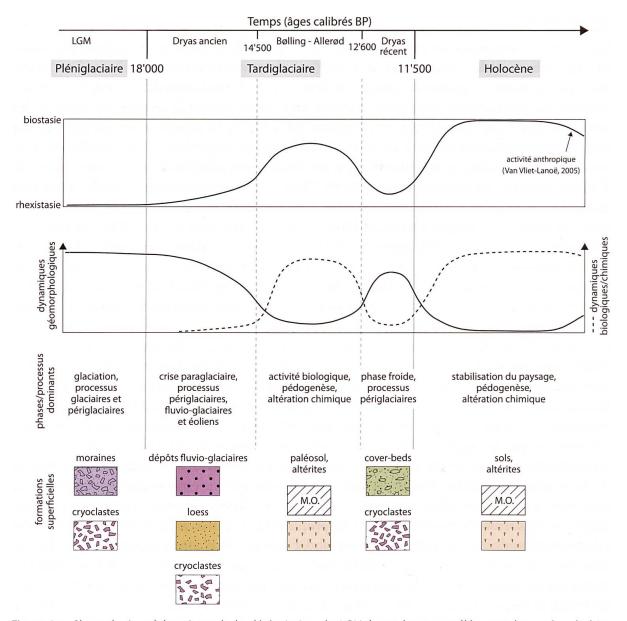


Figure 8.1. Chronologie schématique de la déglaciation du LGM à nos jours, corrélée avec les cycles de biorhexistasie et l'alternance des dynamiques géomorphologiques (mécaniques) et biologiques/chimiques à l'œuvre dans le paysage. En fonction des fluctuations climatiques et géomorphologiques, les processus glaciaires, périglaciaires, fluvio-glaciaires, éoliens et pédogéniques se succèdent dans l'évolution du paysage et induisent la formation de sédiments distincts. M.O. = matière organique.

ou soliflués lors du Dryas ancien (crise paraglaciaire). La flore et la faune pionnières s'installent progressivement sur les sédiments nus et l'altération chimique reprend. L'amélioration climatique du Bølling et de l'Allerød permet le développement de landes à bouleau, pin et genévrier (Gauthier, 2004; Van Vliet-Lanoë, 2005). Les sédiments sont progressivement stabilisés et la pédogenèse s'amplifie, accentuant l'altération chimique des dépôts minéraux et l'accumulation de matière organique dans les sols. La phase froide du Dryas récent entraîne un remplacement des formations végétales antérieures par des steppes à la végétation rase et discontinue. Les pentes sont déstabilisées à nouveau et les processus périglaciaires remobilisent les sédiments et les sols, provoquant la mise en place des cover-beds ('Upper layer') le long des versants. Finalement, le climat se réchauffe lors de l'entrée dans l'Holocène. Les forêts recouvrent la majorité du paysage et stabilisent les versants. L'altération physique diminue fortement et est substituée par l'altération chimique, elle-même stimulée par l'accroissement de l'activité

biologique (période de biostasie). La pédogenèse est active dans les formations superficielles héritées des phases froides antérieures et les matériaux minéraux parentaux sont altérés et structurés. Les activités anthropiques se développent également à partir de la période de l'Atlantique ancien (débutant à environ 8'000 BP; GAUTHIER, 2004). L'impact de l'homme sur la végétation et les sols s'intensifie, si bien que l'érosion s'accroît à nouveau, « entraînant un retour précoce de la rhexistasie à un régime érosif de début glaciaire, après la période de stabilité biogénique de l'interglaciaire actuel » (VAN VLIET-LANOË, 2005).

8.2. Étude des matériaux parentaux complexes

Depuis la sortie de la dernière phase glaciaire, la pédogenèse holocène se développe dans des sédiments de nature diverse et dont les séquences varient spatialement, en fonction des dynamiques ayant modelé le paysage. Dans ce contexte de mosaïque formée par la couverture sédimentaire, comment évaluer l'influence des formations superficielles sur la pédogenèse, en tant que matériaux parentaux complexes?

Les indices géochimiques d'altération

Le calcul d'indices d'altération fondés sur la composition géochimique des matériaux minéraux est souvent utilisé pour étudier les profils d'altération de la régolithe. Les différents indices existant peuvent être appliqués à des roches métamorphiques hétérogènes (PRICE & VELBEL, 2003), à des roches sédimentaires (FEDO et al., 1995) ou à des séquences de læss-paléosols (Buggle et al., 2011). L'utilisation des indices d'altération a également été étendue à l'étude de profils de sol en calculant des facteurs d'enrichissement/appauvrissement (Brantley et al., 2007; EGLI & FITZE, 2000). Cependant, dans tous les cas de figure, le calcul d'un indice pour une couche minérale (ou une couche de sol) donnée doit obligatoirement se référer à un matériau non altéré. Cette condition peut être remplie en étudiant un profil d'altération se développant dans un matériau parental homogène. Dans le cas des sédiments terrestres (par exemple des dépôts de lœss ou des sédiments morainiques), la couche la moins altérée du dépôt peut être utilisée comme référence pour le matériel parental d'origine, en assumant l'homogénéité du sédiment (Buggle et al., 2011; Dahms et al., 2012; Egli & Fitze, 2000; Egli et al., 2003). Cependant, la présence de discontinuités lithologiques entre les sédiments et la roche substrat, ou entre des dépôts sédimentaires successifs, affecte fortement l'application des indices géochimiques. Dans ce cas, des références pour le matériel parental doivent être trouvées dans l'environnement proche du profil étudié, dans des dépôts minéraux similaires n'ayant pas (ou peu) été modifiés par la pédogenèse (par exemple des dépôts éoliens récents ou des sédiments de plage; Chadwick et al., 1990; Merritts et al., 1992). En conséquence, les différents matériaux parentaux doivent être identifiés et caractérisés précisément avant de procéder aux calculs d'indices d'altération.

Sur les sites des Amburnex et de Ballens, de nombreuses discontinuités lithologiques sont détectées entre les diverses formations superficielles et la roche en place. De plus, des mélanges complexes de sédiments se sont produits le long des toposéquence sous l'action des dynamiques glaciaires et périglaciaires à l'œuvre lors de la dernière phase de glaciation. En conséquence, quels devraient être les matériaux parentaux de référence à utiliser dans le but de calculer des indices géochimiques d'altération? Dans ce contexte de couverture sédimentaire hétérogène, la variation des indices d'altération refléterait plus vraisemblablement la composition des différents matériaux parentaux, plutôt que les effets de la pédogenèse et de l'altération. Par exemple,

les indices géochimiques calculant l'altération des plagioclases ou des feldspaths potassiques seraient fortement perturbés par la faible quantité de ces minéraux présents dans le substrat calcaire, en comparaison des horizons de surface des sols influencés par des matériaux allochtones. De même en ce qui concerne l'utilisation d'indices de « type Na » (« Na-type » indices), les résultats seraient biaisés par le fait que cet élément est absent des roches calcaires étudiées, mais se retrouve en grandes quantités dans certains dépôts de moraine alpine ou de cover-bed. De plus, les indices géochimiques utilisant Ca prennent en compte le Ca lié aux matériaux silicatés (CaO*), qui doit être différencié du Ca lié aux carbonates. La contribution respective de chacune des deux sources de Ca doit être discriminée avant de pouvoir procéder à des calculs d'indices d'altération en domaine carbonaté (Buggle et al., 2011). En conséquence, les différents éléments chimiques impliqués dans les calculs d'indices doivent être considérés attentivement avant d'être utilisés, afin de déterminer quels effets sont réellement mesurés de l'influence de la composition minéralogique et géochimique de sédiments distincts ou de l'impact des processus d'altération agissant sur la régolithe (MUNROE et al., 2007). En conséquence, l'application d'indices géochimiques d'altération aux sols des toposéquences étudiées est considérée comme n'étant pas nécessairement la méthode la plus appropriée au regard des mélanges complexes de sédiments. Le seul profil de sol où le calcul d'indices géochimiques d'altération serait possible est le sol BAL 6A, car il présente des compositions minéralogiques et géochimiques relativement homogènes entre les horizons. Cependant, la moraine cristalline décarbonatée qui compose le matériel parental de ce sol a déjà subi une altération intense lors d'une vraisemblable phase de pédogenèse antérieure et les indices présentent des valeurs uniformes en fonction de la profondeur, reflétant l'état d'altération avancé du profil plutôt qu'un gradient entre du matériel frais (qui n'existe pas dans ce profil) et le sol en surface.

Dans ce contexte où les matériaux parentaux des sols sont hétérogènes et constitués de formations superficielles variées, l'utilisation d'un paramètre unique comme ceux fondés sur la composition géochimique n'apparaît pas suffisante pour décrire les dynamiques d'altération à l'œuvre. Il en va de même pour la composition minéralogique ou granulométrique des sédiments, alors que la discrimination entre les phases héritées des substrats et transformées dans le sol est parfois difficile à établir. D'autres propriétés édaphiques comme le pH ou la structure sont fortement dépendantes des processus pédogéniques et ne peuvent être rattachées de manière directe et linéaire à l'altération des matériaux minéraux (Schaetzl & Anderson, 2005). En conséquence, une approche holistique est nécessaire pour évaluer l'influence des formations superficielles sur l'évolution des sols, en combinant les résultats analytiques aux observations de terrain (Brantley et al., 2011).

Études de sols aux matériaux parentaux complexes

Parmi les nombreuses études traitant de la nature multiple du matériel parental des sols, des critères multiples, qu'ils soient géochimiques (ratios, terres rares, etc.; Muhs & Budahn, 2006; Munroe et al., 2007), minéralogiques (Muhs & Benedict, 2006; Muhs et al., 2007) ou granulométriques (Schaetzl, 2008; Schaetzl & Luehmann, 2013) ont été recherchés dans le but de comparer le sol, ou les formations superficielles, avec la roche-substrat. Par exemple, Munroe et al. (2007) étudièrent des sols alpins (Vermont, USA) se développant à partir de la roche en place (schistes à chlorite, mica et grenat du Cambrien) et dans lesquels de faibles quantités de lœss datant du LGM furent identifiées grâce aux concentrations en éléments traces. De plus, la contribution de poussières actuelles (originaires de l'agriculture et du trafic routier) fut mise en évidence par l'observation d'un enrichissement en Ca et en Na dans les horizons de surface, contrairement aux distributions attendues au vu des processus pédologiques en cours

(lixiviation des cations). Dans le cas d'autres sols alpins développés sur moraine (Colorado, USA), Muhs & Benedict (2006) purent différencier la double origine éolienne et morainique du matériel parental des horizons de surface en analysant la composition géochimique et minéralogique de fractions granulométriques distinctes, respectivement limoneuse et sableuse. En Alaska, plusieurs apports ayant participé à la formation de dépôts lœssiques ont pu être discriminés grâce à la comparaison des compositions géochimiques des sols avec celles des sources potentielles des lœss (Muhs et al., 2004). L'analyse des terres rares et l'utilisation de ratios géochimiques et de traitements statistiques multivariés permirent ensuite d'estimer la proportion de matériaux lœssiques issue de chacune des trois sources de déflation constituées par des systèmes fluviatiles (Muhs & Budahn, 2006). En revanche, dans un contexte où les dépôts sédimentaires sont superposés et délimités par des discontinuités lithologiques, la stratification de ces dépôts permet de reconstituer une chronologie relative (voire absolue dans certains cas) des événements ayant marqué l'histoire du paysage. C'est le cas notamment des dépôts de lœss situés sur des moraines datant de la dernière phase glaciaire (Schaetzl, 2008; Schaetzl & Luehmann, 2013), ou des successions entre la roche en place, les lœss et les *cover-beds* en Europe, les derniers marquant le passage du Pléistocène à l'Holocène et servant de matériel parental aux sols actuels (Terhorst, 2007; Terhorst et al., 2009). La succession de tels dépôts sédimentaires a des impacts variés sur le développement des sols, en fonction notamment de la fréquence, de la texture et de la composition des nouveaux apports. Les sols existant préalablement sont érodés ou recouverts et peuvent être ainsi « rajeunis » (comme par exemple dans le cas des sols alluviaux; Bullinger-Weber et al., 2007; Guenat et al., 1999) ou voir leur pédogenèse réorientée vers une nouvelle voie au regard d'apports minéralogiquement distincts des sédiments sous-jacents (par exemple un Podzosol se développant dans un dépôt de silex, surmontant un ancien sol brunifié développé dans un dépôt de lœss; Martignier et al., 2007). Des apports de particules éoliennes en surface des sols permettent quant à eux de recharger la matrice du sol en éléments nutritifs, par exemple en cations alcalins et alcalino-terreux facilement lixiviés et perdus lors de la pédogenèse (Likens et al., 1998; Muhs & Benedict, 2006). Ces particules éoliennes, de texture généralement limoneuse, constituent en outre un apport en fractions fines permettant la constitution de sols plus épais et fertiles, notamment dans les régions où la roche-substrat est constituée de calcaires purs relâchant peu de résidus d'altération. C'est par exemple le cas des poussières du Sahara, qui contribuent de façon significative au matériel parental des sols des îles de l'ouest de l'océan Atlantique et de la région méditerranéenne (Muhs et al., 2007; Yaalon,

Dans le contexte des sites des Amburnex et de Ballens, les matériaux minéraux parentaux sont constitués de successions de dépôts sédimentaires, souvent individualisés par des discontinuités lithologiques, dont certains sont eux-mêmes constitués de mélanges entre des phases minérales d'origines distinctes. En conséquence, l'étude de ces formations superficielles mixtes et imbriquées a nécessité de décomposer le système en « briques » élémentaires. Trois matériaux de référence constituent les entrées du système. Ils représentent les sédiments apportés ou déjà présents sur les sites d'études avant qu'ils ne soient mélangés les uns avec les autres: le substrat calcaire (roches, marnes), la moraine alpine cristalline et les lœss d'origine alpine (figure 8.2). Les mélanges entre ces matériaux de base entraînent la formation de sédiments mixtes, constituant une deuxième génération de « briques » telles que les moraines mixtes, les dépôts fluvioglaciaires ou les cover-beds. Ensuite, l'assemblage et la combinaison de ces « briques » permettent d'expliquer la variabilité des profils de sols étudiés, en fonction des séquences de formations superficielles identifiées. Dans le système étudié, l'épaisseur des sédiments constitue un facteur limitant « l'empilement » des matériaux et rend certaines combinaisons caduques. Par exemple,

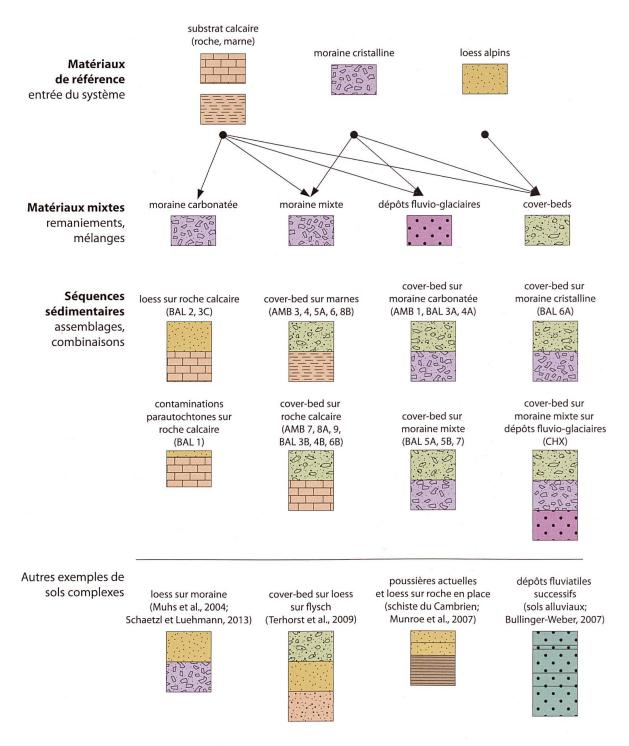


Figure 8.2. Représentation des types de formations superficielles et des séquences sédimentaires observées sur les sites des Amburnex et de Ballens, en fonction des profils de sol étudiés. Des exemples de sols aux matériaux parentaux complexes tirés de la littérature sont illustrés.

la roche calcaire, en tant que substrat lithologique, est toujours présente sous les dépôts morainiques mais elle n'est plus représentée dans la succession des formations superficielles, étant donné que l'épaisseur de la moraine est généralement suffisante pour que la roche en place « n'existe plus » au regard du sol.

8.3. Influence des formations superficielles sur les dynamiques de pédogenèse

La répartition des formations superficielles le long des deux toposéquences contrôle la distribution des minéraux et des éléments dans les matériaux parentaux des sols (figure 8.3; Klassen, 2009). Les matériaux de référence sont caractérisés par leur composition en minéraux dominants, dans la fraction totale et < 2 µm, ainsi que par l'abondance relative des éléments chimiques majeurs (chapitres 5 et 6). La nature de ces matériaux parentaux, et notamment la disponibilité des éléments géochimiques jouant un rôle important dans la pédogenèse tels que Ca, Fe ou Al, influence les processus pédogénétiques pouvant se mettre en place (figure 8.4). L'orientation de la pédogenèse dans ces différentes voies d'évolution est principalement contrôlée par l'épaisseur des dépôts non carbonatés (cover-beds, RI des calcaires, moraines, etc.) et la distribution des fragments calcaires au sein des formations superficielles (figure 8.5). Ces dynamiques de pédogenèse engendrent des conditions édaphiques distinctes, qui vont agir en retour sur la fraction minérale des sols en altérant ou en transformant les différentes phases (chapitre 7).

Trois dynamiques principales de pédogenèse

Les trois voies majeures de pédogenèse observées dans les sols des Amburnex et de Ballens sont dirigées par trois éléments principaux, pouvant être rattachés aux trois matériaux de référence des formations superficielles. Ces voies d'évolution théoriques représentent la tendance générale du développement des sols du Jura, sur une échelle temporelle de plusieurs dizaines de milliers d'années. Les substrats comprenant des fragments de roche calcaire (roche en place fracturée, cryoclastes, moraines carbonatées, cover-beds) ou constitués de marnes sont régis par des dynamiques de pédogenèse influencées par les ions Ca²⁺ et CO₃²⁻, libérés lors de la dissolution de la calcite. Ces sols ont généralement des pH nettement alcalins, tamponnés par les équilibres entre les espèces carbonatées, et subissent une décarbonatation et une décalcification depuis les horizons de surface. Les grandes réserves en calcite contenues dans le squelette de ces sols permettent une recharge de la solution du sol et du complexe argilo-humique en calcium et en cations alcalins et alcalino-terreux, en fonction de la composition des calcaires. Les phyllosilicates contenues dans le résidu insoluble de la roche sont libérées (principalement des micas, des smectites et de la kaolinite en fonction des bancs calcaires). Les micas et les smectites subissent une altération modérée entraînant la substitution des cations interfoliaires par des polymères hydroxy-Al ou -Fe et aboutissant à la formation d'interstratifiés IV ou IV-Al-Fe, alors que la kaolinite reste stable dans les sols étudiés.

Dans les dépôts de lœss, l'apport de minéraux allochtones induit la présence d'éléments géochimiques supplémentaires. Le fer est notamment abondant et joue un rôle important dans les processus de brunification qui se mettent en place dans les sols influencés par les apports éoliens (en place, remobilisés ou mélangés dans le cover-bed). En conséquence de la faible épaisseur des lœss déposés sur le Jura, les substrats calcaires ou leurs fragments présents sous les lœss influencent encore le développement des sols, notamment par des remontées d'éléments au travers des processus de bioturbation (Havlicek et al., 1998; Michalet & Bruckert, 1986). Ces sols sont décarbonatés et modérément acides. Néanmoins, ces conditions permettent la mise en place de processus de lessivage des argiles, souvent peu exprimés sur le terrain mais discernables en lames minces par la présence de revêtements argileux sur les parois des pores des horizons profonds. L'apport de minéraux allochtones tels que les feldspaths potassiques, les plagioclases ou les chlorites fournit des matériaux variés pour l'altération. Cependant, l'évolution des phyl-

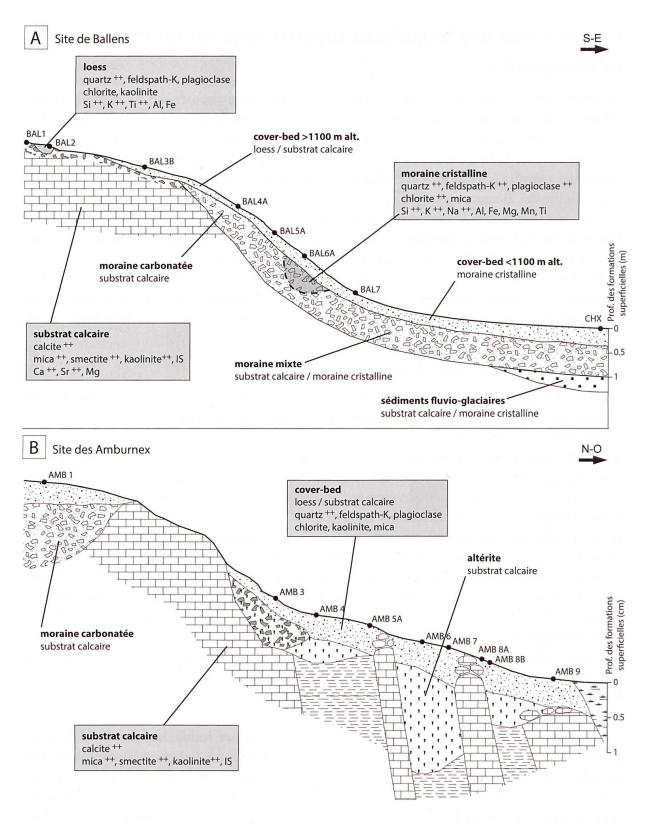


Figure 8.3. Minéraux (fraction totale et < $2 \mu m$) et éléments chimiques dominants dans les formations superficielles de référence pour les sites de Ballens (A) et des Amburnex (B). Les autres formations superficielles sont caractérisées en fonction de leur origine ou de leur mélange, en se référant aux matériaux décrits. La légende des formations superficielles et les échelles des toposéquences sont disponibles respectivement aux figures 5.19 et 5.20. ++ minéraux et éléments particulièrement abondants dans une formation superficielle par rapport au reste de la toposéquence.

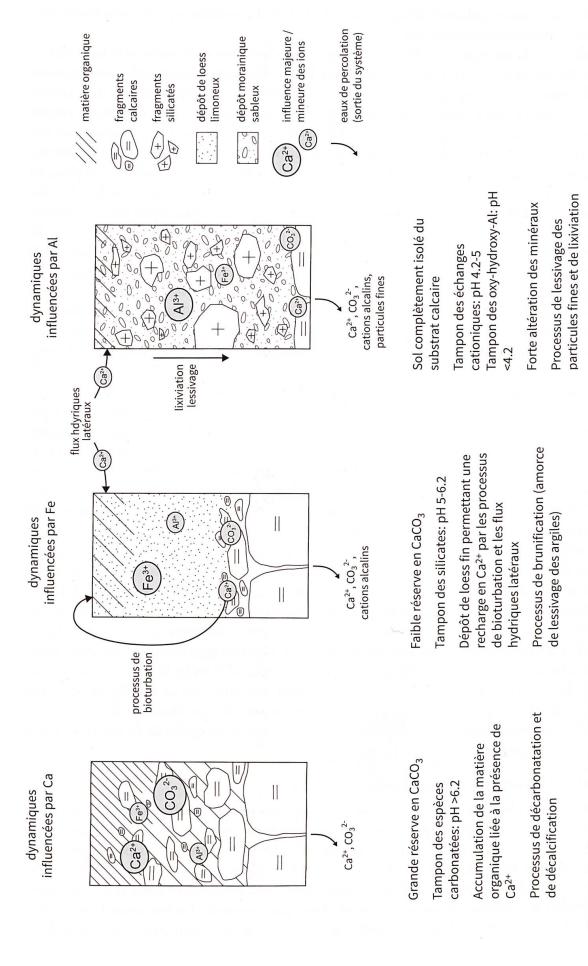


Figure 8.4. Représentation de trois profils de sols théoriques dont les dynamiques de pédogenèse sont influencées respectivement par trois éléments chimiques majeurs (Ca, Fe, Al), dans le contexte des toposéquences étudiées.

losilicates se retrouve également bloquée au stade d'IV-Al-Fe, compte tenu des conditions édaphiques et climatiques stationnelles.

Finalement, la moraine cristalline est composée exclusivement de roches silicatées allochtones riches en éléments tels que Si, Al, K, Na et Fe. Le dépôt morainique isole complètement le sol du substrat calcaire qui n'a plus d'influence sur la pédogenèse, exception faite de la contribution d'éventuels flux hydriques latéraux chargés en ions dissous provenant du haut du versant (non étudiés lors de ce travail). Les conditions régnant au sein de la moraine cristalline sont très acides et induisent une forte lixiviation des ions, le lessivage des argiles et une altération intense des silicates. Les ions Al³⁺ libérés en solution forment des polymères oxy-hydroxy-Al pouvant précipiter à l'intérieur des feuillets argileux (IV-Al-Fe) et jouer le rôle de tampon dans la solution du sol à des pH < 4.2. Les conditions climatiques (trop peu de précipitations) et la qualité de la matière organique ne semblent pas favorables à la mise en place d'un processus franc de podzolisation. Cependant, il est possible que l'altération des phyllosilicates puisse dépasser le stade des IV-Al-Fe dans ces conditions et provoquer la formation de smectites pédogéniques (MIRABELLA & Egli, 2003; Righi et al, 1999), observables en très faibles proportions (< 2.5 %) dans les échantillons de surface du profil BAL 6A alors qu'elles sont absentes dans les horizons profonds (figure 4.4). Toutefois, la présence de ces phyllosilicates dans les horizons superficiels pourrait également être attribuée aux apports du cover-bed, comme c'est le cas dans d'autres profils.

Les sols évoluant à partir de mélanges entre les trois matériaux de référence (roche calcaire, lœss et moraine cristalline acide) voient leurs dynamiques de pédogenèse influencées en fonction des proportions respectives des différents matériaux parentaux. Cependant, la transition d'un processus à l'autre n'est pas linéaire et la présence de certains éléments semble inhiber la mise en place de processus influencés par d'autres éléments, même si ces derniers sont présents en grandes quantités. Les dynamiques se succèdent dans le temps et dans l'espace, en fonction de la stabilité des éléments chimiques pendant l'altération et de la minéralogie des matériaux parentaux selon la séquence suivante: Ca > Fe > Al (Pye, 1987).

Le silicium est également un constituant important des phases minérales, mais ses dynamiques dans les sols n'ont pas été étudiées lors de cette recherche. L'exoscopie des grains de quartz provenant des roches calcaires a montré la présence d'écailles siliceuses couvrant la surface des grains et formées par la redistribution de la silice dans les roches carbonatées. Sur les grains de quartz issus des sols des Amburnex et de Ballens, les nombreuses figures de dissolution de la silice observées témoignent de processus de dissolution ménagée des quartz lors de la pédogenèse actuelle. Cependant, peu de Si en solution a été mesuré dans les horizons de surface des sols du Jura (< 1 % du Si total; Dalla Piazza, 1996). Les processus de dissolution semblent lents et peu efficaces par rapport aux dynamiques des autres éléments étudiés et le Si dissous est probablement rapidement lié à des phases secondaires (oxy-hydroxydes de Fe ou Mn) ou à la matière organique (Dalla Piazza, 1996).

Influence de l'épaisseur des sédiments

L'orientation de la pédogenèse dans l'une des trois voies décrites ci-dessus ou dans des voies intermédiaires est influencée par l'épaisseur des matériaux non carbonatés (et ne contenant pas de fragments calcaires) qui recouvre la roche calcaire (figure 8.5). Ces dépôts peuvent être composés de la fraction résiduelle des substrats lithologiques calcaires (RI des roches ou des marnes) ou de dépôts subautochtones (colluvions, *cover-beds*) ou allochtones (lœss, moraine). Les couches de matériaux décarbonatés vont, d'une part, contrôler l'influence de l'ion calcium sur le sol au travers du cycle biologique de par leur épaisseur et, d'autre part, diriger la pédoge-

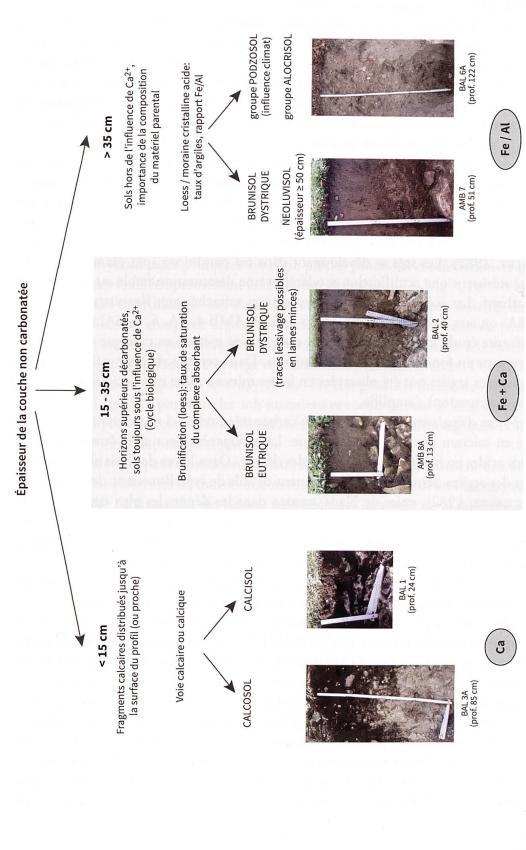


Figure 8.5. Influence de l'épaisseur des couches non carbonatées et ne contenant pas de fragments calcaires sur l'orientation de la pédogenèse dans les différentes voies d'évolution observées sur les sites d'étude. Une épaisseur de matériaux décarbonatés de 35 cm constitue la limite d'influence de l'ion calcium sur le sol au travers du cycle biologique. Au-delà de cette épaisseur critique, le développement des sols suit des voies d'évolution acides (forte désaturation du complexe argilo-humique, lessivage des argiles bien exprimé, altération intense, etc.). Un exemple de profil de sol est présenté pour chaque situation. Les principaux éléments actifs dans les différentes dynamiques sont indiqués et font référence à la figure 8.4.

nèse en voie acide vers la brunification ou la podzolisation modérée en fonction de leur composition minéralogique (quantité de phyllosilicates) et géochimique (proportions de Fe et Al; MICHALET, 1982; MICHALET & BRUCKERT, 1986).

Dans le cas où les fragments calcaires sont régulièrement distribués dans le profil jusqu'à la surface (ou presque), les voies calcaires et calciques sont prépondérantes et permettent la formation de Calcosols (profils AMB 1, 3, BAL 3A, 4A, 4B, 5B, CHX) ou de Calcisols (profils BAL 1, 3B, 5A, 6B). Au sein de ces deux groupes de sol, des différences apparaissent en fonction de la composition de la roche calcaire (pureté du calcaire, vitesse d'altération, composition du RI, etc.) et des conditions climatiques stationnelles, agissant notamment sur le stockage et la dégradation de la matière organique du sol (BRUCKERT & GAIFFE, 1989).

Une couche de matériaux non carbonatés d'environ 15 cm d'épaisseur peut déjà être suffisante pour permettre la mise en place des processus de brunification, si le matériel parental contient suffisamment de fer (MICHALET & BRUCKERT, 1986). Dans ce cas, et jusqu'à une épaisseur de 35 cm environ, des remontées en calcium à partir des horizons carbonatés sousjacents sont possibles au travers de la bioturbation (Boulaine, 1972; Havlicek & Gobat, 1996; MICHALET, 1982). Les sols se développant dans ces conditions (par exemple dans des dépôts de lœss) subissent une acidification modérée et une désaturation faible ou moyenne du complexe absorbant. Les solums résultants peuvent être rattachés aux Brunisols eutrique (profil AMB 8A) ou aux Brunisols de profils AMB 4, 5A, 6, 9, BAL 2, 3C), bien que dans la présente étude le taux de saturation n'ait pas été mesuré en tant que tel mais a été estimé grossièrement en fonction du pH des horizons. Dans certains de ces profils de sol, des traces de lessivage des argiles ont été observées en lames minces, signe que l'acidification (et en conséquence la désaturation) s'amplifie.

Au-delà de 35 cm d'épaisseur des couches non carbonatées, celles-ci ne peuvent plus profiter d'une recharge en calcium par le cycle biologique. La pédogenèse peut alors être dirigée dans différentes voies acides en fonction de la nature des dépôts. Dans le cas des lœss alpins, l'abondance du fer et des argiles permet de développement de sols de type Brunisol de plus en plus désaturés (Michalet, 1982), voire de Neoluvisols dans les dépôts les plus épais (> 50 cm, profils AMB 7 et BAL 7). Dans les substrats moins riches en fer (rapport Fe/Al faible), les sols peuvent évoluer vers une podzolisation modérée (Michalet, 1982; Michalet & Bruckert, 1986) ou en direction du groupe des Alocrisols (profil BAL 6A; Jamagne, 2011).

Localement, d'autres processus pédologiques peuvent se superposer à ceux décrits précédemment et modifier la morphologie des horizons ou des profils entiers. C'est le cas par exemple de l'hydromorphie, qui est présente dans de nombreux profils des Amburnex en lien avec le substrat lithologique marneux sous-jacent (profils AMB 5A et 7) ou dans les horizons de surface compactés par le piétinement du bétail (AMB 4, 5A, 6, 7, 9). De plus, dans certains horizons profonds constitués du résidu d'altération des marnes (profils AMB 4, 5A, 6, 8B), les battements de la nappe au fil des saisons provoquent la dissolution puis la reprécipitation de calcite sous forme de carbonates secondaires. Les deux processus évoqués entraînent la redistribution des éléments (Fe, Ca, etc.) dans les profils et la formation de phases minérales secondaires, semblant parfois s'opposer aux dynamiques générales d'évolution des sols, comme par exemple la remontée d'éléments par capillarité lors du battement de la nappe ou la précipitation de phases minérales secondaires plus stables que les phases primaires (discuté plus loin dans cette section).

Évolution future des sols

Les sols étudiés se développent dans des sédiments fragmentés relativement frais, encore bien différenciés par des discontinuités lithologiques et présentant des surfaces spécifiques élevées

(CAMPY & MACAIRE, 1989). Les processus d'altération chimique des minéraux sont très actifs et la pédogenèse devrait suivre une évolution dominée par la lixiviation intense des cations tels que Ca, K et Mg, issus de la dissolution des calcaires et des pertes en cations suite à l'ouverture des feuillets des phyllosilicates, et un enrichissement relatif en Al, Si et Fe dans les horizons de surface (Dahms et al., 2012). Cependant, la grande réserve en calcite constituée par les fragments calcaires répartis dans les formations superficielles fournit une recharge continue en Ca et Mg au fil de la dissolution de la roche. De plus, des ions dissous sont redistribués le long du versant par les flux hydriques et des éléments tels que Na, Ca ou Mg peuvent être amenés par les apports atmosphériques (Jin et al., 2008; Likens et al., 1998). À l'échelle de l'évolution des sols étudiés, il en résulte une réserve en calcaire quasiment infinie, qui constitue une recharge en cations alcalins et alcalino-terreux. Les sols influencés par le calcium, que ce soit de façon directe par le squelette calcaire présent dans le profil, ou de manière indirecte en profitant d'une recharge en Ca par les processus de bioturbation ou les flux hydriques latéraux, ont une évolution potentielle limitée tant que des fragments calcaires sont encore présents dans les formations superficielles (EGLI et al., 2008; JIN et al., 2008; MICHALET, 1982). La transformation des phyllosilicates primaires est régie par les processus d'exfoliation et par l'ouverture (irrégulière) des feuillets, permettant la libération des cations K⁺, Mg²⁺, Fe^{2+/3+} et Al³⁺ présents dans les espaces interfoliaires. Les cations alcalins et alcalino-terreux relâchés dans la solution du sol sont fixés au complexe argilo-humique ou lixiviés dans les eaux de percolation, alors que Al et Fe peuvent se recombiner sous forme de polymères ou se lier à la matière organique. L'évolution des phyllosilicates converge vers la formation d'interstratifiés IV-Al-Fe dont l'espace interfoliaire est occupé par des hydroxy-Al ou -Fe. Ces produits finaux de l'altération devraient s'accumuler de plus en plus dans les sols jurassiens et constituer sur le long terme la majorité du cortège des phyllosilicates avec la kaolinite, héritée des substrats lithologiques et stables dans ces mêmes conditions édaphiques (figure 8.6).

Les sols se développant dans des matériaux exempts de calcaire subissent une évolution pédogénique intense en termes de transfert de matières et d'altération des minéraux, visible dans certains profils par l'atténuation des limites sédimentaires au profit de la différenciation des horizons pédogéniques (Lorz & Phillips, 2006; Lorz et al., 2011). Dans ces profils très acides, les phyllosilicates subissent des processus de dissolution permettant la libération de Al et Si contenus dans les feuillets. Les argiles résiduelles sont entraînées dans les horizons profonds par les processus de lessivage et s'accumulent dans la porosité. Dans les horizons de surface, l'acidolyse des phyllosilicates va probablement s'intensifier avec l'acidité croissante et devenir un processus compétitif de la transformation des argiles. Dans ces conditions, il est probable que la formation de smectites pédogéniques (si elle est réalisée) reste un processus anecdotique. Cependant, les réserves en minéraux primaires contenues dans l'important squelette des moraines alpines sont suffisamment grandes pour fournir à moyen terme des produits frais pour l'altération, constituant une recharge en éléments chimiques variés et retardant l'acidification. De plus, le couvert végétal présent sur les profils de sol acides (BAL 6A et BAL 7) permet le recyclage des éléments au travers de la chute de la litière et des formes d'humus. En conséquence, pour que l'évolution acide des sols se poursuive, la hêtraie sapinière présente actuellement devrait être remplacée par des formations végétales à litière acidifiante telles que la pessière ou des landes à éricacées.

Importance des phases minérales secondaires dans les sols jurassiens

Dans le contexte actuel de biostasie, l'altération chimique est prédominante dans le paysage et l'emporte largement sur les processus d'érosion mécanique. Les sources d'altération, pouvant

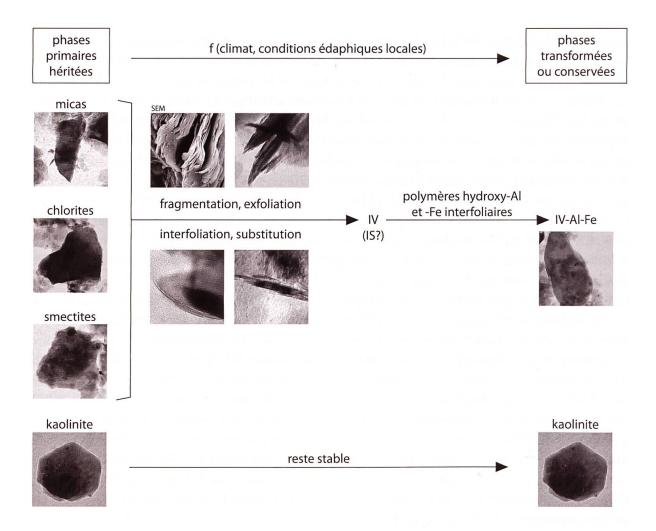


Figure 8.6. Voies d'évolution majeures de la transformation des phyllosilicates dans les sols jurassiens, illustrées par des observations microscopiques (TEM et SEM) expliquées dans les chapitres précédents. Les phyllosilicates primaires hérités des roches silicatées ou calcaires subissent différents processus d'altération physique et chimique menant à la formation d'interstratifiés IV et IS, puis aux IV-Al-Fe représentant le stade final d'évolution dans les sols du Jura. La kaolinite reste stable dans le même environnement édaphique et est conservée dans les sols.

être considérées comme les entrées du système sol du point de vue de la minéralogie et de la géochimie, sont constituées des formations superficielles complétées par de faibles apports actuels de poussières et de pluie (Atteia & Dambrine, 1993). Les sorties du système, quant à elles, sont composées des phases dissoutes ou en suspension dans les eaux de percolation des sols, qui rejoignent les nappes puis les rivières, ainsi que des exportations des produits végétaux par les activités liées à l'homme. La composition géochimique mesurée dans les eaux d'une source jurassienne est principalement constituée de Ca, Mg et Sr libérés par l'altération de la roche calcaire (Atteia, 1994; Dalla Piazza, 1996) et montre finalement peu d'évolution par rapport aux eaux de pluie récoltées sur le bassin-versant correspondant. Or, les mêmes auteurs ont démontré que les éléments Si, Al et Fe, ainsi que d'autres éléments traces métalliques, étaient mis en solution dans les horizons superficiels humifères et acides des sols jurassiens. Ces éléments dissous n'atteignent donc pas les eaux phréatiques et restent piégés dans les horizons profonds des sols où le pH augmente sous l'influence des processus de dissolution du calcaire (rôle fondamental ici du tampon des carbonates). En conséquence, la composition géochimique de la solution du sol est modifiée au moment de son passage au travers des horizons carbonatés profonds et des phases minérales secondaires sont formées, telles que les carbonates secondaires

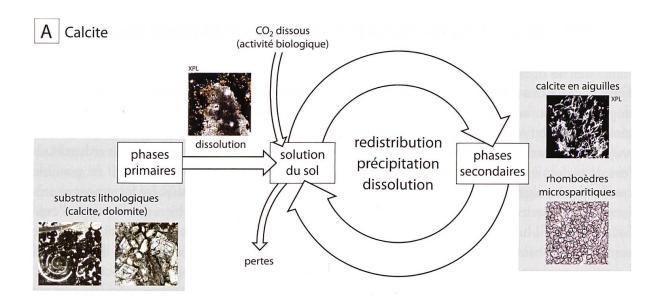
ou les oxy-hydroxydes de Fe, Mn ou Al. Les autres éléments géochimiques (Si, éléments traces métalliques) peuvent se retrouver adsorbés à ces phases secondaires en fonction de leurs affinités respectives (Dalla Piazza, 1996). Il apparaît donc que les phases minérales secondaires jouent un rôle primordial dans la dynamique des éléments dans les sols du Jura, régissant la redistribution et la réorganisation des éléments en fonction des conditions édaphiques locales (pH, régime hydrique). Cependant, les dynamiques et les cinétiques de formation et de dissolution de ces phases secondaires sont encore peu documentées dans les sols jurassiens et probablement sous-estimées dans la vision actuelle des processus d'altération en cours.

Les carbonates secondaires sont fréquemment observés dans les sols du Jura, que ce soit sous forme de calcite en aiguilles ou de nodules microsparitiques (figure 8.7 A). Les analyses isotopiques du ¹³C des carbonates secondaires indiquent qu'une grande partie des ions CO₃²provient de la dissolution du CO₂ de l'atmosphère du sol, ce dernier étant issu de la respiration hétérotrophe (Christ, 2011; Hasinger, 2009; Millière, 2011). En conséquence, une partie des ions CO₃²⁻ libérés lors de la dissolution de la calcite primaire est exportée dans les eaux de percolation, puis dans les ruisseaux. Le bilan géochimique résultant de ces processus de dissolution-reprécipitation dans les sols est donc déséquilibré et indique une redistribution du Ca entre les phases de calcite primaire et secondaire. Cette dernière peut à son tour piéger d'autres composants (grains du squelette, phyllosilicates) ou éléments chimiques lors de sa formation, induisant la formation de cycles géochimiques imbriqués dans le système global. Dans le sol AMB 6 par exemple, les nodules constitués de rhomboèdres microsparitiques de calcite secondaire sont plus résistants à la dissolution chimique que la calcite primaire micritique provenant des marnes. En conséquence, il est possible que les processus de dissolution-reprécipitation saisonniers liés aux battements de la nappe favorisent la conservation de la calcite secondaire (dont les carbonates sont majoritairement issus de l'activité biologique) au détriment des cristaux primaires. Si cette dynamique se perpétue sur le long terme, un remplacement complet de la phase minérale primaire par une phase secondaire plus stable pourrait-il être envisagé? Dans ce cas, il apparaît clairement que les bilans de masse ou les indices d'enrichissement / appauvrissement calculés à partir des matériaux lithologiques ne reflèteraient pas la réalité des processus de dissolution-reprécipitation s'ils ne prennent pas en compte les phases de carbonates secondaires.

Les sources du fer identifiées dans les sites d'étude sont multiples et constituées des substrats lithologiques (par exemple la goethite en forme d'étoile observée au TEM), des lœss (grains d'oxy-hydroxydes de fer ou minéraux silicatés riches en fer comme la chlorite) et de paléosols remaniés, antérieurs à la dernière phase glaciaire (gros nodules d'hématite; Gaiffe & KÜBLER, 1992). La redistribution du fer dans les sols et la néoformation d'oxy-hydroxydes sont fortement dépendantes des conditions d'oxydation régnant dans l'environnement édaphique, ellesmêmes résultant de l'interaction entre le climat, la lithologie (par exemple la présence de bancs marneux ou d'autres dépôts imperméables) et la topographie (conditionnant l'écoulement des eaux). Au site des Amburnex, la présence d'une nappe perchée temporaire dans les sols provoque la redistribution du fer dans les horizons de surface. L'action des racines est importante dans ces horizons et des hypo-revêtements d'oxy-hydroxydes de fer se forment autour des racines fines et des pores, alors que des zones de déplétion apparaissent dans la matrice environnante du sol. Des imprégnations de la matrice se forment également sous l'influence des processus d'oxydation-réduction localisés dans des microsites particuliers et peuvent mener à la formation de nodules d'oxy-hydroxydes de fer (goethite?) incluant des grains du squelette. Les dynamiques du fer, très actives dans ces sols, entraînent également la formation de particules cryptocristallines très réactives (Nahon et al., 2008) qui s'adsorbent aux phyllosilicates, comme en témoignent les processus de brunification à l'œuvre dans la majorité des sols des Amburnex.

Ce même processus est présent sur le site de Ballens, où l'observation des phyllosilicates au TEM a montré la distribution pratiquement omniprésente des oxy-hydroxydes de fer cryptocristallins adsorbés aux phyllosilicates, et ce bien que la brunification ne puisse pas s'exprimer à l'échelle des solums, qui restent encore dominés par la dynamique du calcium. De plus, la formation de polymères hydroxy-Fe et -Al dans les espaces interfoliaires au moment de l'ouverture des feuillets des phyllosilicates primaires provoque la formation des IV-Al-Fe « bloqués », représentant le stade final d'évolution des phyllosilicates dans les sols étudiés et probablement dans une majorité de sols jurassiens (Pochon, 1978). En conséquence, il existe vraisemblablement un cycle du fer interne aux sols du Jura, qui est alimenté par l'altération des phases allochtones (phyllosilicates primaires et nodules hérités) dans les horizons de surface et par la dissolution de certains calcaires riches en fer dans les horizons profonds (par exemple le Calcaire Roux; figure 8.7 B). Le fer dissous exporté dans les ruisseaux est très peu important au regard des quantités contenues dans les sols (Dalla Piazza, 1996). Il en résulte que la grande majorité du fer intègre les processus de redistribution et de formation de phases secondaires cristallines ou crypotcristallines dans les sols. Ces phases pouvant être remobilisées en fonction des processus d'oxydation-réduction constituent des réserves transitoires dans le sol à moyen terme. En revanche, les IV-Al-Fe sont un produit d'altération stable dans les sols du Jura et pourraient être considérés comme un « puits » de fer à l'échelle de la couverture édaphique, résultant de l'évolution conjointe des phyllosilicates et du fer, finissant par s'accumuler dans les sols.

Les dynamiques régissant la formation de ces phases minérales secondaires ont lieu à une échelle spatiale et temporelle beaucoup plus fine et courte, respectivement, que ceux dirigeant les voies d'évolution pédologiques et discutés plus haut. Cependant, les cycles mis en place dans les sols du Jura sont stables tant que les conditions édaphiques sont maintenues, à savoir la présence d'horizons de surface acides où a lieu la mise en solution des éléments contenus dans les minéraux primaires et d'horizons carbonatés au pH basique permettant le piégeage d'éléments dissous dans les phases secondaires. La formation des oxy-hydroxydes de fer dépend plus des conditions d'oxydation que d'acidité dans les sols. Cependant, un environnement acide comme dans le profil BAL 6A entraîne la perte du fer adsorbé aux phyllosilicates par le lessivage des argiles, voire l'exportation des polymères hydroxy-Fe situés sans les espaces interfoliaires des IV-Al-Fe lors de la formation de chélates (processus de podzolisation pouvant induire la formation de smectites pédogéniques par remplacement des hydroxy-Al et -Fe par des molécules d'eau). En conséquence, des conditions édaphiques acides provoquent la perte progressive du fer par le système sol, bien que les processus à l'œuvre soient différents de ceux agissant sur les phases carbonatées. Dans les conditions actuelles, la présence du substrat calcaire et de ses fragments redistribués dans les formations superficielles assure le maintien de conditions alcalines dans les horizons profonds des sols, dans les aquifères ou dans les réseaux karstiques (formation de tufs et de travertins). Les produits de l'altération des calcaires sont en partie exportés, mais également redistribués dans les phases secondaires, alors que les éléments issus de l'altération des phases primaires silicatées ou riches en fer sont essentiellement recyclés dans les sols. Ces éléments rejoignent des cycles géochimiques internes au système sol, gouvernés par les réactions d'altération chimique, la précipitation et la remobilisation des phases secondaires et l'activité biologique. Au fil du temps et du développement des sols, ces cycles courts et localisés sont probablement appelés à s'individualiser de plus en plus par rapport aux cycles à plus grande échelle de temps et d'espace incluant les matériaux lithologiques primaires. La pédogenèse peut alors être considérée comme un phénomène géologique et devient un facteur primordial dans l'évolution du paysage et la transformation des sédiments (ERHART, 1967).



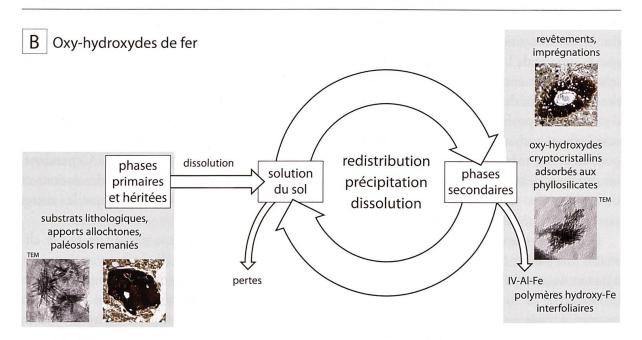


Figure 8.7. Représentation schématique des cycles impliquant respectivement la calcite et les oxy-hydroxydes de fer à l'intérieur des sols étudiés, illustrée par des observations microscopiques (microscopie optique et TEM) expliquées dans les chapitres précédents. A) L'altération des phases primaires (calcite et dolomite) contenues dans les substrats lithologiques entraîne la mise en solution des ions carbonate, calcium et magnésium. La précipitation des carbonates secondaires observés dans les sols étudiés sous forme d'aiguilles ou de rhomboèdres, inclut des ions carbonates provenant de la dissolution de gaz carbonique issu de la respiration hétérotrophe, alors qu'une partie des produits de l'altération des phases primaires est perdue par lixiviation. B) Les oxy-hydroxydes de fer hérités des substrats lithologiques ou redistribués dans les formations superficielles (lœss, paléosols) sont partiellement dissous en fonction des conditions d'oxydation régnant dans les sols (battements de la nappe, microsites anoxiques liés à la compaction, etc.). Le fer mis en solution est redistribué et précipite sous différents traits pédologiques, formant des revêtements autour des racines et des pores, des imprégnations de la matrice, des nodules ou encore des particules cryptocristallines adsorbées aux phyllosilicates. La polymérisation d'hydroxy-Fe dans les espaces interfoliaires des IV-Al-Fe (stade terminal « bloqué » de l'évolution des phyllosilicates) constitue une sortie du cycle, de même que les pertes par les eaux de percolation.

8.4. Rôle des autres facteurs d'influence sur le développement des sols

Dans le cadre des sols étudiés, **le matériel minéral parental** a un impact prépondérant sur la pédogenèse de par sa composition, sa distribution et son épaisseur. Cette influence marquée du matériel minéral est amplifiée par **le temps d'évolution** relativement court des sols étudiés (< 17'000 ans). Ils présentent tous un âge identique et se développent à partir de sédiments frais redistribués lors de la dernière phase glaciaire. Le profil BAL 6A fait cependant exception, car il est possible que les dépôts morainiques constituant le matériel minéral parental aient déjà été fortement altérés lors d'une période de pédogenèse antérieure au Würm. En conséquence, bien que le temps d'évolution du profil lui-même soit également < 17'000 ans, l'état d'altération déjà avancé de la phase minérale a probablement engendré une évolution pédogénétique accélérée du solum BAL 6A, qui s'exprime par une forte acidification, la lixiviation des cations et le lessivage des argiles.

Le climat du massif jurassien, humide et tempéré frais, peut quant à lui être considéré comme similaire à l'échelle des sites d'étude. Néanmoins, la variation des conditions microclimatiques d'une station à l'autre s'exprime dans la mise en place de processus édaphiques localisés. La combe des Amburnex, orientée au nord-ouest, possède des conditions légèrement plus froides et humides que le versant de la Côte de Ballens orienté au sud-est. Les conditions microclimatiques régnant aux Amburnex entraînent l'apparition de processus d'hydromorphie dans certains profils (en lien avec la présence de bancs marneux sous-jacents) et favorise l'accumulation de matière organique dans d'autres profils (AMB 2). Sur le site de Ballens, les conditions plus chaudes et sèches ont une influence marquée sur le profil BAL 6A (Alocrisol typique) en ne permettant pas à la podzolisation, même modérée, de se mettre en place (MICHALET & BRUCKERT, 1986). Cependant, les processus liés à l'écoulement vertical des eaux de percolation telle la lixiviation des cations et de lessivage des argiles sont tout de même efficaces dans les profils de Ballens, lorsque les autres conditions nécessaires sont réunies (acidité, conditions de drainage, etc.).

Les êtres vivants et les produits de leur activité semblent fortement influencés par le climat d'une part et par l'activité anthropique d'autre part. Les conditions climatiques stationnelles agissent notamment sur le type de végétation présente. Sur le site de Ballens par exemple, la strate arborescente est dominée par l'épicéa et le hêtre sur tout le versant forestier, mais leur proportion respective varie en fonction de l'altitude (DIAZ, 2011). La composition de la litière évolue en conséquence et agit également sur la composition des micro- et méso-organismes du sol, qui va à son tour influer sur la vitesse et les voies de dégradation de la matière organique. Cependant, dans la forêt de la Côte de Ballens, l'influence de la couverture arborescente (feuillus versus résineux) sur les sols au travers de la litière et des formes d'humus est moindre que celle des types de substrats minéraux parentaux (moraine carbonatée ou roche calcaire fissurée; Heimo, 2012). Les activités anthropiques ont également un fort impact sur le paysage et plus particulièrement sur les formations végétales (forêt, pâturage, prairie). Dans certains cas, l'activité biologique des sols et plus globalement les caractéristiques macroscopiques des horizons pédologiques peuvent être modifiées, par exemple par le piétinement des vaches (compaction; profils situés dans les pâturages), l'apport d'engrais et de déjections animales ou encore le chaulage (profil CHX).

Finalement, sur les sites étudiés, le facteur de **la topographie** s'exprime fortement au travers de la distribution des formations superficielles le long des versants, mises en place lors de la dernière période glaciaire. Actuellement, peu de remaniements de sédiments ont été observés en surface des profils (érosion, colluvionnement). Il existe probablement des flux hydriques latéraux au sein des sols pouvant agir notamment sur la redistribution des éléments en solution le long des versants (Birkeland, 1999; Lorz *et al.*, 2011), mais ils n'ont pas été étudiés lors de ce travail.

8.5. Extrapolation au massif du Jura

Deux régions géographiques distinctes caractérisent le massif du Jura en fonction de leur caractère géomorphologique (Aubert, 1965; Jamagne, 2011): la partie orientale ou Haut-Jura ayant subi l'influence des glaciers lors de la dernière glaciation et la partie occidentale n'ayant pas été couverte par les glaciers mais ayant pu subir de nombreux remaniements périglaciaires. Dans le Haut-Jura, le relief est accidenté et marqué par des formes de modelé glaciaire récent (« Jura rocheux »). La majorité de la couverture pédologique existant avant la dernière phase glaciaire fut érodée et les sols actuels se développent depuis la fonte des glaces au Tardiglaciaire. Le fond des vallées glaciaires est couvert de sédiments morainiques carbonatés, alors que les versants sont généralement tapissés de dépôts périglaciaires tels que les groises, grèzes, ou cover-beds. Sur les plateaux et anticlinaux épargnés par les glaciers durant le LGM, les sédiments remaniés par les processus périglaciaires et éoliens sont peu épais et restent influencés par le substrat calcaire, en fonction du degré de fragmentation de la roche en place (cryoclastes, démantèlement des bancs affleurants, lapiés, etc.; Gaiffe & Bruckert, 1991). Dans la partie occidentale du massif jurassien, le remaniement des sédiments fut moins intense que dans le Haut-Jura lors de la dernière phase glaciaire et les sols purent être conservés. Les altérites sont épaisses et anciennes et le substrat calcaire n'y joue plus qu'un rôle mineur. Les sols, constitués de l'accumulation du résidu insoluble des calcaires et d'apports exogènes (matériaux alluviaux, limons éoliens, colluvions), peuvent devenir très acides et évoluent sous l'influence des processus de lessivage et de brunification, voire de podzolisation.

Les sites des Amburnex et de Ballens sont situés dans la région du Haut-Jura et semblent représentatifs d'une partie des formations superficielles rencontrées dans cette zone. Les deux toposéquences concentrent les caractéristiques des systèmes sédimentaires ou géomorphologiques suivants:

- les combes synclinales influencées par les glaciers jurassiens locaux et la calotte jurassienne centrée sur la vallée de Joux (AUBERT, 1965),
- la zone de rencontre entre les moraines jurassiennes et alpines sur le flanc sud-est du Jura, représentative de la région du pied du Jura entre Bellegarde et Soleure (AUBERT *et al.*, 1979; COUTTERAND, 2010),
- les processus périglaciaires permettant le remaniement des sédiments le long des versants (cover-beds) et la fracturation des bancs affleurants (gélifracts; GAIFFE & BRUCKERT, 1991),
- les dépôts de lœss d'origine alpine (remobilisés et mélangés), importants composants des sols des zones sommitales de la première crête du Jura (POCHON, 1973, 1978) et des pâturages boisés jurassiens (Gallandat et al., 1995; Havlicek & Gobat, 1996).

En revanche, certains milieux sédimentaires décrits dans la région du Haut-Jura ne sont pas présents sur les toposéquences:

- les fonds de vallées marneux imperméables, parfois recouverts de moraines jurassiennes, sur lesquels se développent des marais ou des tourbières (AUBERT et al., 1979; BRUCKERT & GAIFFE, 1980, 1989),
- les tabliers de groises ou de grèzes formés sur les versants par la gélifraction des roches calcaires affleurantes (BRUCKERT & GAIFFE, 1980; MILLIÈRE et al., 2011; PANCZA, 1979),
- les systèmes de sédiments glacio-lacustres formés principalement sur la bordure nordouest de la calotte jurassienne durant le LGM (ARN & CAMPY, 1990; BUONCRISTIANI & CAMPY, 2001, 2004).

Finalement, la forte variabilité des sols décrits dans le massif jurassien (Aubert *et al.*, 1979; Bruckert & Gaiffe, 1980; Jamagne, 2011) n'a pas été entièrement retrouvée sur les sites d'étude, de par le fait que les toposéquences sont minimes à l'échelle du massif et qu'elles ne permettent pas l'expression et la combinaison de la diversité des facteurs agissant sur le développement des sols.

Á l'échelle de l'Europe, les processus glaciaires et périglaciaires eurent également un impact particulièrement marqué sur le paysage au fil des différentes glaciations du Quaternaire (Schaetzl & Anderson, 2005). Les dépôts de *cover-beds* décrits dans les régions d'Europe centrale et hérités de la dernière phase glaciaire sont reconnus pour former le matériel parental de la majorité des sols actuels en moyenne montagne (Semmel & Terhorst, 2010; Terhorst et al., 2009; Juilleret et al., 2011). Des dépôts sédimentaires similaires sont également retrouvés dans certaines régions de Russie, de Turquie ou d'Amérique du Nord (Jacobs et al., 2012; Kleber, 1997). Les apports de poussières éoliennes sont quant à eux des processus de grande ampleur à l'échelle du globe et sont bien connus pour leur contribution actuelle aux sols (Muhs et al., 2007; Yaalon, 1997). Cependant, les taux de remaniements des particules par voie éolienne étaient encore plus importants lors de la dernière période glaciaire, du fait de l'augmentation des sources de déflation et d'un climat plus aride favorisant les vents violents et une végétation discontinue (Muhs, 2013).

CHAPITRE 9. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

La présente recherche a permis de mieux caractériser l'origine de la fraction minérale des sols du Jura, donnant ainsi une suite au travail de Росном (1978). L'identification des formations superficielles distribuées sur les deux toposéquences a été réalisée en regroupant un faisceau d'informations issues des observations de terrain et d'analyses variées. L'étude de la composition minéralogique, granulométrique et géochimique des sols et des roches a révélé les discontinuités lithologiques existant entre les différents dépôts minéraux et permis de caractériser chaque couche sédimentaire. Les mélanges ayant eu lieu au sein de certains dépôts ont pu être identifiés en les comparant avec des matériaux de référence, définis comme étant des pôles sédimentaires constituant les entrées du système étudié. Le déchiffrage de la complexité et de la diversité des formations superficielles a également nécessité l'utilisation d'observations microscopiques variées telles que la micromorphologie ciblée illustrant la texture homogène des lœss et des cover-beds et l'exoscopie des grains de quartz permettant la distinction de sources multiples (autochtone, éolienne, glaciaire) au sein de la fraction sableuse des sols. Les caractéristiques des dépôts de lœss jurassiens purent être précisées, ainsi que leur contribution à la fraction minérale des sols à des degrés variés (lœss remobilisés, mélangés aux cover-beds ou contaminations parautochtones).

L'identification des différents types de formations superficielles présents le long des toposéquences et de leurs dynamiques de mise place a permis de décomposer le système en « briques » élémentaires, puis de les assembler à nouveau en séquences afin de comprendre la distribution des sédiments dans le paysage en lien avec l'histoire géomorphologique de la région. La stratification des dépôts le long des versants a pu être expliquée en reconstituant la chronologie relative de l'histoire du paysage local depuis le LGM, faisant intervenir les dynamiques glaciaires, périglaciaires et éoliennes. De surcroît, la comparaison avec différentes sources bibliographiques a permis de dater certains sédiments de périodes précises du Pléniglaciaire ou du Tardiglaciaire et de contraindre ainsi la reconstitution chronologique. Il apparut alors que les derniers dépôts minéraux de surface (cover-beds) furent mis en place lors de la phase froide du Dryas récent, érodant ou recouvrant les sols développés durant les périodes plus clémentes du Bølling et de l'Allerød. La pédogenèse actuelle est en conséquence entièrement holocène et se développe dans une couverture sédimentaire complexe et variée. Les sols étudiés sont relativement jeunes et encore fortement influencés par la nature du matériel minéral parental, constitué des dépôts hérités de la dernière phase glaciaire. La fraction minérale est encore incomplètement transformée par l'altération et les origines distinctes des composants minéraux peuvent être discernées. Dans ce contexte, la présente recherche a permis de souligner la diversité existant au sein de la couverture des formations superficielles jurassiennes et l'importance de la caractérisation de ces dépôts minéraux variés en tant que matériel parental complexe des sols.

Le substrat lithologique calcaire joue un rôle important dans les sols étudiés. Cependant, le calcaire est le plus souvent présent sous forme de fragments redistribués au sein des formations superficielles, alors que la roche en place n'intervient que peu sur le développement des sols, mis à part au travers des conditions de drainage qu'elle conditionne. Les dynamiques glaciaires et périglaciaires à l'œuvre lors de la dernière phase froide ont favorisé la fracturation et le broyage des roches calcaires, puis la redistribution et le brassage du squelette calcaire ainsi formé au travers de la mise en place des sédiments de surface. Dans la majorité des cas, ces matériaux autochtones ont été déplacés et mélangés à des composants allochtones tels que les lœss ou les moraines alpines. Il apparaît alors que la totalité des sols étudiés contiennent des particules exogènes en proportions variables, qu'elles soient issues de la couverture hétérogène des for-

mations superficielles ou amenées par des poussières ou de la pollution actuelles (contaminations parautochtones). Dans ce contexte, est-il imaginable que des sols entièrement autochtones existent dans le Jura? Si l'autochtonie des sédiments au sens strict du terme est difficilement envisageable pour les sols étudiés, il semble cependant que certaines contaminations (anciennes ou actuelles) soient trop faibles pour modifier significativement la pédogenèse vers une voie d'évolution différente de celle influencée par les matériaux calcaires. En conséquence, au regard du développement pédogénétique, les sols pourraient être considérés comme suivant une évolution sous l'influence des matériaux autochtones redistribués. Dès lors, serait-il pertinent de parler de « pédogenèse autochtone », à défaut d'observer des sédiments autochtones?

Une fois le matériel parental des sols caractérisé, l'étendue de son influence sur les processus de pédogenèse fut évaluée au travers de l'étude de trois phases minérales: la calcite, les phyllosilicates et les oxy-hydroxydes de fer. La calcite primaire contenue dans les substrats lithologiques montre une dissolution dans les sols, visible par l'évolution de la composition minéralogique totale dans les profils et par les observations micromorphologiques. Une partie des produits d'altération libérés participe à la formation de carbonates secondaires aux morphologies distinctes (calcite en aiguilles ou cristaux rhomboédriques), en fonction des conditions édaphiques. Cependant, la composition isotopique du carbonate composant ces phases secondaires a montré la contribution de gaz carbonique dissous issu de l'activité biologique du sol, alors qu'une partie des ions provenant de la dissolution de la calcite primaire est évacuée dans les eaux de percolation, créant ainsi un bilan géochimique déséquilibré. Les phyllosilicates primaires hérités des substrats (roches silicatées et résidus insolubles des roches carbonatées) ont pu être caractérisés par la minéralogie de la fraction < 2 µm et les observations au TEM, complétées par des analyses de micro-diffraction électronique et de leur composition chimique (sonde EDS). Dans les horizons superficiels des sols, les phyllosilicates subissent une altération physique et chimique intense (fragmentation, exfoliation, ouverture irrégulière des feuillets et substitutions des cations interfoliaires). Les produits de ces transformations sont mal cristallisés et convergent vers le stade final d'évolution que représentent les interstratifiés illite-vermiculite aux espaces interfoliaires bloqués par des polymères hydroxy-Al et -Fe (IV-Al-Fe). Á l'échelle des profils de sol, le lessivage des fractions argileuses provoque l'accumulation des particules fines dans les horizons profonds et la formation de revêtements de phyllosilicates orientés sur les parois des pores. Les oxy-hydroxydes de fer, quant à eux, présentent des origines diverses dans la fraction minérale des sols (éoliens, issus des substrats calcaires ou de paléosols remaniés), identifiables en micromorphologie. Les redistributions du fer en fonction des conditions d'oxydation entraînent la formation de nodules et de différents types de revêtements autour des racines ou des pores du sol, ainsi que de particules cryptocristallines adsorbées aux phyllosilicates. Les résultats et observations fournis par la présente étude ont permis de mettre en lumière le rôle primordial des phases minérales secondaires et transformées dans les sols jurassiens et l'existence de cycles internes à la couverture édaphique, encore très peu caractérisés dans cette région.

Les types de sols étudiés et les processus pédologiques associés sont représentatifs d'une partie de l'environnement édaphique du Haut-Jura, sans pour autant prétendre être applicables à l'ensemble du massif jurassien. En effet, et bien que le Jura semble une région relativement homogène du point de vue des substrats lithologiques, la variabilité de la couverture sédimentaire ainsi que des autres facteurs stationnaux influençant la pédogenèse permettent le développement d'une grande diversité de sols. Trois dynamiques principales de pédogenèse (Ca, Fe et Al) ont été proposées dans le présent travail, influencées par trois éléments chimiques majeurs et variant en intensité en fonction de l'épaisseur des dépôts non carbonatés recouvrant la roche calcaire. Les processus dominés par Ca sont à l'œuvre dans les sols comprenant une importante

fraction carbonatée, sous forme de fragments redistribués ou issue des substrats lithologiques. Si les recharges en Ca par la dissolution du calcaire ou par la bioturbation ne parviennent pas à compenser les pertes par décalcification, Fe devient un acteur privilégié de la pédogenèse. Ces conditions sont atteintes dans les sols présentant des horizons superficiels décarbonatés d'une épaisseur totale > 35 cm. D'origine majoritairement allochtone dans les sols étudiés, le fer a des dynamiques très actives s'exprimant dans les nombreux sols brunifiés rencontrés sur les toposéquences, ainsi qu'au sein des horizons rédoxiques observés. Finalement, dans des dépôts épais présentant des conditions très acides, Ca et Fe sont remplacés par Al dans les processus de pédogenèse, ce dernier étant libéré lors de l'acidolyse des phyllosilicates. L'altération est intense et les transferts de matière (particules, éléments) sont efficients, mais les conditions climatiques et stationnelles ne permettent pas l'installation de processus de podzolisation sur les sites étudiés.

Lors de la présente recherche, la complexité du matériel minéral parental des sols fut étudiée à la lumière d'une approche mixte, mêlant des techniques empruntées à la sédimentologie, à la géomorphologie et à la pédologie, et combinant des méthodes et des observations à différentes échelles spatiales allant du travail de terrain à la caractérisation des phyllosilicates au microscope électronique à transmission. L'intérêt de recherches interdisciplinaires comme celle-ci réside dans la possibilité de dépasser les limites des champs d'études propres à chaque discipline et dans la combinaison de connaissances variées et complémentaires. Cette approche bio-géochimique intégrée est nécessaire quand l'objet d'étude est aussi complexe que le sol et son matériel minéral parental et s'inscrit au cœur de la problématique de la *critical zone*. Cette étude, menée dans un but initial descriptif et qui visait à mieux comprendre la couverture des formations superficielles du Jura et leur influence sur la pédogenèse, s'est vite trouvée confrontée à la richesse et la diversité du système sédimentaire et édaphique jurassien, beaucoup plus complexe qu'imaginé au départ. Suite à ce travail, de nombreuses questions se posent encore et des pistes multiples et variées peuvent être lancées sur les sols du Jura.

Perspectives

La caractérisation de la fraction minérale des sols le long de deux toposéquences du Jura vaudois a permis de mieux comprendre l'histoire géomorphologique des versants et d'identifier les différentes composantes minérales et leurs mélanges. L'étude des formations superficielles apparaît comme un outil indissociable de celle de la couverture pédologique et mériterait d'être étendue à d'autres régions, par exemple en réalisant la cartographie de zones plus grandes ou en continuant l'étude de cas spécifiques le long de transects. Les dépôts de lœss, dont la problématique a déjà été fort bien traitée par Pochon (1978) puis complétée par d'autres auteurs, ne sont cependant toujours pas bien connus (ni reconnus) à l'échelle du massif jurassien, particulièrement en ce qui concerne la zone d'étendue des dépôts, leur intégration dans les sols et leurs mélanges (quantitatifs?) avec d'autres phases minérales. L'influence de la nature complexe des matériaux minéraux parentaux sur le fonctionnement du sol pourrait être élargie à d'autres compartiments dans le but d'étudier les influences croisées entre les différents facteurs de pédogenèse. La caractérisation de la matière organique des sols apparaît comme primordiale et complémentaire dans cette optique, en prenant en compte l'activité biologique à différents niveaux (végétation, faune du sol, microflore, etc.). L'intégration des phases minérales et organiques en lien avec l'activité biologique permettrait l'étude des cycles des éléments et des énergies dans les sols étudiés et ainsi une meilleure caractérisation du fonctionnement intrinsèque de l'environnement édaphique jurassien. La quantification des flux et leur cinétique représentent également un champ d'étude complexe et prometteur dans la compréhension des cycles internes aux écosystèmes, incluant les phases minérales primaires, secondaires et altérées.

Á une autre échelle, les transformations des phases minérales fines dans les sols ont été abordées lors du présent travail, mais mériteraient d'être caractérisées plus précisément. Les phyllosilicates notamment pourraient faire l'objet de recherches plus poussées, par exemple en exploitant de manière plus détaillée les résultats des analyses minéralogiques par rayons X ou en multipliant les séances de microscopie électronique. De même, les dynamiques du fer ont été évoquées, mais une caractérisation fine des processus à l'œuvre serait nécessaire pour comprendre la spéciation et la mise en place des microsites où les oxydes de fer sont dissous ou précipités. L'extraction séquentielle des différentes formes du fer paraît indispensable à cette problématique, ainsi que la cartographie élémentaire de nodules de fer en lames minces par analyses à la microsonde électronique. En ce qui concerne ces mêmes phases, comme pour le carbonate de calcium, des expérimentations en laboratoire (par exemple par percolation, altération accélérée – par méthode Soxhlet par exemple, etc.) pourraient être envisagées afin de caractériser les conditions cinétiques d'altération ou de précipitation, ainsi que l'évolution des solutions d'altération.

BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE, T., 1988. Étude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien Valanginien du Jura central. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- ADATTE, T., RUMLEY, G., 1984. Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 107, 221-240.
- ADATTE, T., STINNESBECK, W., KELLER, G., 1996. Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary sediments in north-eastern Mexico: implications for origin and nature of deposition. In: G. Ryder, Fastovsky, D., Gartner, S. (Ed.), The Cretaceous-Tertiary event and other catastophes in Earth history. Geological Society of America (special paper), pp. 211-226.
- AFES, Association française pour l'étude du sol, 2009. Référentiel pédologique. Quae, Versailles.
- AITCHISON, J., 1999. Logratios and natural laws in compositional data analysis. Mathematical Geology, 31(5), 563-580.
- ALESSANDRIA, B., AQUILANO, D., AMOURIC, M., GRAUBY, O., 2002. Characterization of clay minerals in a dystrochrept developed in a gneiss (Dora-Maira Massif, Western Alps). Complementarity between X-ray diffraction and transmission electron microscopy. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 2002(12), 551-576.
- ANDE, O.T., SENJOBI, B., 2010. Lithologic discontinuity and pedogenetic characterization on an aberrant toposequence associated with a rock hill in South Western Nigeria. International Journal of the Physical Sciences, 5(5), 596-604.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Hatté, C., Zöller, L., Lang, A., Fontugne, M., Moine, O., 2002. Evénements éoliens rapides dans les Lœss du Pléniglaciaire supérieur Weichselien: l'exemple de la séquence de Nussloch (vallée du Rhin-Allemagne). Quaternaire, 13(3-4), 199-208.
- ARAVENA, R., SCHIFF, S.L., TRUMBORE, S.E., DILLON, P.I., ELGOOD, R., 1992. Evaluating dissolved inorganic carbon cycling in a forested lake watershed using carbon isotopes. Radiocarbon, 34(3), 636-645.
- Arbey, F., 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, 4(1), 309-365.
- Arn, R., 1984. Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. Thèse de doctorat, Université de Lausanne.
- ARN, R., CAMPY, M., 1990. Un problème de paléogéographie glaciaire au maximum würmien dans la zone circumalpine: le glacier jurassien. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 113, 115-131.
- Arnet, A., Martignier, L., Scherrer, L., 2007. Caractérisation biogéologique d'une zone du Jura suisse selon trois échelles spatio-temporelles. Thèse de Master, Université de Neuchâtel.
- ATTEIA, O., 1992. Rôle du sol dans le transfert des éléments traces en solution Application à l'étude de quelques écosystèmes d'altitude. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne.
- ATTEIA, O., 1994. Transport of major and trace elements in soils and aquifers of different ecosystems of Switzeland. Eclogae geologicae Helvetiae, 87(2), 409-428.
- Atteia, O., Dambrine, E., 1993. Dynamique d'éléments traces dans les précipitations sous le couvert de 2 pessières peu polluées de Suisse romande. Annals of Forest Science, 50(5), 445-459.
- ATTEIA, O., THÉLIN, P., PFEIFER, H.R., DUBOIS, J.P., HUNZIKER, J.C., 1995. A search for the origin of cadmium in the soil of the Swiss Jura. Geoderma, 68(3), 149-172.
- AUBERT, D., 1941. Atlas géologique de la Suisse 1:25000, Feuille 17 Vallée de Joux. Commission Géologique Suisse.
- AUBERT, D., 1943. Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse, Berne.
- AUBERT, D., 1965. Calotte glaciaire et morphologie jurassiennes. Eclogae geologicae Helvetiae, 58(1), 555-578. AUBERT, D., 1967. Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura. Bulletin de la Société vaudoise des
- AUBERT, D., 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. Eclogae geologicae Helvetiae, 62(2), 325-399.
- AUBERT, D., 1975. L'évolution du relief jurassien. Eclogae geologicae Helvetiae, 68(1), 1-64.

Sciences naturelles, 69(8), 365-376.

- Aubert, D., Gratier, M., Pochon, M., 1979. Livret-guide de quelques sols types du Haut-Jura et du pied du Jura. EPFL, Péd. 4.
- Baales, M., Jöris, O., Street, M., Bittmann, F., Weninger, B., Wiethold, J., 2002. Impact of the Late Glacial eruption of the Laacher See Volcano, Central Rhineland, Germany. Quaternary Research, 58(3), 273-288.

- BAIZE, D., JABIOL, B., 2011. Guide pour la description des sols. Quae, Versailles.
- BICHET, V., CAMPY, M., 2009. Montagnes du Jura. Géologie et paysages. Néo-Typo, Besançon.
- BINDSCHEDLER, S., MILLIÈRE, L., CAILLEAU, G., JOB, D., VERRECCHIA, E.P., 2012. An ultrastructural approach to analogies between fungal structures and needle fiber calcite. Geomicrobiology Journal, 29(4), 301-313.
- BIRKELAND, P.W., 1999. Soils and geomorphology. Oxford University Press, New York.
- BIRKELAND, P.W., SHROBA, R.R., BURNS, S.F., PRICE, A.B., TONKIN, P.J., 2003. Integrating soils and geomorphology in mountains: an example from the Front Range of Colorado. Geomorphology, 55(1-4), 329-344.
- BLANC, E., 1996. Transect plate-forme-bassin dans les séries carbonatées du Berriasien et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien): chronostratigraphie et transferts des sédiments. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- BLANT, M., 2001. Le Jura. Les paysages, la vie sauvage, les terroirs. Delachaux et Niestlé, Lausanne et Paris.
- Bonneau, M., Souchier, B., 1994. Pédologie; 2, Constituants et propriétés du sol. Masson, Paris.
- BOULAINE, J., 1972. Au sujet de quelques sols formés sur roches calcaires en climat perhumide frais (Jura méridional). Science du Sol, 1972 (1), 79-84.
- BOURRIÉ, G., 1976. Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO₂ dans les eaux naturelles. Science du Sol, 1976 (3), 141-159.
- Brantley, S.L., Goldhaber, M.B., Ragnarsdottir, K.V., 2007. Crossing disciplines and scales to understand the Critical Zone. Elements, 3(5), 307-314.
- Brantley, S.L., Megonigal, J.P., Scatena, F.N., Balogh-Brunstad, Z., Barnes, R.T., Bruns, M.A., Van Cappellen, P., Dontsova, K., Hartnett, H.E., Hartshorn, A.S., Heimsath, A., Herndon, E., Jin, L., Keller, C.K., Leake, J.R., McDowell, W.H., Meinzer, F.C., Mozdzer, T.J., Petsch, S., Pett-Ridge, J., Pregitzer, K.S., Raymond, P.A., Riebe, C.S., Shumaker, K., Sutton-Grier, A., Walter, R., Yoo, K., 2011. Twelve testable hypotheses on the geobiology of weathering. Geobiology, 9(2), 140-165.
- Bresson, L.-M., 1974. Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide séquence évolutive sur fluvioglaciaire calcaire dans le jura méridional. Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- Bruckert, S., Gaiffe, M., 1980. Pédogenèse en pays calcaire glaciaire ou karstique. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 4ème série Biol. vég.(1), 19-68.
- Bruckert, S., Gaiffe, M., 1989. Processus de formation et de fonctionnement des sols en relation avec le réseau poral des roches. Annales Scientifiques de l'Université de Franche-Comté, Géologie, 4(9), 37-48.
- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Markovic, S., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in lœss-paleosol studies. Quaternary International, 240(1), 12-21.
- Bullinger-Weber, G., Le Bayon, R.-C., Guenat, C., Gobat, J.-M., 2007. Influence of some physicochemical and biological parameters on soil structure formation in alluvial soils. European Journal of Soil Biology, 43(1), 57-70.
- BUONCRISTIANI, J.-F., CAMPY, M., 2001. Late Pleistocene detrital sediment yield of the Jura glacier, France. Quaternary Research, 56(1), 51-61.
- BUONCRISTIANI, J.F., CAMPY, M., 2004. Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. Sedimentary Geology, 165(3-4), 253-264.
- Burger, A., Schaer, J.P., 1996. La vallée du Locle, oasis jurassienne, histoire géologique: le paysage les eaux. Cahiers de l'Institut Neuchâtel. Gilles Attinger, Hauterive.
- Cailleau, G., Verrecchia, E.P., Braissant, O., Emmanuel, L., 2009. The biogenic origin of needle fibre calcite. Sedimentology, 56(6), 1858-1875.
- CALLOT, G., DUPUIS, M., 1980. Le calcaire actif des sols et sa signification. Science du sol, 1, 17-26.
- CAMPY, M., 1992. Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 93(1-2), 1-12.
- CAMPY, M., RICHARD, H., 1988. Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1988(2/3), 81-90.
- CAMPY, M., MACAIRE, J.-J., 1989. Géologie des formations superficielles. Masson, Paris.
- Campy, M., Macaire, J.-J., 2003. Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. Dunod, Paris.
- CARNICELLI, S., MIRABELLA, A., CECCHINI, G., SANESI, G., 1997. Weathering of chlorite to a low-charge expandable mineral in a Spodosol on the Apennine Mountains, Italy. Clays and Clay Minerals, 45(1), 28-41.
- CHADWICK, O.A., BRIMHALL, G.H., HENDRICKS, D.M., 1990. From a black to a gray box a mass balance interpretation of pedogenesis. Geomorphology, 3(3-4), 369-390.
- Christ, M., 2011. Dynamique du CO₂ dans un sol carbonaté: concentrations et signatures isotopiques. Thèse de master, Université de Lausanne.

- CLARK, I.D., FRITZ, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis, New York.
- C.N.R.S. (Centre de Géomorphologie du C.N.R.S), 1981. La carte des formations superficielles et ses applications à l'aménagement régional. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 1981(1), 13-19.
- Collaud Coen, M., Weingartner, E., Schaub, D., Hueglin, C., Corrigan, C., Henning, S., Schwikowski, M., Baltensperger, U., 2004. Saharan dust events at the Jungfraujoch: detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and first climatology analysis. Atmospheric Chemistry and Physics, 4(11/12), 2465-2480.
- Comas-Cufí, M., Thió-Henestrosa, S., 2011. CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software. In: J.J. Egozcue, Tolosana-Delgado, R., Ortego, M.I. (Ed.), CoDaWork'11: 4th International Workshop on Compositional Data Analysis, Sant Feliu de Guíxols, Spain.
- CORNU, S., 2005. Pédogenèses d'hier et d'aujourd'hui. Habilitation à diriger des recherches, Université d'Orléans.
- COUTTERAND, S., 2010. Étude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléisotcène récent : du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Thèse de doctorat, Université de Savoie, Le Bourget du Lac.
- Custer, W., 1935. Atlas géologique de la Suisse 1:25000, Feuille 5 Cossonay. Commission Géologique Suisse. Dahms, D., Favilli, F., Krebs, R., Egli, M., 2012. Soil weathering and accumulation rates of oxalate-extractable phases derived from alpine chronosequences of up to 1 Ma in age. Geomorphology, 151-152(0), 99-113.
- Dalla Piazza, R., 1996. Géochimie des altérations dans trois écosystèmes sol tempérés applications à l'acquisition des caractéristiques chimiques des solutés. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne.
- Delarze, R., Gonseth, Y., 2008. Guide des milieux naturels de Suisse. Rossolis, Bussigny.
- Delmas, A.B., Chamayou, H., Callot, G., 1980. Dissolution du CO₂ de l'atmosphère au cours de l'altération de la calcite en conditions de percolation. Science du Sol, 3, 191-200.
- Deocampo, D.M., 2010. The geochemistry of continental carbonates. In: A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner (Eds.), Carbonates in continental settings. Geochemistry, diagenesis and applications. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-59.
- Dewolf, Y., 1965. Intérêt et principes d'une cartographie des formations superficielles. Thèse de doctorat, Université de Caen.
- Dewolf, Y., Bourrié, G., 2008. Les formations superficielles. Genèse typologie classification paysages & environnements ressources & risques. Ellipses Edition Marketing, Paris.
- DIAZ, N., 2011. Étude de la matière organique des sols le long d'une toposéquence dans le Jura vaudois. Thèse de master, Université de Lausanne.
- DISNAR, J.R., GUILLET, B., KERAVIS, D., DI-GIOVANNI, C., SEBAG, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. Organic Geochemistry, 34(3), 327-343.
- Du Pasquier, L., 1892. Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 20, 32-43.
- Dubois, J.P., Okopnik, F., Benitez, N., Vedy, J.C., 1998. Origin and spatial variability of cadmium in some soils of the Swiss Jura. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier.
- DUCHAUFOUR, P., 1983. Pédologie 1: Pédogenèse et classification. Masson, Paris.
- Durand, R., 1980. L'évolution d'une rendzine encroûtée sur la craie de Champagne. Science du Sol, 3, 201-216.
- Egli, M., Fitze, P., 2000. Formulation of pedologic mass balance based on immobile elements: a revision. Soil Science, 165(5), 437-443.
- EGLI, M., FITZE, P., 2001. Quantitative aspects of carbonate leaching of soils with differing ages and climates. Catena, 46(1), 35-62.
- Egli, M., Mirabella, A., Fitze, P., 2001. Clay mineral formation in soils of two different chronosequences in the Swiss Alps. Geoderma, 104(1-2), 145-175.
- Egli, M., Zanelli, R., Kahr, G., Mirabella, A., Fitze, P., 2002. Soil evolution and development of the clay mineral assemblages of a Podzol and a Cambisol in 'Meggerwald', Switzerland. Clay Minerals, 37(2), 351-366.
- Egli, M., Mirabella, A., Sartori, G., Fitze, P., 2003. Weathering rates as a function of climate: results from a climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian Alps). Geoderma, 111(1-2), 99-121.
- EGLI, M., MIRABELLA, A., MANCABELLI, A., SARTORI, G., 2004. Weathering of soils in Alpine areas as influenced by climate and parent material. Clays and Clay Minerals, 52(3), 287-303.
- EGLI, M., MIRABELLA, A., SARTORI, G., 2008. The role of climate and vegetation in weathering and clay mineral formation in late Quaternary soils of the Swiss and Italian Alps. Geomorphology, 102(3-4), 307-324.

- ELERT, K., SEBASTIÁN, E., VALVERDE, I., RODRIGUEZ-NAVARRO, C., 2008. Alkaline treatment of clay minerals from the Alhambra Formation: Implications for the conservation of earthen architecture. Applied Clay Science, 39(3-4), 122-132.
- Erhart, H., 1967. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris.
- FALCONNIER, A., 1951. Atlas géologique de la Suisse 1:25000, Feuille 25 Marchairuz. Commission Géologique Suisse.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary-rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology, 23(10), 921-924.
- FIORE, J., 2007. Quaternary subglacial processes in Switzerland: Geomorphology of the Plateau and seismic stratigraphy of Western Lake Geneva. Thèse de doctorat, Université de Genève.
- Frechen, M., Oches, E.A., Kohfeld, K.E., 2003. Læss in Europe-mass accumulation rates during the Last Glacial Period. Quaternary Science Reviews, 22(18-19), 1835-1857.
- FuYuan, A., HaiZhou, M., HaiCheng, W., ZhongPing, L., 2012. Distinguishing aeolian signature from lacustrine sediments of the Qaidam Basin in northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and its palaeoclimatic implications. Aeolian Research, 4(0), 17-30.
- GAIFFE, M., BRUCKERT, S., 1990. Origine paléoécologique de l'aptitude des calcaires jurassiques à la fracturation. Conséquences tectoniques, pédogénétiques et écologiques. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 113, 191-206.
- GAIFFE, M., BRUCKERT, S., 1991. Déterminisme paléoécologique des écosystèmes actuels du Haut-Jura, en relation avec la fracturation des roches. Annales des Sciences Forestières, 48, 575-591.
- GAIFFE, M., KÜBLER, B., 1992. Relationships between mineral composition and relative ages of iron nodules in Jurassian soil sequences. Geoderma, 52(3-4), 343-350.
- Gallandat, J.-D., Gillet, F., Havlicek, E., Perrenoud, A., 1995. Typologie et systémique phytoécologique des pâturages boisés du Jura suisse. Rapport final de mandat, Université de Neuchâtel.
- GAUTHIER, E., 2004. Forêts et agriculteurs du Jura Les quatre derniers millénaires. Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté, 765. Presses Universitaires Franc-Comtoises, Besançon.
- GERRARD, J., 1992. Soil geomorphology. An integration of pedology and geomorphology. Chapman & Hall, London.
- GILLOT, F., RIGHI, D., ELSASS, F., 2000. Pedogenic smectites in Podzols from central Finland: an analytical electron microscopy study. Clays and Clay Minerals, 48(6), 655-664.
- GOBAT, J.-M., DUCKERT, O., GALLANDAT, J.-D., 1989. Quelques relations « microtopographie-sols-végétation » dans les pelouses pseudo-alpines du Jura suisse: exemples d'un système naturel et d'un système anthropisé. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 112, 5-17.
- GOBAT, J.-M., ARAGNO, M., MATTHEY, W., 2010. Le sol vivant: bases de pédologie biologie des sols. 3ème edition. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.
- Gratier, M., Bardet, L., 1980. Les sols du plateau vaudois. Mémoires de la Société vaudoise des Sciences naturelles, 16(3), 89-188.
- GUENAT, C., 1987. Les sols forestiers non hydromorphes sur moraines du Jura vaudois. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne.
- GUENAT, C., BUREAU, F., WEBER, G., TOUTAIN, F., 1999. Initial stages of soil formation in a riparian zone: Importance of biological agents and lithogenic inheritance in the development of the soil structure. European Journal of Soil Biology, 35(4), 153-161.
- HADORN, P., THEW, N., RUSSELL COOPE, G., LEMDAHL, G., HAJDAS, I., BONANI, G., 2002. A Late-Glacial and Early Holocene environment and climate history for the Neuchâtel region (CH). In: H. Richard, Vignot, A. (Ed.), Équilibres et ruptures dans les ecosystemes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest. Presses universitaires de Franche-Comté, pp. 75-90.
- HASINGER, O., 2009. Étude du cycle du carbone dans un sol carbonaté sous une végétation de type C3 : du CO₂ atmosphérique aux carbonates pédogéniques. Thèse de master, Université de Neuchâtel.
- HAVLICEK, E., 1999. Les sols des pâturages boisés du Jura suisse: origine et typologie, relations sol-végétation. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- HAVLICEK, E., GOBAT, J.-M., 1996. Les apports éoliens dans les sols du Jura: état des connaissances et nouvelles données en pâturages boisés. Étude et Gestion des sols, 3(3), 167-178.
- HAVLICEK, E., GOBAT, J.M., GILLET, F., 1998. Réflexions sur les relations sol végétation : Trois exemples du Jura sur matériel allochtone. Ecologie, 29(4), 535-546.

- Hеімо, C., 2012. Intégration de la matière organique dans l'épisolum humifère de la Côte de Ballens (VD): implication d'une couverture forestière mixte et de matériaux parentaux carbonatés. Thèse de master, Université de Neuchâtel et Université de Lausanne.
- Hubert, F., Caner, L., Meunier, A., Ferrage, E., 2012. Unraveling complex $< 2 \mu m$ clay mineralogy from soils using X-ray diffraction profile modeling on particle-size sub-fractions: Implications for soil pedogenesis and reactivity. American Mineralogist, 97(2-3), 384-398.
- ICS, International Commission on Stratigraphy, 2010. International Stratigraphic Chart 2010.
- IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A., SCHLÜCHTER, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). Eclogae geologicae Helvetiae, 97(1), 47-55.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W., SCHLÜCHTER, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science, 23(6-7), 559-573.
- JACOBS, P.M., MASON, J.A., HANSON, P.R., 2012. Læss mantle spatial variability and soil horizonation, southern Wisconsin, USA. Quaternary International, 265, 43-53.
- JACQUIN, F., HAIDOUTI, C., MULLER, J.C., 1980. Dynamique de la matière organique en sols carbonatés cultivés. Science du Sol, 1, 27-36.
- JAMAGNE, M., 2011. Grands paysages pédologiques de France. Quae, Versailles.
- Jenny, H., 1941. Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. McGraw-Hill Book Company Inc., New York.
- JIN, L., WILLIAMS, E., SZRAMEK, K., WALTER, L., HAMILTON, S., 2008. Silicate and carbonate mineral weathering in soil profiles developed on Pleistocene glacial drift (Michigan, USA): Mass balances based on soil water geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(4), 1027-1042.
- JIN, L., OGRINC, N., HAMILTON, S.K., SZRAMEK, K., KANDUC, T., WALTER, L.M., 2009. Inorganic carbon isotope systematics in soil profiles undergoing silicate and carbonate weathering (Southern Michigan, USA). Chemical Geology, 264(1-4), 139-153.
- Joly, F., 1974. Contribution française à la cartographie géomorphologique et à la connaissance cartographique du Quaternaire. Annales de Géographie, 369-380.
- Joly, F., 1997. Glossaire de géomorphologie. Armand Colin, Paris.
- Jouaffre, D., Bruckert, S., Williams, A.F., Herbillon, A.J., Kübler, B., 1991. Rubéfaction post-würmienne en climat montagnard humide jurassien. Rôle du pédoclimat et actualité du processus. Gederma, 50, 239-257.
- JOURNAUX, A., DEWOLF, Y., 1959. Essai d'une définition de régions géopédologiques. Cahiers de géographie du Québec, 3(6), 53-55.
- Juilleret, J., Iffly, J.-F., Pfister, L., Hissler, C., 2011. Remarkable Pleistocene periglacial slope deposits in Luxembourg (Oesling): pedological implication and geosite potential. Bulletin de la Société des naturalistes luxembourgeois, 112, 125-130.
- Kenig, K., 2006. Surface microtextures of quartz grains from Vistulian losses from selected profiles of Poland and some other countries. Quaternary International, 152-153(0), 118-135.
- Klassen, R.A., 2009. Geological controls on soil parent material geochemistry along a northern Manitoba-North Dakota transect. Applied Geochemistry, 24(8), 1382-1393.
- KLEBER, A., 1992. Periglacial slope deposits and their pedogenic implications in Germany. Palaeogeography Palaeoeclimatology Palaeoecology, 99(3-4), 361-371.
- KLEBER, A., 1997. Cover-beds as soil parent materials in midlatitude regions. Catena, 30(2-3), 197-213.
- Krinsley, D.H., Friend, P.F., Klimentidis, R., 1976. Eolian transport textures on the surfaces of sand grains of Early Triassic age. Geological Society of America Bulletin, 87(1), 130-132.
- KÜBLER, B., 1962. Étude pétrographique de l'Oehningien (Tortonien) du Locle (Suisse occidentale). Contributions to Mineralogy and Petrography, 8(4), 267-314.
- KÜBLER, B., JANTSCHIK, R., HUON, S., 1990. Minéralogie et granulométrie des poussières éoliennes, dites « sahariennes », du 24 avril 1989 à Neuchâtel: leur importance pour l'environnement, les sols et les sédiments. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 113, 75-98.
- LAGOTALA, H., 1920. Étude géologique de la région de la Dôle. Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse Nouvelle Série, 46(4).
- Lamouroux, M., 1971. Étude de sols formés sur roches carbonatées Pédogenèse fersiallitique au Liban. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- LEGROS, J.-P., 2007. Les grands sols du Monde. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.

- LE RIBAULT, L., 1977. L'exoscopie des Quartz. Masson, Paris.
- Likens, G.E., Driscoll, C.T., Buso, D.C., Siccama, T.G., Johnson, C.E., Lovett, G.M., Fahey, T.J., Reiners, W.A., Ryan, D.F., Martin, C.W., Bailey, S.W., 1998. The biogeochemistry of calcium at Hubbard Brook. Biogeochemistry, 41(2), 89-173.
- Lorz, C., 2008. Lithological discontinuous soils Archives for the pedo-geochemical genesis of the soil-regolith-complex? Zeitschrift Fur Geomorphologie, 52(Suppl.2), 119-132.
- LORZ, C., PHILLIPS, J.D., 2006. Pedo-ecological consequences of lithological discontinuities in soils examples from Central Europe. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 169(4), 573-581.
- LORZ, C., HELLER, K., KLEBER, A., 2011. Stratification of the regolith continuum a key property for processes and functions of landscapes. Zeitschrift Fur Geomorphologie, 55(Suppl.3), 277-292.
- Magny, M., Thew, N., Hadorn, P., 2003. Late-glacial and early Holocene changes in vegetation and lake-level at Hauterive/Rouges-Terres, Lake Neuchâtel (Switzerland). Journal of Quaternary Science, 18(1), 31-40.
- MAILÄNDER, R., VEIT, H., 2001. Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. Catena, 45(4), 251-272.
- Martignier, L., Scherrer, L., Verrecchia, E., Gobat, J.-M., 2007. L'histoire biogéologique postglaciaire très spéciale d'une zone du Jura suisse. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 130.1, 97-106.
- MARTIGNIER, L. & VERRECCHIA E. P., 2013. Weathering processes in superficial deposits (regolith) and their influence on pedogenesis: A case study in the Swiss Jura Mountains. Geomorphology, 189, 26-40.
- Martignier, L., Adatte, T., Verrecchia E. P., 2013. Bedrock versus superficial deposits in the Swiss Jura Mountains: what is the legitimate soil parent material? Earth Surface Processes and Landforms, 38, 331-345.
- Martignier, L., Nussbaumer, M., Adatte, T., Gobat, J.-M., Verrecchia, E., 2015. Assessment of a locally-sourced loss system in Europe: The Swiss Jura Mountains. Aeolian Research, 18, 11-21.
- MERRITTS, D.J., CHADWICK, O.A., HENDRICKS, D.M., BRIMHALL, G.H., LEWIS, C.J., 1992. The mass balance of soil evolution on late Quaternary marine terraces, northern California. Geological Society of America Bulletin, 104(11), 1456-1470.
- MICHALET, R., 1982. Influence du climat général sur l'évolution des sols à l'étage subalpin du Jura. Thèse de 3ème cycle, Université de Nancy I.
- MICHALET, R., BRUCKERT, S., 1986. La podzolisation sur calcaire du subalpin du Jura. Science du Sol, 24(4), 363-375.
- MILLIÈRE, L., 2011. Origin of needle fibre calcite (NFC) A geochemical approach. Thèse de doctorat, Université de Lausanne.
- MILLIÈRE, L., SPANGENBERG, J.E., BINDSCHEDLER, S., CAILLEAU, G., VERRECCHIA, E.P., 2011. Reliability of stable carbon and oxygen isotope compositions of pedogenic needle fibre calcite as environmental indicators: examples from Western Europe. Isotopes in Environmental and Health Studies, 47(3), 341-358.
- MILNE, G., 1936. Normal erosion as a factor in soil profile development. Nature, 138, 548-549.
- MIRABELLA, A., EGLI, M., CARNICELLI, S., SARTORI, G., 2002. Influence of parent material on clay minerals formation in Podzols of Trentino, Italy. Clay Minerals, 37(4), 699-707.
- MIRABELLA, A., EGLI, M., 2003. Structural transformations of clay minerals in soils of a climosequence in an italian alpine environment. Clays and Clay Minerals, 51(3), 264-278.
- Muhs, D.R., 2013. The geologic records of dust in the Quaternary. Aeolian Research 9, 3-48
- Muhs, D.R., McGeehin, J.P., Beann, J., Fisher, E., 2004. Holocene læss deposition and soil formation as competing processes, Matanuska Valley, southern Alaska. Quaternary Research, 61(3), 265-276.
- Muhs, D., Benedict, J., 2006. Eolian additions to late Quaternary alpine soils, Indian Peaks Wilderness area, Colorado Front Range. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(1), 120-130.
- Muhs, D.R., Budahn, J.R., 2006. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loss in central Alaska. Canadian Journal of Earth Sciences, 43(3), 323-337.
- Muhs, D., Budahn, J.R., Prospero, J., M., Carey, S., N., 2007. Geochemical evidence for African dust inputs to soils of western Atlantic islands: Barbados, the Bahamas, and Florida. Journal of Geophysical Research, 112(F02009), 26.
- Munroe, J.S., Farrugia, G., Ryan, P.C., 2007. Parent material and chemical weathering in alpine soils on Mt. Mansfield, Vermont, USA. Catena, 70(1), 39-48.
- Murakami, T., Utsunomiya, S., Yokoyama, T., Kasama, T., 2003. Biotite dissolution processes and mechanisms in the laboratory and in nature: Early stage weathering environment and vermiculitization. American Mineralogist, 88(2-3), 377-386.

- Nahon, D., Bottero, J.-Y., Bourlès, D., Hamelin, B., Thouveny, N., 2008. Géosciences de l'environnement. Traceurs isotopiques, pédologiques, magnétiques. Vuibert, Paris.
- Neuendorf, K.K.E., Mahl Jr., J.P., Jackson, J.A., 2005. Glossary of geology, 5th Edition. American Geological Institute, Alexandria.
- NUSSBAUMER, M., 2012. Étude d'une nouvelle caractérisation des lœss jurassiens. Thèse de master, Université de Neuchâtel et Université de Lausanne.
- OINUMA, K., SHIMODA, S., SUDO, T., 1972. Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. Journal of the Tokio University, General Education, 15, 1-33.
- Pancza, A., 1979. Contribution à l'étude des formations périglaciaires dans le Jura. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- Pancza, A., 1990. L'action du gel sur les parois rocheuses du Jura: l'exemple de Château-Cugny (JU). Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 113, 133-144.
- Pawlowsky-Glahn, V., Egozcue, J.J., 2006. Compositional data and their analysis: an introduction. Geological Society, London, Special Publications, 264(1), 1-10.
- Pédro, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, 10(5), 457-470.
- Persoz, F., 1982. Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse Nouvelle Série, 155, 1-52.
- Peterknecht, K.M., Tietz, G.F., 2011. Chattermark trails: surface features on detrital quartz grains indicative of a tropical climate. Journal of Sedimentary Research, 81(1-2), 153-158.
- Pettijohn, F., Potter, P.E., Siever, R., 1973. Sand and Sandstone. Springer Verlag, New York.
- PHILLIPS, J.D., LORZ, C., 2008. Origins and implications of soil layering. Earth-Science Reviews, 89(3-4), 144-155.
- Pochon, M., 1973. Apport allochtone dans les sols jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois). Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 96, 135-147.
- POCHON, M., 1978. Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide. Thèse de doctorat, Université de Neuchâtel.
- PORTMANN, J.-P., 1954. Pétrographie des moraines du glacier würmien du Rhône dans la région des lacs subjurassiens (Suisse). Bulletin de la Société Neuchâteloise de Géographie, 5(1954-55), 13-55.
- Preusser, F., Fiebig, M., 2009. European Middle Pleistocene læss chronostratigraphy: Some considerations based on evidence from the Wels site, Austria. Quaternary International, 198(1-2), 37-45.
- PRICE, J.R., Velbel, M.A., 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. Chemical Geology, 202(3-4), 397-416.
- Pye, K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London.
- REY, J., KÜBLER, B., 1983. Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. Bulleetin Suisse de Minéralogie et de Pétrographie, 63, 13-36.
- RICH, C.I., 1956. Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia piedmont. Clays and Clay Minerals, 5, 203-221.
- RICHARD, J.L., 1961. Les forêts acidophiles du Jura. Matériaux pour le levé géobotanique de la Suisse, 38. H. Hubert, Bern.
- RIGHI, D., PETIT, S., BOUCHET, A., 1993. Characterization of hydroxy-interlayered vermiculite and illite/smectite interstatified minerals from the weathering of chlorite in a cryorthod. Clays and Clay Minerals, 41(4), 484-495.
- RIGHI, D., MEUNIER, A., 1995. Origin of clays by rock weathering and soil formation. In: B. Velde (Ed.), Origin and mineralogy of clays: Clays and the environment. Springer Verlag, Berlin, pp. 43-161.
- RIGHI, D., ELSASS, F., 1996. Characterization of soil clay minerals: Decomposition of X-ray diffraction diagrams and high-resolution electron microscopy. Clays and Clay Minerals, 44(6), 791-800.
- RIGHI, D., HUBER, K., KELLER, C., 1999. Clay formation and Podzol development from postglacial moraines in Switzerland. Clay Minerals, 34(2), 319-332.
- ROMERO, R., ROBERT, M., ELSASS, F., GARCIA, C., 1992. Evidence by transmission electron microscopy of weathering microsystems in soils developed from crystalline rocks. Clay Minerals, 27(1), 21-33.
- Schaetzl, R.J., 1998. Lithologic discontinuities in some soils on drumlins: Theory, detection, and application. Soil Science, 163(7), 570-590.
- Schaetzl, R.J., 2008. The distribution of silty soils in the Grayling Fingers region of Michigan: Evidence for loss deposition onto frozen ground. Geomorphology, 102(3-4), 287-296.

- Schaetzl, R.J., Anderson, S., 2005. Soils: genesis and geomorphology. Cambridge University Press, New York.
- Schaetzl, R.J., Luehmann, M.D., 2013. Coarse-textured basal zones in thin less deposits: Products of sediment mixing and/or paleoenvironmental change? Geoderma, 192, 277-285.
- SCHARDT, H., 1891. Études géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. Eclogae geologicae Helvetiae, 2(3), 253-344.
- SCHARDT, H., 1902. Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 30, 404-435.
- SCHMINCKE, H.-U., PARK, C., HARMS, E., 1999. Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. Quaternary International, 61(1), 61-72.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Sebag, D., Disnar, J.R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E.P., Durand, A., 2006. Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by 'Rock-Eval pyrolysis': bulk characterization and quantification of degradation. European Journal of Soil Science, 57(3), 344-355.
- SEMMEL, A., TERHORST, B., 2010. The concept of the Pleistocene periglacial cover beds in central Europe: A review. Quaternary International, 222(1-2), 120-128.
- SILVA, L.F.O., SAMPAIO, C.H., GUEDES, A., FDEZ-ORTIZ DE VALLEJUELO, S., MADARIAGA, J.M., 2012. Multianalytical approaches to the characterisation of minerals associated with coals and the diagnosis of their potential risk by using combined instrumental microspectroscopic techniques and thermodynamic speciation. Fuel, 94, 52-63.
- Simas, F.N.B., Schaefer, C.E.G.R., Melo, V.F., Guerra, M.B.B., Saunders, M., Gilkes, R.J., 2006. Clay-sized minerals in permafrost-affected soils (cryosols) from King George Island, Antarctica. Clays and Clay Minerals, 54(6), 721-736.
- SOLTNER, D., 1995. Les bases de la production végétale. Tome 2: le climat. Sciences et Techniques Agricoles, Angers. Spaltenstein, H., 1984. Pédogenèses sur calcaire dur dans les Hautes Alpes calcaires. Thèse de doctorat, EPFL, Lausanne.
- Stoops, G., 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, Madison.
- STOOPS, G., MARCELINO, V., MEES, F., 2010. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, Amsterdam.
- Sudo, Т., Shimoda, S., Yotsumoto, H., Aita, S., 1981. Electron micrographs of clay minerals. Developments in sedimentology, 31. Elsevier, Kodansha LTD., New York, Tokyo.
- SUGDEN, A., STONE, R., ASH, C., 2004. Ecology in the Underworld. Science, 304(5677), 1613.
- SWISSTOPO, 2005. Carte géolohique de la Suisse 1:500'000. Institut de géologie, Université de Berne, Office fédéral des eaux et de la géologie.
- SZRAMEK, K., McIntosh, J.C., Williams, E.L., Kanduc, T., Ogrinc, N., Walter, L.M., 2007. Relative weathering intensity of calcite versus dolomite in carbonate-bearing temperate zone watersheds: Carbonate geochemistry and fluxes from catchments within the St. Lawrence and Danube river basins. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 8(4), 1-26.
- TABOADA, T., CORTIZAS, A.M., GARCÍA, C., GARCÍA-RODEJA, E., 2006. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rocks in NW Spain. Geoderma, 131(1-2), 218-236.
- Taitel-Goldman, N., Singer, A., 2002. Synthesis of clay-sized iron oxides under marine hydrothermal conditions. Clay Minerals, 37(4), 719-731.
- Tauber, F., 1999. Spurious clusters in granulometric data caused by logratio transformation. Mathematical Geology, 31(5), 491-504.
- TERHORST, B., 2007. Periglacial cover beds and soils in landslide areas of SW-Germany. Catena, 71(3), 467-476. TERHORST, B., DAMM, B., PETICZKA, R., KÖTTRITSCH, E., 2009. Reconstruction of Quaternary landscape formation as a tool to understand present geomorphological processes in the eastern Prealps (Austria). Quaternary International, 209(1-2), 66-78.
- Thomas, A.R., Dahl, W.M., Hall, C.M., York, D., 1993. ⁴⁰Ar / ³⁹Ar analyses of authigenic muscovite, timing of stylolitization, and implications for pressure solution mechanisms; Jurassic Norphlet Formation, offshore Alabama. Clays and Clay Minerals, 41(3), 269-279.
- TIMIREVA, S.N., VELICHKO, A.A., 2006. Depositional environments of the Pleistocene loess-soil series inferred from sand grain morphoscopy A case study of the East European Plain. Quaternary International, 152-153(0), 136-145.

- TRICART, J., 1978. Géomorphologie applicable. Masson, Paris.
- USMAN, M., HANNA, K., ABDELMOULA, M., ZEGEYE, A., FAURE, P., RUBY, C., 2012. Formation of green rust via mineralogical transformation of ferric oxides (ferrihydrite, goethite and hematite). Applied Clay Science, 64, 38-43.
- VADI, G., GOBAT, J.-M., 1998. Le paradoxe de la podzolisation en domaine jurassien: aspects pédologiques et phytosociologiques. Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 121, 79-91.
- Vali, H., Hesse, R., 1992. Identification of vermiculite by transmission electron microscopy and X-ray diffraction. Clay Minerals, 27(2), 185-192.
- Van Vliet-Lanoë, B., 2005. La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire. Vuibert, Paris.
- Velde, B., Meunier, A., 2008. The origin of clay minerals in soils and weathered rocks. Springer Verlag, Berlin. Vernet, J.-P., 1973. Atlas géologique de la Suisse 1:25000, Feuille 1242 Morges. Commission Géologique Suisse.
- Verrecchia, E.P., 2002. Géodynamique du carbonate de calcium à la surface des continents. In: J.-C. Miskovsky (Ed.), Géologie de la préhistoire: méthodes, techniques, applications. Géopré, Paris, pp. 233-251.
- Verrecchia, E.P., Freytet, P., 1989. Lexique des termes utilisés pour décrire les carbonates continentaux à l'échelle de la lame mince. Méditerranée, 2(3), 75-83.
- Verrecchia, E.P., Verrecchia, K.E., 1994. Needle-fiber calcite; a critical review and a proposed classification. Journal of Sedimentary Research, 64(3a), 650-664.
- Vittoz, P., 1998. Flore et végétation du Parc jurassien vaudois: typologie, écologie et dynamique des milieux. Thèse de doctorat, Universtié de Lausanne.
- WILDING, L.P., LIN, H., 2006. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. Geoderma, 131(3-4), 257-274.
- WILLIAMS, E., WALTER, L., Ku, T., BAPTIST, K., BUDAI, J., KLING, G., 2007. Silicate weathering in temperate forest soils: insights from a field experiment. Biogeochemistry, 82(2), 111-126.
- YAALON, D.H., 1997. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? Catena, 28(3-4), 157-169.

REMERCIEMENTS

Chacun de vos problèmes porte le germe de l'opportunité.

Deepak Chopra

Je souhaite remercier chaleureusement le Prof. Eric Verrecchia, mon directeur de thèse, qui m'a offert la possibilité de réaliser ce travail de doctorat à l'Université de Lausanne, grâce au financement du projet GeoNova.

J'aimerais ensuite remercier les membres du jury : Prof. François Bussy (président du jury), Dr. Thierry Adatte (expert interne), Prof. Markus Egli (Université de Zürich), Dr. Claire Guenat (Ecole polytechnique fédérale de Lausanne) et Prof. Luca Trombino (Université de Milan).

Merci également à Hans-Ruedi Pfeifer, Géraldine Bullinger-Weber, Elena Havlicek et Stuart Lane pour leur aide régulière ou ponctuelle et leurs conseils éclairés. Pour leur aide analytique ou leurs conseils techniques : André Villard, Jean-Claude Lavanchy, Morgane Tournier, Pierre Vonlanthen, Tiffany Monnier, Massoud Daddras (CSEM à Neuchâtel) et Brice Prudat.

Merci à toute l'équipe du laboratoire de Biogéosciences, à mes collègues de l'époque et aux étudiants, à mes amis et à ma famille pour leur soutien moral, scientifique, amical, caféiné et j'en passe.

Finalement, pour la publication de ce mémoire, je tiens à remercier l'équipe d'édition de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, ainsi que les nombreux soutiens financiers : la Commission Dr Joachim de Giacomi de l'Académie des Sciences Naturelles Suisses, la Fondation Agassiz de l'Université de Lausanne, la Société Académique Vaudoise, la Société Suisse de Pédologie, la Fondation pour l'Université de Lausanne et le Laboratoire de Biogéosciences (IDYST, UNIL).

ANNEXES

Annexe I: Liste des lames minces

Annexe II: Fiches descriptives et résultats analytiques des profils de sol des Amburnex Annexe III: Fiches descriptives et résultats analytiques des profils de sol de Ballens

Annexe I: Liste des lames minces

Lames minces Amburnex

Profil	Prof. (cm)	Nom échant. Remarque
AMB 1	5	AMB1_LM1
	17	AMB1_LM2
AMB 3	30	AMB3_LM1
1115.4	5	AMB3_LM2
AMB 4	73	AMB4_LM1 marnes + carbonates secondaires
	63	AMB4_LM2 tache rouille
	53	AMB4_LM3 transition argiles-marnes
	18	AMB4_LM4 transition limons-argiles
	3	AMB4_LM5 limons + taches redox
	32	AMB4_LM6 essais techniques
	32 32	AMB4_LM7 essais techniques AMB4_LM8 essais techniques
AMB 5A	32 81	AMB4_LM9 essais techniques AMB5A LM1 marnes
AIVID JA	61	AMB5A_LM1 marries AMB5A_LM2 taches redox
	42	AMB5A_LM2 taches redox AMB5A_LM3 limite horizons
	29	AMB5A_LM4 argiles
	15	AMB5A_LM5 limite horizons
	2	AMB5A LM6 limons
	29	AMB5A_LM7 essais techniques
	29	AMB5A_LM8 essais techniques
	29	AMB5A_LM9 essais techniques
	29	AMB5A_LM1(essais techniques
AMB 6	165	AMB6 LM1
,	150	AMB6_LM2 fissure argileuse
	63	AMB6_LM3 carbonates secondaires
	57	AMB6_LM4 fissure argileuse
	37	AMB6_LM5 transition horizons
	27	AMB6_LM6 transition horizons
	27	AMB6_LM7 essais techniques
	27	AMB6_LM8 essais techniques
	27	AMB6_LM9 essais techniques
	27	AMB6_LM10 essais techniques
AMB 7	36	AMB7_LM1
	22	AMB7_LM2
	13	AMB7_LM3
	2	AMB7_LM4
	47	AMB7_LM5
	40	AMB7_LM6 essais techniques
	40	AMB7_LM7 essais techniques
	40	AMB7_LM8 essais techniques
	40	AMB7_LM9 essais techniques
	42	AMB7_LM10 essais techniques
	42	AMB7_LM11 essais techniques
	42	AMB7_LM12 essais techniques
	42	AMB7_LM13 essais techniques
AMB 8A	10	AMB8A_LM1
	2	AMB8A_LM2
AMB 8B	100	AMB8B_LM1
	50	AMB8B_LM2
	28	AMB8B_LM3
	21	AMB8B_LM4
	13	AMB8B_LM5
AMD	3	AMB8B_LM6
AMB 9	32	AMB9_LM1 argiles + caillou altéré
	13	AMB9_LM2

Lames minces Ballens

Profil	Prof. (cm)	Nom échant	. Remarques
BAL2	2	BAL2 LM1	hor. limoneux, taches redox
	19	BAL2 LM2	hor. argileux
BAL3A	56	BAL3A LM1	moraine
	60	BAL3A LM2	moraine, pas d'orientation
	2	BAL3A LM3	hor. Ah
	26	BAL3A LM4	hor. ScaCca
	41	BAL3A LM5	taches redox dans moraine
BAL3B	+4	BAL3B LM1	OF/OH
	14	BAL3B LM2	hor.Sci
BAL3C	env. 40	BAL LM4	pellicule d'altération des cailloux calcaires
	env. 40	BAL LM5	idem, entre 2 cailloux
	2	BAL3C LM1	
	15	BAL3C LM2	
BAL4A	54	BAL4A LM1	moraine, pas d'orientation
	52	BAL4A LM2	
	32	BAL4A LM3	l'intérieur a bougé
	5	BAL4A LM4	
BAL4B	7	BAL4B LM1	mycélium, les agrégats ont peut-être bougé!
	29	BAL4B LM2	les agrégats ont peut-être bougé!
BAL5A	4	BAL5A LM1	
	11	BAL5A LM2	
-	22	BAL5A LM3	
BAL5B	32	BAL5B LM1	
	15	BAL5B LM2	
BAL6A	env. 66	BAL6A LM1	
	env. 66	BAL6A LM2	
	32	BAL6A LM3	
	26	BAL6A LM4	
	7	BAL6A LM5	
BAL6B	2	BAL6B LM1	
	21	BAL6B LM2	
	50	BAL6B LM3	
BAL7	57	BAL7 LM1	
	45	BAL7 LM2	surface d'altération cailloux calcaire
	2	BAL7 LM3	and the second s
	16	BAL7 LM4	l'intérieur a bougé
CHX	90	BAL LM1	lentilles argileuses, pas d'orientation
	90	BAL LM2	
	90	BAL LM3	
		? (caillou)	caillou avec olivine
	5	CHX LM1	sol très sec
	16	CHX LM2	sol très sec
	24	CHX LM3	sol très sec
	33	CHX LM4	sol très sec
	42	CHX LM5	sol très sec
	103	CHX LM6	sol très sec
	112	CHX LM7	sol très sec
	120	CHX LM8	sol très sec

Annexe II: Fiches descriptives des profils de sol des Amburnex

Légendes utilisées pour les schémas des profils de sol:

		Man har falls	war and the second	
Litière	UUUU		Roche calcaire	
Horizon OF		8 = 4	Argiles carbonatés / non carbonatés	
Horizon OH			Limons carbonatés / non carbonatés	<u> </u>
Horizon A			Sables carbonatés / non carbonatés	= =
Mycélium	蒸		Taches de réduction	r r
Racines fines	1		Taches d'oxydation	
Racines moyennes et grosses	G G		Taches de carbonates secondaires	
Cailloux calcaires aux arrêtes vives			Charbons	
Cailloux calcaires aux arrêtes émoussées			Limite des carbonates	
Cailloux calcaires altérés	領領の		Limite de la nappe et date de description	05.11.2009
Cailloux cristallins	++++			

Remarque : dans les descriptions des profils de sol , le pH indiqué par horizon a été mesuré grâce au pH-mètre Hellige.

AMB 1 CALCOSOL issu de dépôts ruisselés sur moraine carbonatée

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 14.10.2009

Coordonnées: 508'451 / 156'206 Altitude: 1418m Exposition: N-E

Topographie: replat, haut de la toposéquence **Pente:** <5°

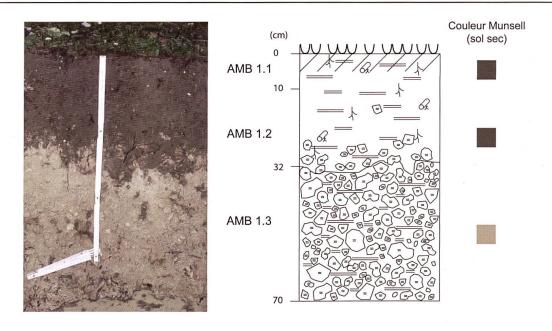
Géologie: Jurassique (Purbeckien)

Formations superficielles: dépôt ruisselé (cover-bed) sur moraine carbonatée

Végétation: plantation d'épicéas



Description du profil



Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-10	AMB 1.1 AcaSca	Squelette: / Structure: sub-polyédrique / Texture: argilo-limoneux / Racines: fines, moyennes / pH: 5 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 3/2 / Transition: graduelle
10-32	AMB 1.2 Sca	Squelette: qqs cailloux calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: fines, moyennes / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 3/2 / Limite: ondulée / Transition: nette à très nette, mélanges par endroit
32-70	AMB 1.3 IIDca	Squelette: 50% pierres, cailloux (gélifracts), graviers calcaires / Structure: particulaire / Texture: sablo-argileux / Racines: / pH: 6-7 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 7/4

AMB 1

					Minéral	ogie fraction	totale (%	i)	
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
AMB1 0-10	0-10	6.2	29.5	20.4	1.2	1.1	0.0	0.0	47.8
AMB1 10-20	10-20	7.3	30.7	22.9	1.2	1.0	0.0	0.0	44.1
AMB1 20-30	20-30	7.9	26.0	25.4	1.5	0.3	0.6	0.0	46.3
AMB1 30-40	30-40	8.3	4.9	17.9	0.0	0.0	75.6	0.0	1.7
AMB1 40-50	40-50	8.4	4.7	4.3	0.0	0.0	90.5	0.0	0.5
AMB1 50-70	50-70	8.4	6.9	6.9	0.0	0.0	81.5	0.0	4.8
AMB1.1-R	30-70		0.0	0.8	0.0	0.0	90.9	0.0	8.2
AMB1.2-R	30-70		0.0	0.1	0.0	0.0	99.1	0.0	0.8
AMB1.3-R	30-70		0.0	0.8	0.0	0.0	86.5	0.0	12.8
AMB1.4-R	30-70		0.0	4.1	0.0	0.0	94.0	0.0	1.9
AMB1.5-R	30-70		3.1	4.4	0.3	0.3	86.3	0.0	5.6
AMB1.6-R	30-70		0.0	2.1	0.0	0.0	94.1	0.0	3.8
AMB1.7-R	30-70		0.0	0.1	0.3	0.0	95.9	0.0	3.6

			fraction	2-16 um						
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB1 0-10	0.0	28.0	22.2	3.0	1.8	19.0	14.3	11.8	1.43	0.68
AMB1 10-20	1.4	43.0	8.1	2.2	1.5	20.5	12.2	11.1	1.02	0.71
AMB1 20-30	11.9	15.2	15.0	3.8	1.6	28.1	12.9	11.5	1.62	0.54
AMB1 30-40	44.6	0.0	0.0	6.2	2.6	32.9	11.3	2.4	3.15	0.63
AMB1 40-50	38.8	0.0	0.0	6.5	3.2	39.2	6.9	5.4	3.50	0.63
AMB1 50-70	41.8	0.0	0.0	7.2	5.2	33.8	6.1	5.8	3.03	0.45
AMB1.1-R	1.4	0.0	0.0	2.6	1.4	23.8	67.3	3.5	2.99	7.45
AMB1.2-R	3.4	0.0	0.0	3.6	2.2	44.8	40.5	5.6	4.29	6.39
AMB1.3-R	6.1	0.0	0.0	4.6	2.5	51.6	12.4	22.7	2.08	2.08
AMB1.4-R	59.5	0.0	0.0	8.5	3.3	28.7	0.0	0.0	2.03	0.90
AMB1.5-R	34.0	0.0	0.0	13.5	5.8	46.8	0.0	0.0	3.04	1.34
AMB1.6-R	41.6	0.0	0.0	9.5	2.9	46.0	0.0	0.0	4.52	0.70
AMB1.7-R	20.1	0.0	0.0	4.6	2.2	34.2	26.7	12.2	2.39	3.09

1	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)											
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB1 0-10	7.2	9.1	12.7	16.1	14.5	11.1	9.0	8.7	5.2	4.0	2.5	0.0
AMB1 10-20	5.4	8.5	14.3	19.7	18.6	13.6	8.5	5.9	2.8	1.9	0.8	0.0
AMB1 20-30	2.2	5.9	14.1	21.6	22.9	19.4	10.3	3.0	0.5	0.1	0.0	0.0
AMB1 30-40	5.0	8.5	14.4	19.3	20.5	18.3	9.5	2.7	0.6	0.8	0.3	0.0
AMB1 40-50	7.3	11.2	16.2	19.2	19.7	16.9	7.5	1.7	0.2	0.0	0.0	0.0
AMB1 50-70	9.0	13.5	18.9	21.4	18.7	12.3	4.6	1.0	0.0	0.4	0.2	0.0
AMB1.1-R	10.6	17.2	22.5	22.7	16.3	7.9	1.8	0.5	0.0	0.3	0.2	0.0
AMB1.2-R	5.9	12.6	20.7	22.8	14.6	7.3	5.1	4.9	2.1	2.7	1.4	0.0
AMB1.3-R	8.1	16.6	28.3	27.4	12.2	4.7	2.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0
AMB1.4-R	11.3	15.2	15.3	15.2	16.1	14.7	8.4	2.9	0.4	0.4	0.2	0.0
AMB1.5-R	15.8	15.1	18.5	19.4	15.2	9.5	3.5	1.8	0.6	0.5	0.3	0.0
AMB1.6-R	12.9	23.3	25.9	21.8	11.3	3.0	0.8	0.5	0.1	0.2	0.1	0.0
AMB1.7-R	14.3	15.1	17.5	16.5	11.0	8.3	6.8	6.3	3.2	1.1	0.0	0.0

AMB 2 ORGANOSOL INSATURE calcique issu d'un calcaire dur à pendage redressé

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 14.10.2009

Coordonnées: 508'416 / 156'224 Altitude: 1405m Exposition: N-E

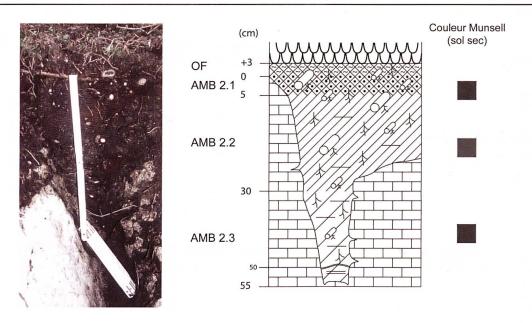
Topographie: versant forestier, replat entre 2 affleurements Pente: <5°

Géologie: Crétacé (Berriasien, Calcaire de Thoiry) **Formations superficielles:** roche calcaire affleurante

Végétation: Pessière à sapin



Description du profil



Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
+3-0	OF	Squelette: / Structure: / Texture: / Racines: / pH: / Test HCl: / Couleur sol sec (Munsell): / Transition: diffuse
0-5	AMB 2.1 OH	Squelette: / Structure: / Texture: / Racines: bcp de moyennes et grosses, qqs petites / pH: 4 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 7.5YR 2.5/1 / Transition: diffuse
5-30	AMB 2.2 Aciho	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: ? gras / Racines: bcp de moyennes et grosses, qqs petites / pH: <4 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 7.5YR 3/1 / Transition: diffuse
30-55	AMB 2.3 AcihoRca	Squelette: >50%, blocs, dalle en place fissurée / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: bcp de moyennes, grosses, fines, hyphes / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 à 45cm, 1/4 à 50cm / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 2/1

AMB 2

			Minéralogie fraction totale (%)							
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés	
AMB2 0-5	0-5	n.d	16.2	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	77.7	
AMB2 5-30	5-30	n.d	20.3	11.0	1.7	1.3	1.3	0.0	64.4	
AMB2 30-50	30-50	6.8	21.3	14.7	1.9	1.3	0.4	0.5	59.8	
AMB2-R	30-50		0.0	0.2	0.0	0.0	96.3	0.0	3.5	

	Minéralogie fraction <2 um (en %)										
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo	
AMB2 0-5	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	
AMB2 5-30	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	
AMB2 30-50	5.1	14.3	5.0	4.4	2.6	6.1	47.6	14.9	0.94	1.62	
AMB2-R	2.8	0.0	0.0	3.5	2.6	52.8	29.5	8.8	1.51	2.69	

heas	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)											
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB2 0-5	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
AMB2 5-30	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
AMB2 30-50	6.4	9.4	12.6	16.3	18.3	15.6	10.0	6.1	2.8	2.1	0.5	0.0
AMB2-R	7.0	11.0	18.2	20.5	12.5	7.4	8.6	8.7	3.9	1.8	0.3	0.0

AMB 3 CALCOSOL de bas de versant issu de dépôts colluvionnés sur calcaire dur gélifracté

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 05.10.2009

Coordonnées: 508'392 / 156'254 Altitude: 1382m Exposition: N-E

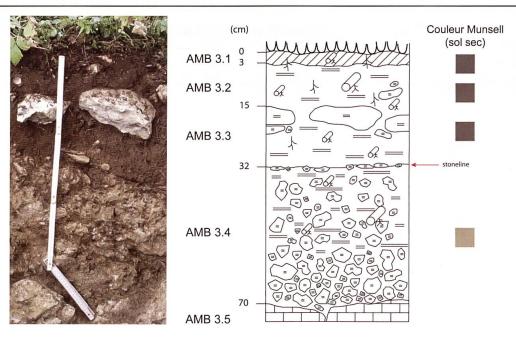
Topographie: bas de pente Pente: 20°

Géologie: Crétacé (Berriasien, Calcaires marneux de la Corraterie)

Formations superficielles: dépôts ruisselés et colluvions sur dalle calcaire fracturée

Végétation: Pessière à sapin





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	AMB 3.1 Aca	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: bcp de fines, moyennes, qqs grosses / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: ondulée / Transition: nette
3-15	AMB 3.2 Sca1	Squelette: qqs cailloux calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: bcp de fines, moyennes, grosses / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: suit les blocs/ Transition: graduelle
15-32	AMB 3.3 Sca2	Squelette: 25% blocs, pierres, cailloux calcaires aux angles arrondis / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: bcp de moyennes, qqs fines et grosses / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: horizontale / Transition: nette, selon stoneline de gélifracts
32-70	AMB 3.4 IICca	Squelette: 40% cailloux calcaires aux arrêtes vives (gélifracts), qqs pierres / Structure: particulaire / Texture: sablo-limono-argileux / Racines: qqs moyennes, grosses / pH: 6-7 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 7/4 / Limite: sur roche en place/ Transition: nette
> 70	AMB 3.5 IIRca	Roche calcaire fracturée, se délite en gros blocs

AMB 3

			Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
AMB3 0-5	0-5	6.2	18.1	62.9	1.2	0.0	0.0	0.0	17.8		
AMB3 5-10	5-10	6.4	21.7	47.4	1.7	0.0	0.0	0.6	28.6		
AMB3 10-15	10-15	6.5	23.2	53.6	1.5	0.9	0.0	0.0	20.9		
AMB3 15-20	15-20	7	19.4	43.9	1.6	0.9	0.0	0.0	34.2		
AMB3 20-25	20-25	7.3	21.7	36.9	1.7	1.5	0.0	0.0	38.2		
AMB3 25-30	25-30	7.5	21.4	48.9	1.2	0.0	0.5	0.0	27.9		
AMB3 30-40	30-40	7.8	24.0	31.4	0.0	0.0	40.8	0.0	3.8		
AMB3 40-50	40-50	8.1	10.5	16.8	0.0	0.0	71.5	0.0	1.2		
AMB3 50-70	50-70	8.2	15.9	9.9	0.0	0.0	67.0	0.0	7.1		
AMB3.1-R	>70		0.0	1.2	0.0	0.0	94.2	0.0	4.6		
AMB3.2-R	env. 50		3.8	5.4	0.0	0.0	87.3	0.0	3.5		
AMB3.3-R	env. 20		0.0	1.2	0.0	0.0	98.2	0.0	0.6		

			Minéra	logie frac	tion <2 um	(en %)	7 (12)		fraction	2-16 um
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB3 0-5	3.2	10.2	15.9	3.3	1.0	1.8	50.2	14.4	1.14	0.75
AMB3 5-10	6.3	8.2	8.3	3.4	2.3	1.2	51.9	18.5	0.98	1.36
AMB3 10-15	2.0	16.7	12.6	2.6	1.3	1.8	41.9	21.1	1.35	1.40
AMB3 15-20	4.3	11.0	11.1	2.9	1.6	1.9	50.8	16.4	1.27	1.14
AMB3 20-25	3.1	8.7	12.2	3.4	1.8	2.2	53.0	15.6	1.01	1.26
AMB3 25-30	3.4	15.8	15.6	3.1	1.7	3.1	44.7	12.6	1.19	1.28
AMB3 30-40	1.8	13.7	17.6	2.0	0.8	23.0	32.0	9.2	1.57	1.50
AMB3 40-50	28.6	0.0	0.0	3.0	3.4	18.0	32.1	14.9	2.28	2.16
AMB3 50-70	34.4	0.0	0.0	5.3	5.0	13.3	33.9	8.2	3.21	1.84
AMB3.1-R	26.8	0.0	0.0	7.2	4.1	20.5	33.4	8.1	3.58	1.91
AMB3.2-R	33.0	0.0	0.0	3.5	3.6	21.1	32.8	6.1	2.67	1.92
AMB3.3-R	17.1	0.0	0.0	3.9	3.5	29.1	36.5	9.9	3.10	1.97

				Grani	ulométrie 1	2 classes (en % volu	me; classe:	s en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB3 0-5	6.1	6.3	8.1	10.2	10.3	9.6	13.7	18.8	9.4	4.9	2.7	0.0
AMB3 5-10	4.9	6.5	11.3	16.1	15.7	12.5	11.8	12.1	5.2	2.5	1.4	0.0
AMB3 10-15	4.6	6.5	11.7	16.6	16.3	13.0	12.0	11.8	4.7	2.0	8.0	0.0
AMB3 15-20	4.4	6.2	11.9	18.0	17.8	13.2	11.1	10.9	3.9	1.7	8.0	0.0
AMB3 20-25	4.7	6.8	12.2	17.0	17.0	14.0	12.2	10.8	3.2	1.4	0.7	0.0
AMB3 25-30	4.8	6.8	12.2	17.5	17.9	14.5	12.3	11.1	3.0	0.0	0.0	0.0
AMB3 30-40	3.1	7.0	14.9	21.0	21.9	19.9	10.4	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0
AMB3 40-50	4.4	8.0	13.4	17.4	18.0	19.3	14.7	4.6	0.2	0.0	0.0	0.0
AMB3 50-70	5.9	10.1	15.9	20.0	19.4	16.1	9.6	2.8	0.1	0.0	0.0	0.0
AMB3.1-R	13.1	17.2	20.7	20.6	13.8	7.7	3.8	1.3	0.0	8.0	0.9	0.0
AMB3.2-R	10.0	15.7	19.4	18.7	14.2	10.4	8.0	3.4	0.2	0.0	0.0	0.0
AMB3.3-R	7.5	10.1	12.7	15.7	16.5	16.2	11.9	4.8	1.2	2.0	1.4	0.0

AMB 4 BRUNISOL DYSTRIQUE issu de dépôts ruisselés sur marnes altérées

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 05.10.2009

Coordonnées: 508'374 / 156'251 Altitude: 1378m Exposition: N-E

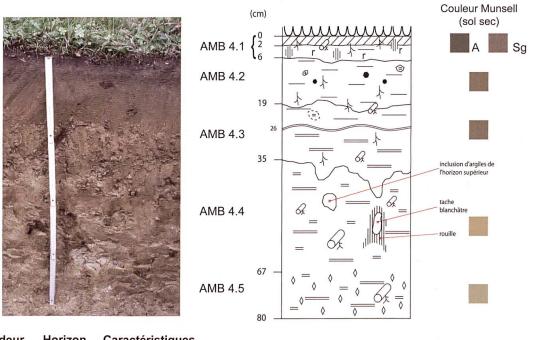
Topographie: haut du 1er replat sous la forêt **Pente:** 10°

Géologie: Crétacé (Berriasien, Couches de la Corraterie)

Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur marnes altérées

Végétation: pâturage





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-2	AMB 4.1 A	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: bcp fines, moyennes, qqs grosses / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 4/2 / Limite: horizontale / Transition: nette à très nette
2-6	AMB 4.1 Sg	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: fines, moyennes / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/3 / Limite: horizontale / Transition: nette / taches d'oxydo-réduction
6-19	AMB 4.2 S	Squelette: 1 caillou calcaire / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: fines / pH: 4 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/4 / Limite: sinueuse / Transition: nette (texture) / qqs charbons
19-35	AMB 4.3 Sca	Squelette: 1 caillou calcaire, débris de fossiles / Structure: polyédrique / Texture: argileux / Racines: fines, moyennes / pH: 5 / Test HCl: 1/4 dès 26cm / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/4 / Limite: ondulée, en langues / Transition: distincte
35-67	AMB 4.4 IICca	Squelette: / Structure: massive / Texture: sablo-argileux / Racines: qqs moyennes, grosses / pH: 6-7 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 7/6 / Limite: en langues / Transition: graduelle
67-80	AMB 4.5 IIMmaca	Squelette: / Structure: massive / Texture: sablo-argileux / Racines: qqs grosses / pH: 7 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 7/4 / qqs carbonates secondaires

AMB 4

			Minéralogie fraction totale (%)									
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés			
AMB4 0-5	0-5	5.5	20.6	39.7	1.3	1.6	0.0	0.0	36.8			
AMB4 5-10	5-10	5.3	23.3	42.3	2.0	3.3	0.0	0.0	29.1			
AMB4 10-15	10-15	5.5	21.4	48.8	1.8	1.1	0.0	0.0	26.8			
AMB4 15-20	15-20	5.5	26.0	62.6	1.4	2.0	0.0	0.0	7.9			
AMB4 20-25	20-25	5.6	30.7	38.8	3.2	1.6	0.0	0.0	25.7			
AMB4 25-30	25-30	7.4	31.0	30.9	2.8	1.0	1.8	0.0	32.4			
AMB4 30-40	30-40	8.1	22.9	22.6	4.1	0.0	32.7	0.0	17.7			
AMB4 40-50	40-50	8.3	18.6	30.1	0.0	0.0	41.2	0.7	9.4			
AMB4 50-60	50-60	8.3	19.6	20.1	0.0	0.0	44.8	0.0	15.4			
AMB4 60-80	60-80	8.4	13.6	28.4	0.0	0.0	47.2	0.0	10.8			
AMB4-R	env. 50		4.2	8.1	0.8	0.0	81.6	0.0	5.3			

			Minéra	logie frac	tion <2 um	(en %)			fraction	2-16 um
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB4 0-5	2.0	19.0	14.7	4.7	3.1	17.6	17.9	20.9	0.99	0.68
AMB4 5-10	5.9	16.9	10.5	2.9	2.9	18.3	24.8	17.8	1.19	0.47
AMB4 10-15	2.7	35.9	8.4	2.7	2.7	10.9	21.9	14.6	1.10	0.58
AMB4 15-20	8.7	24.4	11.2	3.4	2.1	11.2	25.7	13.5	1.25	0.66
AMB4 20-25	21.6	17.0	10.2	3.2	2.4	12.8	21.2	11.6	1.47	0.61
AMB4 25-30	8.8	10.3	9.6	3.2	2.5	16.7	45.0	3.8	1.81	1.85
AMB4 30-40	25.1	8.1	3.8	2.8	2.7	9.6	38.6	9.3	2.79	2.12
AMB4 40-50	18.6	6.5	4.5	5.6	4.1	15.0	40.3	5.4	2.81	2.29
AMB4 50-60	20.0	0.0	0.0	6.7	3.8	17.6	44.4	7.5	2.77	2.47
AMB4 60-80	26.9	0.0	0.0	8.2	4.9	17.7	36.6	5.8	2.75	2.69
AMB4-R	17.2	0.0	0.0	7.2	3.3	25.2	37.5	9.5	1.91	2.51

				Gran	ulométrie 1	12 classes	en % volu	me; classe:	s en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB4 0-5	5.2	6.7	8.2	10.2	11.7	12.2	13.2	15.7	8.9	4.7	3.4	0.0
AMB4 5-10	6.8	7.9	9.4	11.8	13.2	12.5	11.9	14.3	7.3	2.7	2.2	0.0
AMB4 10-15	6.3	7.5	9.3	12.0	13.8	13.4	13.2	15.5	6.4	1.4	1.4	0.0
AMB4 15-20	7.6	8.7	10.4	12.3	12.8	11.6	11.7	14.9	6.5	1.8	1.7	0.0
AMB4 20-25	8.3	9.3	11.1	12.7	12.5	10.9	11.3	14.3	6.0	1.6	1.9	0.0
AMB4 25-30	4.9	8.7	15.6	21.0	20.0	16.0	9.6	3.3	0.3	0.5	0.3	0.0
AMB4 30-40	7.8	11.1	16.8	20.5	18.0	12.7	7.6	3.3	0.4	1.0	8.0	0.0
AMB4 40-50	7.7	10.4	14.2	16.4	16.6	16.0	11.7	4.1	0.5	1.4	0.9	0.0
AMB4 50-60	7.9	10.6	13.9	16.0	16.1	15.4	13.2	6.5	0.4	0.0	0.0	0.0
AMB4 60-80	9.3	11.7	14.9	16.3	14.8	13.2	12.6	6.4	0.2	0.3	0.3	0.0
AMB4-R	9.4	13.0	18.4	21.3	17.8	11.5	5.5	2.0	0.1	0.5	0.4	0.0

Revêtements argileux observés dans la lame mince AMB4 LM3 (53 cm de profondeur).

AMB 5A BRUNISOL DYSTRIQUE-REDOXISOL issu de dépôts ruisselés sur marnes altérées

Données stationnelles

Date de description: 30.09.2009 Lieu: Combe des Amburnex Coordonnées: 508'364 / 156'256 Altitude: 1374m **Exposition:** N-E

Pente: 10° Topographie: bas du 1er replat depuis la forêt

ggs charbons

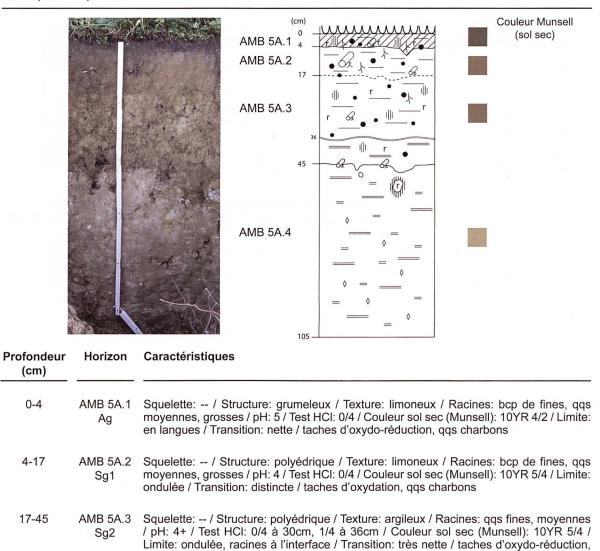
Géologie: Crétacé (Berriasien, Couches de la Corraterie)

Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur marnes altérées

Végétation: Pessière à sapin



Description du profil



0-4

45-105

AMB 5A.4

IIMmaca

Squelette: -- / Structure: litée par endroit / Texture: sablo-argileux / Racines: -- / pH: 6-7 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 7/4 / qqs nodules de carbonates

secondaires, taches grises au bord ocre, zones litées couleur lie-de-vin

AMB 5A

			Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
AMB5A 0-4	0-4	6.1	22.5	37.4	1.3	0.7	0.0	0.0	38.1		
AMB5A 4-10	4-10	5.4	19.6	55.6	3.2	0.9	0.0	0.0	20.7		
AMB5A 10-15	10-15	5.1	25.9	51.4	2.0	1.4	0.0	0.0	19.3		
AMB5A 15-20	15-20	5.2	29.9	43.9	6.1	1.0	0.0	0.0	19.1		
AMB5A 20-25	20-25	5.3	23.3	39.3	3.5	2.6	0.0	0.0	31.4		
AMB5A 25-30	25-30	5.4	22.9	36.4	13.2	0.9	0.0	0.0	26.6		
AMB5A 30-35	30-35	5.6	29.9	25.6	1.9	0.0	0.0	0.0	42.5		
AMB5A 35-40	35-40	6.3	23.3	39.5	1.3	8.0	0.0	0.0	35.2		
AMB5A 40-45	40-45	7.7	26.1	27.0	1.6	0.0	6.6	0.0	38.8		
AMB5A 45-55	45-55	8.3	12.8	10.9	8.0	0.5	60.2	0.0	14.9		
AMB5A 55-65	55-65	8.4	11.7	13.4	1.2	1.1	71.3	0.0	1.3		
AMB5A 65-85	65-85	8.4	8.7	7.8	0.0	0.0	67.5	0.0	16.0		
AMB5A 85-105	85-105	8.4	6.4	8.1	0.9	0.0	59.4	0.0	25.2		

			fraction 2-16 um							
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB5A 0-4	6.7	9.3	6.1	3.7	2.1	20.1	37.6	14.3	1.68	1.06
AMB5A 4-10	5.7	12.2	9.9	2.2	2.9	12.8	41.9	12.4	1.50	1.64
AMB5A 10-15	22.2	13.4	6.9	2.7	3.2	10.4	32.9	8.3	1.48	1.33
AMB5A 15-20	31.5	9.0	3.1	0.0	1.6	6.3	41.0	7.5	1.56	1.74
AMB5A 20-25	11.2	17.1	7.2	2.1	1.8	8.7	42.0	9.8	2.01	1.36
AMB5A 25-30	8.1	19.1	14.2	1.7	1.3	9.3	30.8	15.6	1.50	1.35
AMB5A 30-35	1.2	24.9	19.0	1.7	1.3	14.3	27.7	9.9	1.32	1.45
AMB5A 35-40	12.2	6.9	12.8	2.4	1.5	14.8	44.4	4.9	1.87	2.07
AMB5A 40-45	12.0	10.7	12.0	2.2	1.4	15.4	38.3	8.0	2.62	2.33
AMB5A 45-55	31.5	0.0	0.0	2.5	4.7	20.0	31.3	10.0	2.76	1.95
AMB5A 55-65	33.3	0.0	0.0	5.1	4.0	17.9	35.3	4.5	2.97	2.05
AMB5A 65-85	38.3	0.0	0.0	5.6	2.7	17.4	28.6	7.5	4.24	2.29
AMB5A 85-105	31.4	0.0	0.0	4.1	1.7	23.1	33.3	6.3	5.29	1.93

Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB5A 0-4	3.7	5.5	7.4	9.7	11.4	13.0	16.7	19.0	9.1	3.1	1.6	0.0
AMB5A 4-10	6.3	7.9	10.3	13.2	14.2	13.4	13.0	13.4	5.3	1.6	1.4	0.0
AMB5A 10-15	6.9	8.5	10.2	11.9	11.9	11.2	13.3	16.1	6.5	1.9	1.5	0.0
AMB5A 15-20	7.5	9.0	10.8	12.4	12.1	11.1	13.4	15.2	5.2	1.5	1.8	0.0
AMB5A 20-25	8.3	9.3	10.9	12.3	11.7	11.0	13.7	14.5	4.5	1.3	2.5	0.0
AMB5A 25-30	7.9	9.0	10.7	12.1	11.5	11.1	14.4	15.0	4.5	1.8	2.1	0.0
AMB5A 30-35	8.3	9.3	11.3	12.7	11.8	11.0	14.2	14.5	3.9	1.1	1.9	0.0
AMB5A 35-40	8.7	9.2	10.8	12.0	11.1	10.9	15.7	15.3	3.2	1.3	1.9	0.0
AMB5A 40-45	5.8	9.6	16.6	22.1	19.7	13.5	8.6	3.8	0.3	0.0	0.0	0.0
AMB5A 45-55	8.6	11.4	15.1	17.5	16.6	15.5	11.4	3.3	0.1	0.3	0.2	0.0
AMB5A 55-65	9.4	13.1	18.0	20.4	17.4	12.6	6.9	1.8	0.0	0.2	0.1	0.0
AMB5A 65-85	9.3	11.4	14.0	15.9	14.5	14.8	14.5	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0
AMB5A 85-105	10.8	13.0	15.5	16.7	15.1	13.9	10.2	2.4	0.0	0.7	1.8	0.0

Revêtements argileux observés dans les lames minces AMB5A LM3 (42 cm de profondeur) et AMB5A LM4 (29 cm).

AMB 6 BRUNISOL DYSTRIQUE luvique issu de dépôts ruisselés sur marnes altérées rédoxiques faiblement calcariques

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 18.08.2009

Coordonnées: 508'346 / 156'264 Altitude: 1370m Exposition: N-E

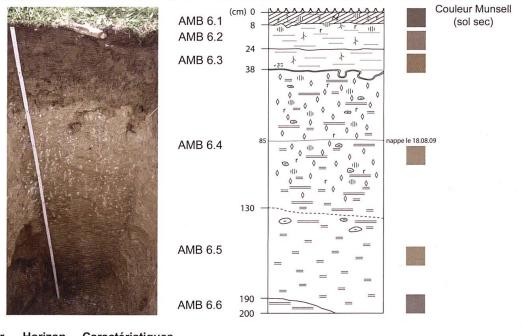
Topographie: 2ème replat depuis le versant forestier **Pente:** <5°

Géologie: Crétacé (Valanginien, Marnes d'Arzier)

Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur marnes altérées

Végétation: pâturage





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-8	AMB 6.1 Ag	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: n.d. / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: horizontale / Transition: distincte / taches d'oxydo-réduction, très compact
8-24	AMB 6.2 S	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: n.d. / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/3 / Limite: horizontale/ Transition: distincte / taches d'oxydo-réduction jusqu'à 12cm
24-38	AMB 6.3 St	Squelette: 1 pierre calcaire altérée / Structure: polyédrique / Texture: argileux / Racines: n.d. / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/6 / Limite: sinueuse / Transition: nette
38-130	AMB 6.4 IICcakg	Squelette: qqs graviers / Structure: massive / Texture: sablo-argileux / Racines: n.d. / pH: 6-7 en haut, 8 en bas / Test HCl: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 6/4 / Transition: graduelle / bcp de nodules de carbonates secondaires, taches d'oxido-réduction / nappe à 85 cm
130-190	AMB 6.5 IICcag	Squelette: 1-2 cailloux calcaires / Structure: litée, feuilletée / Texture: sableux / Racines: n.d. / pH: 8 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 6/4 / Transition: graduelle, zone de transition avec les marnes sous-jacentes dès 160 cm
190-200	AMB 6.6 IIMmaca	Squelette: / Structure: litée, feuilletée / Texture: argileux / Racines: n.d. / pH: 8-9 / Test HCI: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 5/1

AMB 6

			Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
AMB6 0-5	0-5	6.1	31.2	34.9	1.4	1.0	0.0	0.0	31.5		
AMB6 5-10	5-10	5.4	31.5	35.4	1.5	0.8	0.0	0.0	30.9		
AMB6 10-20	10-20	5.3	34.2	33.0	1.8	0.0	0.0	0.0	31.0		
AMB6 20-30	20-30	5.6	40.9	25.2	1.2	0.9	0.0	0.0	31.8		
AMB6 30-40	30-40	7.4	38.5	29.0	1.4	0.0	2.1	0.0	29.1		
AMB6 40-60	40-60	8.3	23.0	12.8	0.0	0.0	50.2	0.0	14.0		
AMB6 60-80	60-80	8.3	22.4	13.6	0.0	0.0	56.9	0.0	7.1		
AMB6 80-100	80-100	8.4	23.3	17.8	0.0	0.0	44.0	0.0	14.8		
AMB6 100-120	100-120	8.4	22.8	19.8	1.3	0.0	44.4	0.0	11.8		
AMB6 120-130	120-130	8.3	26.4	16.6	0.6	0.0	48.4	4.9	3.0		
AMB6 130-140	130-140	8.4	22.7	18.9	0.4	0.0	35.5	21.4	1.2		
AMB6 140-150	140-150	8.4	21.9	9.3	0.4	0.0	41.2	15.9	11.3		
AMB6 150-160	150-160	8.4	24.6	12.5	0.7	0.0	34.6	17.4	10.1		
AMB6 160-180	160-180	7.8	25.1	20.3	0.3	0.0	37.6	16.4	0.3		
AMB6 180-200	180-200	7.6	19.5	11.6	1.2	0.0	28.4	38.1	1.3		
AMB6 marnes	180-200	7.4	21.2	14.5	0.6	0.0	19.0	34.2	10.5		

			fraction 2-16 um							
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB6 0-5	8.3	10.8	8.7	6.9	4.1	36.5	12.1	12.6	1.49	0.35
AMB6 5-10	2.9	28.6	21.5	1.5	2.5	28.4	7.6	7.0	1.46	0.34
AMB6 10-20	3.2	21.4	21.3	4.0	1.6	30.9	10.6	7.0	1.58	0.44
AMB6 20-30	3.4	39.1	31.9	1.7	1.5	20.4	1.5	0.6	2.48	0.32
AMB6 30-40	73.7	5.8	3.1	2.7	2.9	10.7	0.6	0.6	2.12	0.24
AMB6 40-60	80.7	0.0	0.0	4.4	3.8	10.4	0.2	0.4	1.48	0.00
AMB6 60-80	78.3	0.0	0.0	3.2	7.0	10.7	0.4	0.4	1.80	0.00
AMB6 80-100	78.4	0.0	0.0	6.1	4.9	10.7	0.0	0.0	1.1	0.0
AMB6 100-120	78.3	0.0	0.0	2.4	5.8	13.3	0.0	0.3	1.52	0.23
AMB6 120-130	80.5	0.0	0.0	4.5	4.6	9.6	0.0	8.0	1.1	0.0
AMB6 130-140	78.5	0.0	0.0	2.9	7.0	10.8	0.0	0.8	1.73	0.00
AMB6 140-150	79.8	0.0	0.0	4.5	3.8	11.3	0.3	0.2	1.3	0.0
AMB6 150-160	80.3	0.0	0.0	4.4	2.7	11.9	0.3	0.5	1.84	0.00
AMB6 160-180	75.8	0.0	0.0	5.0	6.7	11.7	0.0	8.0	1.95	0.00
AMB6 180-200	76.3	0.0	0.0	4.2	7.7	11.1	0.1	0.6	1.46	0.00
AMB6 marnes	66.0	0.0	0.0	5.3	6.9	20.2	0.0	1.7	2.14	0.21

		Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)													
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000			
AMB6 0-5	4.9	7.6	9.6	11.2	11.9	12.1	13.7	16.9	8.0	2.2	1.9	0.0			
AMB6 5-10	6.2	8.7	10.6	12.6	13.3	12.4	12.2	13.0	5.6	2.2	3.1	0.1			
AMB6 10-20	6.9	9.2	11.0	12.7	13.1	12.3	11.7	12.2	5.0	2.0	3.6	0.2			
AMB6 20-30	8.1	10.4	12.3	13.5	12.7	11.6	11.6	10.9	3.7	2.5	2.8	0.0			
AMB6 30-40	6.0	9.9	14.2	16.6	15.6	13.4	14.2	8.9	0.7	0.3	0.2	0.0			
AMB6 40-60	9.1	14.5	17.9	16.9	14.3	12.8	9.6	3.3	0.0	0.6	0.9	0.0			
AMB6 60-80	9.8	16.2	19.9	17.6	13.9	11.1	6.7	2.1	0.1	0.9	1.8	0.0			
AMB6 80-100	8.7	14.6	18.1	15.5	11.8	11.1	12.0	6.3	0.2	0.3	1.3	0.1			
AMB6 100-120	7.8	12.4	15.9	14.1	10.5	10.1	16.1	12.3	0.7	0.0	0.0	0.0			
AMB6 120-130	9.0	14.7	19.8	17.8	12.4	10.7	10.5	5.0	0.1	0.0	0.0	0.0			
AMB6 130-140	8.9	15.3	21.4	19.2	12.9	11.1	8.5	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0			
AMB6 140-150	7.5	15.0	25.1	27.4	17.8	5.9	0.4	0.0	0.0	0.6	0.3	0.0			
AMB6 150-160	9.7	16.1	20.2	17.3	12.7	10.6	8.0	2.8	0.0	0.7	1.9	0.0			
AMB6 160-180	6.4	14.2	23.2	22.4	13.6	9.3	7.3	3.4	0.1	0.0	0.0	0.0			
AMB6 180-200	5.4	12.5	22.8	24.6	14.8	9.0	7.3	3.5	0.1	0.0	0.0	0.0			
AMB6 marnes	6.5	14.6	23.6	24.2	15.2	9.7	4.8	0.9	0.0	0.3	0.3	0.0			

Revêtements argileux observés dans les lames minces AMB6 LM3 (63 cm de profondeur) et AMB6 LM6 (27 cm).

AMB 7 NEOLUVISOL à caractère rédoxique issu de dépôts ruisselés sur calcaire dur fissuré

Pente: <5°

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 28.09.2009

Coordonnées: 508'356 / 156'277 Altitude: 1368m Exposition: N-E

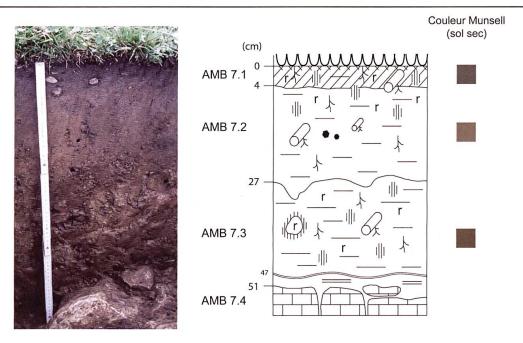
Topographie: haut de talus, avant rupture de pente

Géologie: Crétacé (Valanginien, Calcaire roux)

Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur roche en place

Végétation: pâturage





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-4	AMB 7.1 Ag	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: bcp de fines, qqs grosses / pH: 5-6 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: sinueuse / Transition: distincte / taches d'oxydo-réduction
4-27	AMB 7.2 SE	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: qqs fines, moyennes, grosses / pH: 4 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/4 / Limite: en langues / Transition: nette à très nette / taches d'oxydo-réduction jusqu'à 10 cm, qqs charbons à 15 cm
27-51	AMB 7.3 BTg	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: argilo-limoneux / Racines: qqs fines, grosses / pH: 5 / Test HCl: 0/4 en haut, 1/4 à 47 cm / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/6 / Limite: contact avec la roche en place / Transition: très nette / taches d'oxydo-réduction (couleur rouille et gris-vert)
>51	AMB 7.4 IIScaRca	Roche calcaire fracturée. Argiles dans les fissures / pH 6-7 / Test HCl 2/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/3

AMB 7

			Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
AMB7 0-4	0-4	5.9	22.2	37.3	1.2	1.2	0.0	0.0	38.0		
AMB7 4-10	4-10	5.3	23.2	37.0	2.0	2.0	0.0	0.0	35.8		
AMB7 10-15	10-15	5.2	22.8	31.9	1.8	0.7	0.0	0.0	42.8		
AMB7 15-20	15-20	4.8	24.7	36.6	1.7	2.0	0.0	0.0	34.9		
AMB7 20-25	20-25	5.4	26.0	29.5	1.7	1.0	0.0	0.0	41.9		
AMB7 25-30	25-30	5.4	25.7	29.5	1.4	1.8	0.0	0.0	41.6		
AMB7 30-35	30-35	5.4	22.1	23.8	1.0	1.9	0.0	0.0	51.3		
AMB7 35-40	35-40	5.4	21.2	21.1	1.2	1.6	0.0	0.0	54.9		
AMB7 40-45	40-45	5.4	25.2	22.6	1.5	1.0	0.0	0.0	49.7		
AMB7 45-50	45-50	6.3	24.4	15.0	1.0	0.0	0.0	0.0	59.6		
AMB7 fissures	>50	7.5	25.0	16.1	1.2	0.0	4.0	0.0	53.7		
AMB7-R	>50		0.0	0.9	0.8	0.0	97.0	0.0	1.2		

			Minéra	logie frac	tion <2 um	(en %)			fraction	2-16 um
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB7 0-4	6.9	19.3	15.0	3.0	1.8	23.0	17.9	13.1	1.43	0.97
AMB7 4-10	6.3	13.1	17.3	2.0	2.9	19.6	27.0	11.8	0.66	0.62
AMB7 10-15	6.4	32.3	12.9	2.9	1.9	11.2	22.2	10.3	1.05	0.55
AMB7 15-20	3.4	33.2	21.4	1.7	1.7	10.6	15.4	12.6	1.19	0.57
AMB7 20-25	3.9	31.8	19.8	2.1	2.9	9.2	19.1	11.3	1.02	0.44
AMB7 25-30	5.8	34.3	12.8	2.9	0.5	10.8	20.6	12.4	0.81	0.44
AMB7 30-35	22.8	24.7	8.9	1.9	2.3	10.2	16.5	12.7	1.44	0.63
AMB7 35-40	44.6	15.2	7.0	0.6	3.3	8.8	11.6	8.9	1.37	0.67
AMB7 40-45	28.7	20.5	11.7	2.4	1.3	11.4	13.4	10.7	1.16	0.41
AMB7 45-50	26.7	22.2	14.6	3.5	1.8	10.8	9.3	11.1	1.40	0.78
AMB7 fissures	31.3	0.0	0.0	6.0	4.5	27.2	22.4	8.6	0.90	0.79
AMB7-R	39.8	0.0	0.0	5.2	2.7	40.6	6.8	5.0	9.06	0.57

				Grani	ulométrie '	12 classes (en % volu	me; classes	s en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB7 0-4	5.5	7.6	9.3	11.7	13.1	12.6	12.4	13.2	7.3	5.0	2.4	0.0
AMB7 4-10	7.3	9.0	10.6	13.1	14.4	13.8	11.9	10.5	4.6	3.1	1.6	0.0
AMB7 10-15	9.0	10.4	11.7	13.6	14.0	12.7	10.6	9.4	3.8	2.9	1.9	0.0
AMB7 15-20	8.9	10.4	11.9	14.3	14.8	13.0	10.3	8.5	3.3	2.8	1.8	0.0
AMB7 20-25	10.1	11.1	12.5	14.5	14.7	12.4	9.5	7.8	3.0	2.4	1.9	0.0
AMB7 25-30	9.5	10.8	12.2	14.2	14.4	12.6	10.1	8.5	3.5	2.2	1.9	0.0
AMB7 30-35	9.5	10.7	12.3	14.4	14.5	12.7	10.1	8.2	3.1	2.4	2.2	0.0
AMB7 35-40	10.0	11.0	12.4	14.2	14.1	12.3	9.9	8.2	3.3	2.5	1.9	0.0
AMB7 40-45	9.9	11.2	12.9	14.9	14.6	12.4	9.6	7.6	3.1	2.2	1.6	0.0
AMB7 45-50	9.4	11.1	14.4	16.8	15.7	12.4	8.4	6.0	2.6	2.0	1.2	0.0
AMB7 fissures	3.0	7.1	17.0	25.5	23.4	15.6	6.9	1.2	0.0	0.1	0.0	0.0
AMB7-R	17.6	19.2	20.4	17.7	11.2	6.0	3.8	3.2	0.5	0.3	0.2	0.0

Revêtements argileux observés dans les lames minces AMB7 LM1 (36 cm de profondeur) et AMB7 LM5 (47 cm).

AMB 8A BRUNISOL EUTRIQUE leptique issu de dépôts ruisselés sur calcaire dur fissuré

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex

Date de description: 25.09.2009

Coordonnées: 508'341 / 156'294

Altitude: 1363m Exposition: N-E

Topographie: talus

Pente: 10°

Géologie: Crétacé (Valanginien, Calcaire roux)

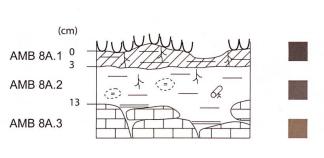
Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur roche en place

Végétation: pâturage



Couleur Munsell (sol sec)





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	AMB 8A.1 A	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limono-argileux / Racines: bcp de fines / pH: 6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: ondulée / Transition: distincte
3-13	AMB 8A.2 S	Squelette: qqs cailloux calcaires avec cortex d'altération / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: qqs fines, moyennes / pH: 5-6 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: sur la roche en place fracturée / Transition: très nette
>13	AMB 8A.3 IIScaRca	Roche calcaire, dalle fracturée qui se délite en plaques dans le sens du pendage. Terre fine entre les pierres, Structure: polyédrique / Texture: argileux / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/6

AMB 8A

			Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
AMB8A 0-3	0-3	5.8	21.5	28.6	1.2	0.0	0.0	0.0	48.6		
AMB8A 3-10	3-10	6.2	19.1	24.1	1.2	0.9	0.7	0.0	53.9		
AMB8A >10	10-13	6.6	23.1	31.9	1.4	0.6	0.0	0.0	43.0		
AMB8A fissures	>13	7.9	28.2	21.1	1.0	0.0	4.7	0.0	45.0		
AMB8A-R	>13		0.0	5.5	0.0	0.0	92.6	0.0	1.8		

		fraction 2-16 um								
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB8A 0-3	15.7	14.6	10.6	3.1	6.0	24.6	11.7	13.6	1.18	0.85
AMB8A 3-10	8.5	18.6	13.8	5.0	5.0	23.2	16.8	9.0	1.54	0.60
AMB8A >10	37.4	8.7	5.8	3.2	4.5	19.1	10.7	10.7	1.47	0.97
AMB8A fissures	83.1	0.0	0.0	3.8	5.0	7.2	0.5	0.5	4.04	1.00
AMB8A-R	69.6	0.0	0.0	4.7	3.3	18.4	1.3	2.7	1.93	0.73

1	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)											
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB8A 0-3	3.6	4.5	8.8	15.2	17.8	15.4	11.4	8.8	5.9	5.9	2.6	0.0
AMB8A 3-10	3.6	5.3	10.6	16.4	18.0	15.9	11.6	8.0	4.7	4.2	1.5	0.0
AMB8A >10	4.7	6.9	12.5	17.0	17.3	15.3	10.9	6.6	3.5	4.1	1.2	0.0
AMB8A fissures	10.6	14.6	20.6	21.9	16.4	9.6	4.3	1.2	0.0	0.4	0.3	0.0
AMB8A-R	12.3	17.4	22.4	21.2	13.8	7.9	3.7	1.2	0.1	0.1	0.0	0.0

AMB 8B BRUNISOL DYSTRIQUE issu de dépôts ruisselés sur marnes fossilifères altérées

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex

Date de description: 25.09.2009

Coordonnées: 508'341 / 156'294

Altitude: 1363m

Exposition: N-E

Topographie: talus

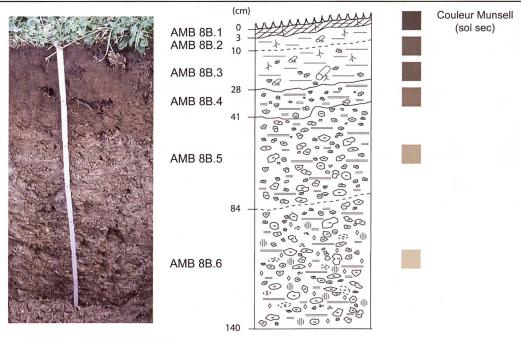
Pente: 10°

Géologie: Crétacé (Valanginien, Calcaire roux)

Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur marnes altérées

Végétation: pâturage





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	AMB 8B.1 A	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limono-argileux / Racines: bcp de fines / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: oblique, sinueuse / Transition: distincte
3-10	AMB 8B.2 AS	Squelette: / Structure: grumeleux-subpolyédrique / Texture: limoneux / Racines: qqs fines, moyennes / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: oblique / Transition: graduelle
10-28	AMB 8B.3 S	Squelette: qqs graviers calcaires / Structure: polyédrique / Texture: argilo-limoneux / Racines: qqs fines, moyennes, grosses / pH: 6 / Test HCI: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: oblique / Transition: distincte
28-41	AMB 8B.4 IISca	Squelette: graviers, qqs cailloux calcaires, fragments de fossiles (coraux) / Structure: massive / Texture: argilo-sableux / Racines: / pH: 6 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/4 / Limite: oblique, sinueuse / Transition: nette
41-84	AMB 8B.5 IICca	Squelette: 40% graviers calcaires et fossiles, qqs cailloux / Structure: particulaire / Texture: sablo-argileux / Racines: / pH: 8 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 7/4 / Limite: oblique, ondulée / Transition: graduelle
84-140	AMB 8B.6 IIMmaca	Squelette: 40-50% graviers calcaires et fossiles, qqs cailloux / Structure: particulaire / Texture: sablo-argileux / Racines: / pH: 8 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol sec (Munsell): 2.5Y 8/4 / taches d'oxydo-réduction

AMB 8B

		e.			Minérale	ogie fraction	totale (%		
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
AMB8B 0-5	0-5	5.6	22.4	51.3	1.2	0.0	0.0	0.0	25.2
AMB8B 5-10	5-10	5.4	23.0	28.6	1.2	0.9	0.0	0.0	46.3
AMB8B 10-15	10-15	5.5	24.1	23.9	0.0	0.0	0.0	0.0	52.0
AMB8B 15-20	15-20	5.9	32.4	39.3	0.0	1.0	0.0	0.0	27.3
AMB8B 20-25	20-25	5.9	23.7	16.8	1.6	0.8	0.0	0.0	57.1
AMB8B 25-30	25-30	5.9	26.4	22.9	0.0	0.0	0.6	0.0	50.1
AMB8B 30-40	30-40	7.7	31.8	16.1	0.0	0.0	7.2	0.0	44.9
AMB8B 40-50	40-50	8.1	23.4	15.4	0.0	0.0	60.0	0.0	1.1
AMB8B 50-60	50-60	8.4	21.0	13.6	0.0	0.0	54.8	0.0	10.6
AMB8B 60-80	60-80	8.4	12.8	13.7	0.0	0.0	61.8	0.0	11.8
AMB8B 80-100	80-100	8.4	25.3	11.0	0.0	0.0	55.8	0.0	7.8
AMB8B 100-120	100-120	8.4	10.2	12.7	0.0	0.0	64.2	0.0	12.9

			Minéra	logie frac	tion <2 un	(en %)			fraction	2-16 um
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB8B 0-5	10.3	4.6	18.6	0.0	8.1	29.2	15.2	14.0	1.03	0.86
AMB8B 5-10	11.6	24.2	15.2	4.2	3.8	19.6	11.8	9.6	1.40	0.76
AMB8B 10-15	29.5	20.5	12.2	2.9	1.5	12.5	12.9	8.0	1.58	0.69
AMB8B 15-20	50.3	15.1	6.8	1.5	3.7	9.0	9.3	4.2	1.41	1.10
AMB8B 20-25	55.4	17.4	10.3	2.5	1.9	8.3	3.2	1.1	1.38	0.91
AMB8B 25-30	78.6	6.4	3.9	1.7	1.8	6.0	1.0	0.6	1.62	0.59
AMB8B 30-40	83.8	0.0	0.0	4.2	2.6	8.5	0.6	0.2	2.02	0.28
AMB8B 40-50	85.4	0.0	0.0	3.0	4.4	6.6	0.3	0.4	1.76	0.21
AMB8B 50-60	85.2	0.0	0.0	2.9	4.5	6.4	1.0	0.0	1.67	0.32
AMB8B 60-80	82.7	0.0	0.0	4.2	4.8	7.6	0.3	0.5	5.54	0.20
AMB8B 80-100	73.7	0.0	0.0	3.1	6.9	16.3	0.0	0.0	1.53	0.00
AMB8B 100-120	71.8	0.0	0.0	7.4	6.1	14.8	0.0	0.0	1.56	0.43

	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	
AMB8B 0-5	5.7	6.3	7.5	9.2	10.4	11.0	11.9	13.4	10.5	9.3	4.8	0.0	
AMB8B 5-10	6.1	6.4	9.4	14.2	16.7	15.4	11.2	8.1	4.9	5.6	2.0	0.0	
AMB8B 10-15	5.5	6.5	10.4	15.7	18.1	16.2	10.8	6.5	4.0	4.8	1.6	0.0	
AMB8B 15-20	6.3	7.5	11.9	17.1	18.3	15.1	9.2	5.4	3.1	4.3	1.7	0.0	
AMB8B 20-25	7.7	8.7	12.4	16.3	16.2	12.7	8.1	5.3	3.4	6.1	3.1	0.0	
AMB8B 25-30	8.5	9.8	13.0	15.1	13.7	10.3	7.1	6.0	4.7	8.0	3.8	0.0	
AMB8B 30-40	6.4	10.8	17.0	21.9	20.2	12.7	5.3	2.2	0.6	1.5	1.3	0.0	
AMB8B 40-50	8.8	13.9	19.3	21.8	18.2	10.6	4.1	1.4	0.1	0.9	0.9	0.0	
AMB8B 50-60	8.3	13.8	19.4	21.4	17.5	10.6	4.6	1.9	0.3	1.1	0.9	0.0	
AMB8B 60-80	9.3	15.8	21.2	21.6	16.3	9.2	3.8	1.4	0.1	0.8	0.4	0.0	
AMB8B 80-100	9.7	17.0	22.8	21.7	15.2	8.1	3.0	1.0	0.1	0.9	0.6	0.0	
AMB8B 100-120	9.4	15.2	20.3	21.1	17.2	10.4	4.1	1.0	0.0	0.7	0.5	0.0	

Revêtements argileux observés dans les lames minces AMB8B LM1 (100 cm de profondeur) et AMB8B LM2 (50 cm).

AMB 9 BRUNISOL DYSTRIQUE à caractère rédoxique issu de dépôts ruisselés sur calcaire dur fissuré

Données stationnelles

Lieu: Combe des Amburnex Date de description: 16.09.2009

Coordonnées: 508'327 / 156'303 Altitude: 1360m Exposition: N-E

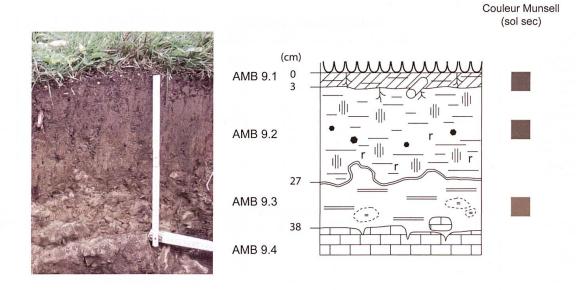
Topographie: point bas de la toposéquence, avant le marais Pente: <5°

Géologie: Crétacé (Valanginien, Calcaire roux)

Formations superficielles: dépôts ruisselés (cover-bed) sur roche en place

Végétation: pâturage





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	AMB 9.1 A	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: bcp de fines, qqs moyennes, grosses / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: horizontale / Transition: nette
3-27	AMB 9.2 Sg	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: argilo-sablo-limoneux / Racines: qqs fines / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: ondulée / Transition: nette / taches d'oxydo-réduction, qqs charbons
27-38	AMB 9.3 IISca	Squelette: qqs cailloux calcaires altérés (pulvérulents) / Structure: massive polyédrique / Texture: argileux / Racines: / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol sec (Munsell): 10YR 5/4 / Limite: contact avec la roche en place / Transition: nette
>38	AMB 9.3 IIRca	Roche calcaire fracturée

AMB 9

					Minéral	ogie fraction	totale (%		
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
AMB9 0-3	0-3	5.4	23.8	28.7	1.3	0.9	0.0	0.0	45.4
AMB9 3-10	3-10	5.4	17.9	48.0	0.0	0.9	0.0	0.5	32.7
AMB9 10-15	10-15	5.6	19.2	21.3	1.0	0.9	0.0	0.0	57.7
AMB9 15-20	15-20	5.8	21.2	42.2	1.0	0.0	0.0	0.0	35.7
AMB9 20-25	20-25	6.5	21.9	22.9	1.3	0.0	0.9	0.0	53.1
AMB9 25-30	25-30	7.6	21.3	26.7	0.0	0.0	15.1	0.0	37.0
AMB9 30-38	30-38	7.8	29.4	14.5	0.0	0.0	12.9	0.0	43.2
AMB9-R	env. 40		3.7	5.7	0.0	0.0	89.3	0.0	1.3

		THE RESERVE	Minéra	logie frac	tion <2 um	(en %)		fraction 2-16 um		
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
AMB9 0-3	8.5	19.6	13.2	5.0	5.8	19.0	16.5	12.5	0.94	0.87
AMB9 3-10	11.4	27.8	10.9	4.8	3.4	15.5	13.0	13.2	1.1	0.8
AMB9 10-15	2.5	33.6	19.5	3.7	2.0	13.3	14.8	10.5	1.46	0.64
AMB9 15-20	30.0	19.4	10.2	3.2	1.3	11.1	13.1	11.7	1.24	0.92
AMB9 20-25	24.0	23.2	15.2	2.4	3.8	13.6	8.2	9.6	1.53	0.67
AMB9 25-30	18.1	25.5	17.2	3.8	5.1	23.8	2.0	4.4	1.63	1.07
AMB9 30-38	6.7	29.5	27.2	4.6	4.0	20.1	4.3	3.6	n.d.	n.d.
AMB9-R	44.8	0.0	0.0	5.7	3.9	39.3	2.9	3.3	4.60	0.70

				Gran	ulométrie '	12 classes	(en % volu	me; classe:	s en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
AMB9 0-3	5.0	6.1	7.5	9.2	9.8	10.3	10.9	12.6	11.7	12.2	4.6	0.0
AMB9 3-10	8.2	8.8	10.1	11.9	12.2	11.2	9.4	8.7	7.2	8.7	3.7	0.0
AMB9 10-15	7.3	8.1	9.3	10.9	11.1	10.0	9.1	9.1	9.2	11.3	4.4	0.0
AMB9 15-20	9.2	9.4	11.3	13.2	13.4	12.2	9.2	6.8	5.7	7.2	2.5	0.0
AMB9 20-25	9.6	8.9	11.6	14.4	14.8	12.7	8.8	5.8	4.5	6.8	2.0	0.0
AMB9 25-30	3.5	6.9	13.7	19.2	20.4	19.6	12.1	3.4	0.4	0.6	0.2	0.0
AMB9 30-38	5.8	9.6	16.6	20.9	19.4	15.8	9.1	2.4	0.2	0.2	0.0	0.0
AMB9-R	12.7	16.6	20.9	22.0	16.1	7.5	2.5	1.2	0.1	0.2	0.2	0.0

Annexe III: Fiches descriptives des profils de sol de Ballens

BAL 1 CALCISOL leptique, à horizon S hémiorganique, sur calcaire dur

Données stationnelles

Lieu: Les Prés de Ballens Date de description: 10.10.2010

Coordonnées: 514'461 / 159'435 Altitude: 1403 m Exposition: S-E

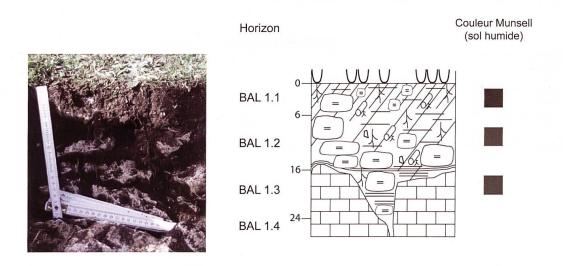
Topographie: replat sur crête, haut de la toposéquence **Pente:** 0°

Géologie: Jurassique (Portlandien)

Formations superficielles: roche en place

Végétation: pâturage boisé





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-6	BAL 1.1 Aciho	Squelette: 10% cailloux, pierres calcaires, arêtes émoussées / Structure: grumeleux / Texture: limono-argileux / Racines: 5/5 fines, qqs moyennes / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 5/2 / Limite: horizontale / Transition: graduelle
6-16	BAL 1.2 Sciho	Squelette: 40% graviers, cailloux, pierres, blocs calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: 5/5 fines, moyennes / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/2 / Limite: ondulée / Transition: nette, sur les blocs
16-24	BAL 1.3 Cca	Squelette: 75% blocs calcaires en place / Structure: polyédrique / Texture: argilo-limoneux / Racines: 3/5 fines, moyennes / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: sur dalle calcaire en place / Transition: très nette
> 24	BAL 1.4 Rca	Roche calcaire

BAL 1

				Ca ²⁺			Minéra	logie fractio	n totale (%)	
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
BAL1 0-5	0-5	5.89	13.7	0.213	39.7	32.0	2.5	1.3	0.9	0.4	23.3
BAL1 5-10	5-10	6.12	15.3	0.130	37.8	29.0	2.8	1.6	0.5	0.3	28.0
BAL1 10-15	10-15	6.64	13.0	0.204	40.1	33.3	4.4	1.4	0.6	0.3	19.9
BAL1 15-25	15-25	7.14	9.3	0.204	42.2	32.2	3.0	1.5	0.5	0.6	19.9
BAL1-R	env. 15				5.1	2.7	1.0	0.0	72.0	15.5	3.6

		Minéralogie fraction <2 um (%)											
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo			
BAL1 0-5	3.6	8.9	8.3	2.4	3.4	12.3	45.0	16.3	0.35	0.81			
BAL1 5-10	4.9	11.9	6.9	3.4	2.4	9.1	43.3	18.1	0.63	0.76			
BAL1 10-15	3.2	13.1	7.4	2.9	2.4	10.2	48.2	12.5	0.57	0.87			
BAL1 15-25	3.6	13.1	9.2	2.9	2.0	9.0	44.2	16.0	1.13	1.12			
BAL1-R	0.0	0.0	0.0	6.6	0.0	61.8	25.4	6.2	0.07	1.05			

	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)											
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
BAL1 0-5	18.5	9.8	8.4	8.7	9.9	10.2	7.8	7.4	5.8	6.3	6.8	0.4
BAL1 5-10	21.6	11.1	9.2	9.5	10.6	10.5	7.3	6.3	4.4	4.9	4.6	0.0
BAL1 10-15	14.6	12.0	12.7	13.1	12.3	10.9	7.7	6.5	4.0	3.8	2.3	0.0
BAL1 15-25	20.2	12.6	11.9	12.4	12.7	11.6	7.0	4.3	2.2	2.9	2.3	0.0
BAL1-R	8.3	9.7	9.4	11.8	22.0	26.6	9.8	0.4	0.2	0.9	1.0	0.0

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)											
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr	
BAL1 0-5	0	15074	86388	297123	3177	2222	59841	20054	27936	6304	101	
BAL1 5-10	0	14916	86247	298044	2780	2025	60768	20013	27411	6333	100	
BAL1 10-15	0	15266	87775	296976	2276	2044	59234	19741	29715	6188	97	
BAL1 15-25	0	14752	85913	300151	1999	1851	58253	20190	29510	6195	90	
BAL1-R	0	58754	5036	24775	125	80	3890	3093	589058	629	306	

BAL 2 BRUNISOL DYSTRIQUE luvique, surrédoxique, issu de loess remaniés, sur dalle calcaire dure

Données stationnelles

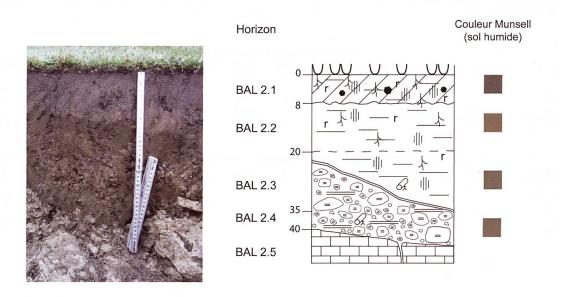
Lieu: Les Prés de Ballens Date de description: 21.09.2010 Coordonnées: 514'578 / 159'198 Altitude: 1387 m

Topographie: dans une cuvette Géologie: Jurassique (Kimmeridgien) Formations superficielles: loess remaniés

Végétation: pâturage boisé



Description du profil



Exposition: S-E

Pente: 0°

Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-8	BAL 2.1 Ag	Squelette: / Structure: micro-grumeleux, compacté / Texture: limoneux / Racines: 4/5 fines / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell):10YR 4/3 / Limite: sinueuse / Transition: nette / taches d'oxydo-réduction, qqs charbons
8-20	BAL 2.2 Sg	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: 2/5 fines / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 5/6 / Limite: horizontale / Transition: distincte / taches d'oxydo-réduction autour des racines
20-35	BAL 2.3 St	Squelette: / Structure: polyédrique / Texture: argilo-limoneux / Racines: 1/5 fines / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4, limite des carbonates à 23 cm / Couleur sol humide (Munsell): 2.5Y 5/4 / Limite: oblique / Transition: très nette / qqs taches d'oxydo-réduction
35-40	BAL 2.4 IICca	Squelette: 50% graviers, cailloux, pierres calcaires / Structure: massif / Texture: argileux / Racines: 1/5 moyennes / pH: 8 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 2.5Y 5/4 / Limite: sur dalle calcaire en place / Transition: très nette
> 40	BAL 2.5 IIRca	Roche calcaire

BAL 2

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
BAL2 0-5	0-5	5.06	4.4	0.044	36.0	48.0	4.8	2.2	0.0	0.0	9.0		
BAL2 5-10	5-10	4.97	4.2	0.038	32.0	49.2	4.0	4.2	0.0	0.2	10.4		
BAL2 10-20	10-20	5.11	0.5	0.018	36.7	48.6	3.4	2.2	0.0	0.4	8.7		
BAL2 20-30	20-30	5.41	0.3	0.013	45.6	40.6	3.7	2.4	0.0	0.4	7.4		
BAL2 30-40	30-40	7.86	1.4	0.112	27.7	21.6	1.0	0.9	42.9	0.2	5.8		
BAL2-R	env. 45				7.1	5.9	1.8	0.0	82.1	0.3	2.9		

	Minéralogie fraction <2 um (%)											
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo		
BAL2 0-5	0.0	21.4	9.7	2.9	2.1	12.4	31.1	20.3	1.04	2.44		
BAL2 5-10	0.0	20.6	14.0	1.8	1.4	10.9	27.2	24.2	0.80	1.96		
BAL2 10-20	0.0	27.6	16.0	2.9	0.0	6.8	28.5	18.2	0.84	1.80		
BAL2 20-30	0.0	25.3	16.6	2.8	0.0	9.5	29.5	16.3	0.79	1.31		
BAL2 30-40	5.4	15.0	11.0	4.4	2.6	17.2	30.5	14.0	0.58	1.04		
BAL2-R	3.7	0.0	0.0	10.6	2.0	44.7	32.7	6.3	0.22	0.65		

	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)											
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
BAL2 0-5	6.1	9.3	11.9	14.8	20.2	23.1	11.0	1.8	0.3	1.0	0.5	0.0
BAL2 5-10	6.6	9.4	11.5	13.7	18.1	21.6	12.4	3.6	0.9	1.2	1.0	0.0
BAL2 10-20	11.4	12.6	13.3	14.4	16.9	17.8	8.4	1.5	0.1	1.5	2.0	0.0
BAL2 20-30	13.7	13.2	13.3	14.1	16.1	16.4	7.4	1.1	0.0	1.8	2.9	0.0
BAL2 30-40	10.3	11.1	11.7	13.2	18.1	18.7	7.3	2.2	1.1	1.9	3.9	0.4
BAL2-R	17.2	12.8	11.0	12.2	17.6	17.6	4.5	0.0	0.0	1.0	5.9	0.2

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)												
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr		
BAL2 0-5	0	10719	69512	340097	2839	1061	48177	19060	6220	6733	110		
BAL2 5-10	0	10804	68232	343469	2049	1097	47093	18664	5557	6899	107		
BAL2 10-20	0	11913	73480	340411	1159	761	46603	18345	4826	6823	104		
BAL2 20-30	0	15416	84899	321441	960	778	54109	20388	5816	6296	107		
BAL2 30-40	0	16568	61514	201521	823	741	43143	16659	235729	4771	234		
BAL2-R	0	12921	13377	50704	314	303	10104	5545	579509	1184	315		

Revêtements argileux observés dans la lame mince BAL2 LM2 (19 cm de profondeur).

BAL 3A CALCOSOL humique, décarbonaté en surface, issu d'une moraine carbonatée

Pente: <5°

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 21.09.2010

Coordonnées: 514'044 / 158'988 Altitude: 1315 m Exposition: S-E

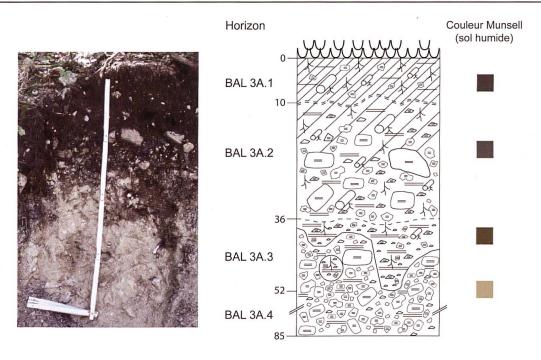
Topographie: haut du versant

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien)

Formations superficielles: moraine carbonatée

Végétation: Hêtraie sapinière





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-10	BAL 3A.1 Aciho	Squelette: 2% graviers, cailloux calcaires / Structure: micro-grumeleux / Texture: limoneux / Racines: 5/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 2/2 / Limite: horizontale / Transition: graduelle / Beaucoup de débris de MO parfois reconnaissables
10-36	BAL 3A.2 Scah	Squelette: 40% graviers, cailloux, pierres calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 5/5 fines, moyennes, grosses / pH: 6-7 / Test HCl: 2/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: ondulée, en langues / Transition: distincte
36-52	BAL 3A.3 Cca	Squelette: 20% graviers calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: 3/5 fines, moyennes, grosses / pH: 7 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/6 / Limite: ondulée, en langues / Transition: distincte / Présence de taches plus foncées liées aux racines
52-85	BAL 3A.4 Dca	Squelette: 50% graviers, cailloux, pierres calcaires / Structure: massif, cimenté / Texture: limono-sableux / Racines: / pH: 9 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 2.5Y 7/6

BAL 3A

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
BAL3A 0-5	0-5	6.52	11.4	0.259	42.4	26.8	1.9	1.3	0.0	0.3	27.4		
BAL3A 5-10	5-10	6.98	10.3	0.309	38.9	28.9	2.8	1.4	1.1	0.0	26.9		
BAL3A 10-15	10-15	7	9.9	0.285	36.1	38.2	1.8	3.1	1.0	0.0	19.9		
BAL3A 15-20	15-20	7.6	6.6	0.249	35.9	38.4	2.0	2.5	19.2	0.0	2.0		
BAL3A 20-30	20-30	7.64	4.7	0.194	28.4	18.7	0.8	2.4	39.5	0.0	10.2		
BAL3A 30-40	30-40	7.88	2.3	0.122	23.5	11.2	0.7	1.2	51.7	0.0	11.7		
BAL3A 40-50	40-50	7.91	2.2	0.125	13.7	14.9	1.4	5.1	50.8	0.0	14.1		
BAL3A 50-70	50-70	8.39	0.1	0.056	10.1	5.3	10.8	0.0	70.9	0.0	2.9		

			fraction 2-6 um							
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
BAL3A 0-5	3.1	15.8	16.9	2.0	2.3	5.3	37.8	16.8	0.59	1.09
BAL3A 5-10	2.4	20.0	15.9	3.9	3.3	5.4	31.8	17.4	1.29	1.08
BAL3A 10-15	1.6	15.0	23.1	2.3	1.5	5.6	35.4	15.7	1.19	1.68
BAL3A 15-20	4.2	15.9	19.4	2.3	2.6	6.2	33.9	15.5	0.87	1.43
BAL3A 20-30	2.5	15.3	14.8	3.2	1.8	11.6	34.4	16.4	0.68	1.32
BAL3A 30-40	5.5	11.4	7.6	4.2	2.3	23.5	33.9	11.8	0.69	0.59
BAL3A 40-50	8.3	7.5	10.3	4.2	1.7	21.5	33.8	12.6	0.79	1.05
BAL3A 50-70	5.5	0.0	0.0	8.6	3.2	47.1	24.9	10.9	0.30	1.70

1	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	
BAL3A 0-5	15.0	10.2	9.9	11.2	12.6	13.1	10.8	7.7	3.4	3.2	3.0	0.0	
BAL3A 5-10	14.6	11.8	14.6	17.3	15.1	9.9	6.0	4.9	2.5	2.5	1.0	0.0	
BAL3A 10-15	24.7	11.4	10.1	10.7	11.3	11.0	8.3	5.0	1.4	2.8	3.4	0.0	
BAL3A 15-20	21.3	11.6	10.5	11.2	12.1	11.9	8.7	4.9	1.1	2.7	3.9	0.0	
BAL3A 20-30	20.6	11.3	10.6	11.8	12.6	12.0	8.8	5.2	0.9	2.3	3.7	0.0	
BAL3A 30-40	9.1	10.0	11.7	14.7	18.4	19.7	11.8	3.3	0.6	0.5	0.3	0.0	
BAL3A 40-50	10.5	11.0	12.4	15.8	18.2	17.8	9.9	2.0	0.0	1.4	1.1	0.0	
BAL3A 50-70	9.6	11.0	12.6	16.3	20.9	19.6	8.4	0.8	0.0	0.5	0.3	0.0	

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)											
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr	
BAL3A 0-5	0	15502	94443	278399	2583	1701	74950	15385	36424	6190	114	
BAL3A 5-10	0	15364	93162	282917	2287	1648	71178	15262	36625	5856	111	
BAL3A 10-15	0	15768	94538	278594	2350	1684	72657	15454	38797	6005	118	
BAL3A 15-20	0	15181	78093	225900	1778	1093	59948	12805	161202	5006	162	
BAL3A 20-30	0	14508	66828	190275	1448	903	54976	11202	239122	4809	200	
BAL3A 30-40	0	12883	40273	113126	844	438	35664	7676	421819	3037	273	
BAL3A 40-50	0	13613	49141	136611	985	606	42208	8945	364285	3545	244	
BAL3A 50-70	0	11478	14530	43619	210	244	10744	4446	596723	1020	322	

BAL 3B CALCISOL à horizon S hémiorganique, issu d'un calcaire dur

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 23.09.2010

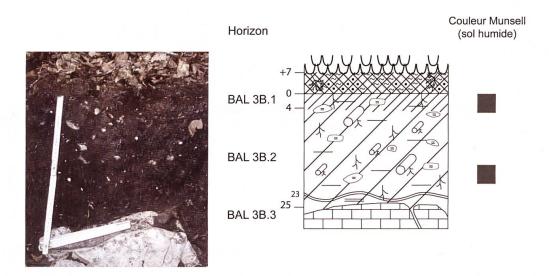
Coordonnées: 514'044 / 158'850 Altitude: 1310 m Exposition: S-E

Topographie: versant Pente: 10°

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien)

Formations superficielles: roche calcaire en place Végétation: Hêtraie sapinière, présence de myrtilles





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
+7-0	OF / OH	L'horizon OF forme des taches plus rougeâtre mélangées à l'horizon OH (quelques débris encore reconnaissables). Présence abondante de mycélium.
0-4	BAL 3B.1 Aciho	Squelette: 2% cailloux calcaires plats, aux angles émoussés / Structure: grumeleux (mal exprimé) / Texture: limoneux / Racines: 5/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Transition: graduelle / Beaucoup de MO, débris parfois reconnaissables
4-25	BAL 3B.2 Sciho	Squelette: 2% cailloux calcaires plats, aux angles émoussés / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 5/5 fines, moyennes, grosses / pH: 6 / Test HCl: 0/4, 1/4 dès 23 cm / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: sur roche en place / Transition: très nette
> 25	BAL 3B.3 Rca	Roche calcaire (dure très blanche)

BAL 3B

				Ca ²⁺			Minéra	logie fraction	n totale (%)	
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
BAL3B 0-5	0-5	5.87	25.3	0.323	22.1	26.4	1.7	1.8	0.7	0.4	46.9
BAL3B 5-15	5-15	6.53	20.4	0.282	25.5	27.1	1.7	4.2	0.5	0.0	41.0
BAL3B 15-25	15-25	7.03	14.6	0.225	34.8	31.4	2.2	2.6	0.4	1.7	26.9
BAL3B-R	env. 30				0.0	0.3	0.0	0.0	98.9	0.0	0.8

				fraction 2-6 um						
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
BAL3B 0-5	4.0	11.7	11.9	4.4	2.3	6.1	34.5	25.2	0.92	1.86
BAL3B 5-15	3.5	11.5	9.2	3.2	2.7	4.2	38.0	27.6	1.22	2.36
BAL3B 15-25	4.6	14.1	10.5	2.6	3.0	4.3	34.7	26.4	1.06	2.31
BAL3B-R	1.7	0.0	0.0	3.1	0.0	37.4	51.2	6.6	1.00	0.10

	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	
BAL3B 0-5	5.6	5.9	6.5	7.7	9.2	10.7	10.8	11.9	10.0	10.0	9.6	2.0	
BAL3B 5-15	14.5	10.4	10.3	10.8	10.5	10.1	8.7	8.2	6.2	6.5	3.9	0.0	
BAL3B 15-25	12.5	10.6	10.3	11.0	11.9	12.0	9.6	8.7	5.3	5.6	2.6	0.0	
BAL3B-R	4.9	6.5	9.6	11.8	10.6	10.3	10.4	12.6	9.2	7.4	6.0	0.7	

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)												
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr		
BAL3B 0-5	0	13468	88120	281399	3167	2332	63458	13061	54297	5904	148		
BAL3B 5-15	2502	15387	86759	273589	2814	2274	65640	12491	62077	6222	163		
BAL3B 15-25	0	14704	88462	281337	2450	2137	63391	12331	55259	5999	144		
BAL3B-R	0	9634	0	766	46	88	673	343	699167	206	404		

BAL 3C BRUNISOL DYSTRIQUE issu de loess remaniés, sur calcaire dur

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens

Date de description: 23.09.2010

Coordonnées: 515'010 / 158'894

Altitude: 1314 m Exposition: S-E

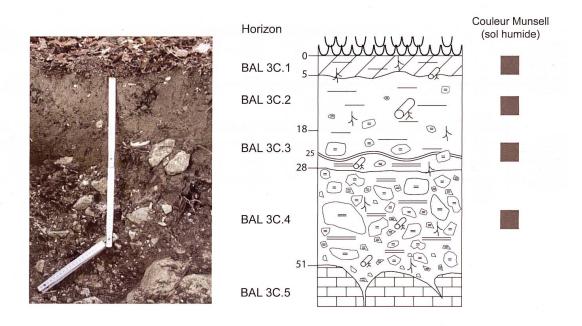
Topographie: versant, dans un talweg

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien) **Formations superficielles:** loess remaniés

Végétation: Hêtraie sapinière, présence de myrtilles



Description du profil



Pente: < 5°

Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-5	BAL 3C.1 A	Squelette: / Structure: microgrumeleux à polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 2/5 fines, moyennes, grosses / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: sinueuse, en langues / Transition: nette
5-18	BAL 3C.2 S	Squelette: 2% cailloux calcaires / Structure: polyédrique, massif / Texture: limono-argileux / Racines: 2/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: horizontale / Transition: graduelle
18-28	BAL 3C.3 SIICca	Squelette: 5% cailloux, pierres calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: 2/5 fines, moyennes / pH: 6 / Test HCl: 0/4, 1/4 dès 25 cm / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/4 / Limite: subhorizontale / Transition: très nette
28-51	BAL 3C.4 IICca	Squelette: 40% graviers, cailloux, pierres calcaires, anguleuses / Structure: polyédrique / Texture: argilo-limoneux / Racines: 3/5 fines, moyennes / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/4 / Limite: sur roche en place / Transition: très nette
> 51	BAL 3C.5 IIRca	Roche calcaire

BAL 3C

	to mile and the			Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
BAL3C 0-5	0-5	5.2	5.1	0.072	26.5	46.2	3.8	3.6	0.0	0.0	19.8		
BAL3C 5-10	5-10	5.48	3.9	0.060	31.5	53.1	6.4	5.2	0.0	0.0	3.8		
BAL3C 10-20	10-20	6.33	3.1	0.073	32.1	46.3	3.8	4.1	0.0	0.0	13.7		
BAL3C 20-30	20-30	7.17	2.5	0.105	24.8	35.6	3.8	4.1	0.0	0.0	31.7		
BAL3C 30-50	30-50	7.77	2.2	0.125	41.3	29.0	2.3	2.1	18.5	0.0	6.8		
BAL3C-R	env. 60	NAZ Z			6.9	2.3	0.0	0.5	86.2	0.0	4.0		

	fraction 2-6 um									
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
BAL3C 0-5	0.0	21.1	8.6	3.1	2.0	4.8	32.4	28.1	0.87	3.65
BAL3C 5-10	0.0	24.7	14.5	2.4	0.0	6.0	29.1	23.3	0.93	3.15
BAL3C 10-20	0.0	22.2	13.4	2.8	2.6	7.6	28.9	22.5	1.09	2.21
BAL3C 20-30	0.0	28.5	9.9	3.2	2.5	7.9	27.6	20.3	0.80	1.82
BAL3C 30-50	2.2	20.1	17.2	3.2	0.0	12.1	26.8	18.4	0.90	1.58
BAL3C-R	8.8	0.0	0.0	12.0	3.2	36.6	32.4	7.0	0.24	0.56

100	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)													
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000		
BAL3C 0-5	6.5	9.5	12.2	15.0	19.1	20.6	10.4	3.2	1.1	1.7	0.8	0.0		
BAL3C 5-10	7.7	10.1	12.4	15.4	19.6	20.2	9.5	2.2	0.3	1.5	1.2	0.0		
BAL3C 10-20	7.9	10.7	13.1	15.5	18.7	19.0	8.7	1.7	0.6	2.8	1.3	0.0		
BAL3C 20-30	7.7	10.7	13.5	16.2	19.3	19.6	9.2	1.6	0.1	1.0	1.1	0.0		
BAL3C 30-50	8.2	12.0	15.6	17.9	18.5	16.4	7.6	1.3	0.0	1.1	1.2	0.0		
BAL3C-R	21.7	15.3	12.0	12.2	16.2	12.2	1.9	0.0	0.0	1.4	6.5	0.7		

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)													
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr			
BAL3C 0-5	0	10638	70280	343411	1186	1076	45806	15046	9154	6771	108			
BAL3C 5-10	0	11086	72470	340917	1028	1068	46733	14967	8843	6851	103			
BAL3C 10-20	0	11910	77407	332338	1146	1017	49727	14948	11375	6649	107			
BAL3C 20-30	0	14008	84944	318705	1095	1021	55027	15504	14099	6261	112			
BAL3C 30-50	0	16544	86778	266439	1086	791	58011	15148	87182	5430	139			
BAL3C-R	0	11762	14093	40909	318	120	11234	4815	600267	1078	273			

Revêtements argileux observés dans la lame mince BAL3C LM5 (40 cm de profondeur).

BAL 4A CALCOSOL décarbonaté en surface, humique, issu de moraine carbonatée

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens

Date de description: 21.09.2010

Coordonnées: 515'566 / 158'657

Altitude: 1133 m Exposition: S-E

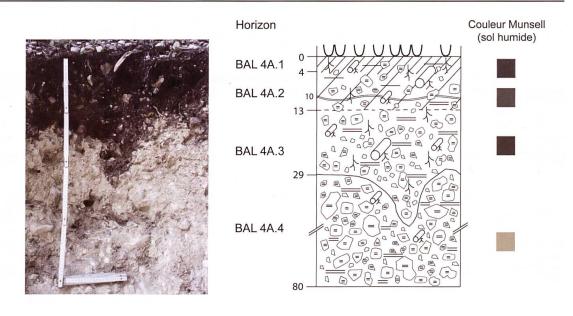
Topographie: versant, zone très ensoleillée

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien)

Formations superficielles: moraine carbonatée Végétation: Hêtraie sapinière, zone sécharde



Description du profil



Pente: < 5°

Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-4	BAL 4A.1 Aciho	Squelette: 5-10% graviers, cailloux calcaires / Structure: microgrumeleux à polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 4/5 fines, moyennes, grosses / pH: 6-7 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 2.5/2 / Limite: horizontale / Transition: graduelle
4-13	BAL 4A.2 Scah	Squelette: 20% graviers, cailloux calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 4/5 fines, moyennes, grosses / pH: 6-7 / Test HCl: 0/4, 1/4 dès 10 cm / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: horizontale / Transition: distincte
13-29	BAL 4A.3 ScaCca	Squelette: 30-40% graviers, cailloux calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-argileux / Racines: 3/5 fines, moyennes / pH: 7 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 2.5/3 / Limite: en langues / Transition: nette
29-80	BAL 4A.4 Dca	Squelette: 50% graviers, cailloux, pierres calcaires / Structure: massif, cimenté / Texture: sablo-limoneux / Racines: 1/5 moyennes / pH: 8-9 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 2.5Y 7/4

BAL 4A

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
BAL4A 0-5	0-5	7.22	10.3	0.202	39.7	32.5	1.9	1.3	2.1	0.0	22.6		
BAL4A 5-10	5-10	7.55	7.7	0.232	36.5	27.3	1.7	6.3	16.8	0.8	10.5		
BAL4A 10-15	10-15	7.7	6.3	0.197	29.9	20.1	2.1	10.5	26.7	1.0	9.8		
BAL4A 15-20	15-20	7.87	4.0	0.141	21.1	16.5	2.6	1.1	41.4	0.0	17.4		
BAL4A 20-30	20-30	7.9	3.5	0.128	12.6	14.8	0.7	1.2	45.4	0.0	25.3		
BAL4A 30-40	30-40	8.05	2.0	0.102	12.9	11.6	0.0	0.0	67.3	0.0	8.2		
BAL4A 40-60	40-60	8.45	0.0	0.052	9.9	2.2	2.0	1.8	79.2	0.0	4.8		
BAL4A.1-R	0				0.0	0.3	0.0	0.0	98.1	0.0	1.6		
BAL4A.2-R	54				14.9	3.0	0.0	0.0	66.5	10.7	4.8		

			Minér	alogie frac	tion <2 ur	n (%)			fraction 2-6 um		
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo	
BAL4A 0-5	5.3	17.6	10.8	3.4	2.3	8.7	33.5	18.4	0.89	0.89	
BAL4A 5-10	8.4	15.8	13.5	4.0	2.7	6.0	31.0	18.6	1.04	1.24	
BAL4A 10-15	5.9	16.3	12.2	3.2	1.7	8.5	32.9	19.4	0.82	1.13	
BAL4A 15-20	6.8	10.6	8.6	3.2	1.3	11.2	37.4	20.8	0.76	1.31	
BAL4A 20-30	7.3	13.0	10.5	4.3	2.3	9.1	34.8	18.6	0.95	1.09	
BAL4A 30-40	3.1	14.0	12.5	3.9	1.6	23.5	28.2	13.3	0.81	1.03	
BAL4A 40-60	5.0	0.0	0.0	4.9	1.8	41.8	32.4	14.0	1.08	0.45	
BAL4A.1-R	8.0	0.0	0.0	1.5	1.6	28.4	64.0	3.8	0.73	0.14	
BAL4A.2-R	0.0	0.0	0.0	5.7	0.0	59.0	27.7	7.6	0.00	1.06	

		Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)													
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000			
BAL4A 0-5	9.9	12.0	16.9	20.0	16.5	10.1	5.8	4.1	1.9	1.8	1.0	0.0			
BAL4A 5-10	7.7	9.5	12.8	16.7	17.5	14.6	9.6	6.0	2.6	2.2	0.9	0.0			
BAL4A 10-15	7.2	8.7	10.8	14.2	16.6	17.3	13.0	6.9	2.2	1.9	1.1	0.0			
BAL4A 15-20	8.3	9.6	11.3	14.7	17.5	17.3	11.8	5.4	1.4	1.6	1.1	0.0			
BAL4A 20-30	8.2	9.3	11.1	14.2	16.4	17.0	12.6	5.6	1.8	2.3	1.5	0.0			
BAL4A 30-40	8.8	9.5	10.9	14.4	17.9	18.9	11.9	3.9	1.0	1.9	1.0	0.0			
BAL4A 40-60	8.8	10.5	12.2	15.8	20.0	20.2	10.4	1.5	0.0	0.3	0.1	0.0			
BAL4A.1-R	11.0	13.8	17.9	22.0	17.8	7.8	3.6	3.5	1.7	0.7	0.3	0.0			
BAL4A.2-R	8.2	10.1	11.5	14.1	21.6	24.5	7.8	0.0	0.0	0.7	1.5	0.0			

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)										
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr
BAL4A 0-5	0	16019	93726	280847	1970	2305	68633	14822	41290	5716	109
BAL4A 5-10	0	14398	79976	243012	1823	2593	75859	14140	112162	6335	172
BAL4A 10-15	0	13616	70912	209837	1478	2358	68260	12331	186636	6072	215
BAL4A 15-20	0	14332	61591	168860	1218	1472	45363	9470	291489	4071	207
BAL4A 20-30	0	13872	54866	150681	1112	1312	39787	8567	336131	3689	232
BAL4A 30-40	0	12557	42557	113960	909	992	28681	7247	425292	2755	250
BAL4A 40-60	0	11061	12674	37075	249	200	9182	3468	609822	804	316
BAL4A.1-R	0	11902	0	1887	33	55	709	441	694617	211	398
BAL4A.2-R	0	32949	5793	23832	125	97	4187	3265	613716	584	301

BAL 4B CALCOSOL décarbonaté en surface, à horizon S hémiorganique, à blocs calcaires colluvionnés, issu de calcaire dur

Données stationnelles

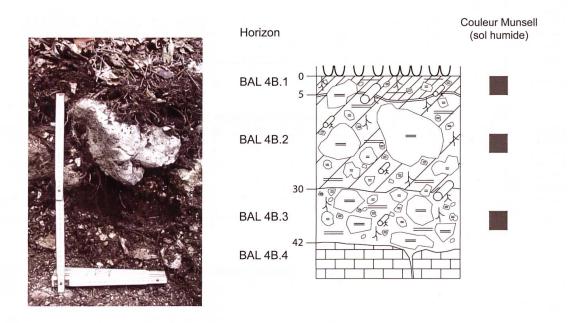
Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 23.09.2010

Coordonnées: 515'496 / 158'583 Altitude: 1129 m Exposition: S-E

Topographie: versant, zone ouverte Pente: 15°

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien) **Formations superficielles:** roche en place **Végétation:** Hêtraie sapinière, zone sécharde





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-5	BAL 4B.1 Aciho	Squelette: 5% graviers, cailloux, pierres, blocs calcaires / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: 5/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: sinueuse / Transition: nette
5-30	BAL 4B.2 Scaho	Squelette: 40% graviers, cailloux , pierres, blocs (dominants) calcaires, angles arrondis / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 4/5 fines, moyennes / pH: 6-7 / Test HCI: 1/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/2 / Limite: ondulée / Transition: nette
30-42	BAL 4B.3 ScaCca	Squelette: 40% graviers (dominants), cailloux, pierres, blocs calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 4/5 fines, moyennes, grosses / pH: 7 / Test HCI: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 3/3 / Limite: sur roche en place / Transition: très nette
> 42	BAL 4B.4 Rca	Roche calcaire blanche

BAL 4B

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)							
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés	
BAL4B 0-5	0-5	6.75	15.0	0.233	33.4	37.1	7.8	18.3	1.2	0.0	2.1	
BAL4B 5-10	5-10	7.14	14.2	0.265	34.7	37.7	21.9	3.3	1.0	0.0	1.4	
BAL4B 10-20	10-20	7.36	10.4	0.195	31.6	42.6	7.0	13.7	3.0	0.0	2.1	
BAL4B 20-30	20-30	7.49	7.1	0.168	27.9	32.5	14.9	10.3	11.2	0.6	2.6	
BAL4B 30-40	30-40	7.66	4.4	0.143	22.5	24.7	2.9	3.2	38.3	0.0	8.4	

			Minér	alogie frac	tion <2 ur	n (%)			fraction 2-6 um		
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo	
BAL4B 0-5	2.5	18.6	11.5	3.8	1.6	14.5	29.8	17.7	1.33	2.11	
BAL4B 5-10	7.1	17.5	8.8	1.6	2.4	4.8	29.0	28.8	1.40	2.61	
BAL4B 10-20	6.4	21.3	10.2	2.5	1.9	5.3	26.6	25.7	1.67	2.49	
BAL4B 20-30	10.7	14.1	15.8	3.8	1.9	5.6	24.6	23.6	1.33	2.16	
BAL4B 30-40	8.4	10.4	15.0	3.5	2.5	5.9	27.3	27.0	0.78	1.88	

	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	
BAL4B 0-5	5.5	7.4	9.5	12.0	14.5	16.4	14.9	10.4	4.1	3.2	1.9	0.0	
BAL4B 5-10	4.2	7.1	11.2	15.5	16.5	15.0	13.0	10.5	4.6	1.8	0.6	0.0	
BAL4B 10-20	5.0	7.7	10.7	13.7	15.1	15.3	14.3	11.0	3.9	2.1	1.2	0.0	
BAL4B 20-30	6.5	8.6	10.9	13.9	16.2	17.3	14.3	7.8	1.9	1.6	1.0	0.0	
BAL4B 30-40	6.3	8.2	10.7	14.1	16.5	17.6	14.1	7.3	1.8	1.5	1.8	0.2	

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)												
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr		
BAL4B 0-5	0	16061	88304	283704	2010	2014	62349	12498	52737	5606	133		
BAL4B 5-10	0	16184	88773	285611	1945	2044	61736	12241	50190	5594	131		
BAL4B 10-20	0	14209	87144	292006	1671	1879	59447	12342	48515	5346	129		
BAL4B 20-30	0	15936	81853	261158	1554	1745	55546	11003	106658	5185	170		
BAL4B 30-40	0	15108	71016	225022	1266	1217	47520	9612	189169	4649	201		

BAL 5A CALCISOL issu de moraine mixte carbonatée

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 28.09.2010

Coordonnées: 515'414 / 158'243 Altitude: 1040 m Exposition: S-E

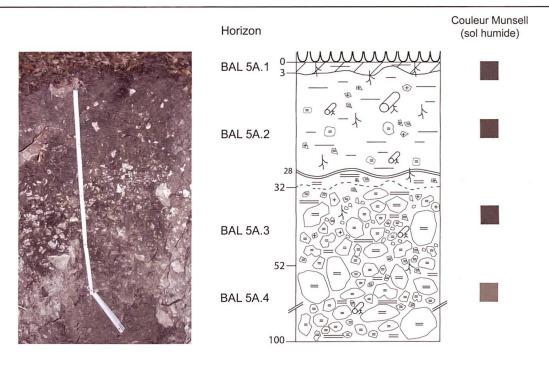
Topographie: versant Pente: 20°

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien)

Formations superficielles: moraine mixte à forte dominance calcaire

Végétation: Hêtraie sapinière, très peu de sous-bois





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	BAL 5A.1 Acih	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: 3/5 fines / pH: 5-6 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/2 / Limite: ondulée / Transition: nette / Horizon sporadique, ondulé
3-32	BAL 5A.2 Sci	Squelette: 5% graviers, cailloux mixtes (rapport calcaire:cristallin 1:1) / Structure: polyédrique / Texture: limono-sableux / Racines: 4/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5-6 / Test HCl: 0/4, 1/4 dès 28 cm / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/3 / Limite: sinueuse / Transition: distincte
32-52	BAL 5A.3 IIScaDca	Squelette: 40% graviers, cailloux, qqs pierres, dominance calcaire (10% cristallin), arêtes vives / Structure: polyédrique / Texture: limono-sableux / Racines: 3/5 fines, moyennes / pH: 6-7 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/2 / Transition: graduelle
52-100	BAL 5A.4 IIDca	Squelette: 50% graviers, cailloux, qqs pierres, qqs blocs calcaires, arêtes émoussées / Structure: polyédrique / Texture: limono-sableux / Racines: 1/5 fines, moyennes / pH: 7 / Test HCl: 3/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 5/3

BAL 5A

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)							
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés	
BAL5A 0-5	0-5	6.39	5.9	0.120	26.8	40.1	5.5	19.3	0.0	0.0	8.3	
BAL5A 5-10	5-10	6.62	4.6	0.106	29.3	47.1	3.5	16.0	0.0	0.0	4.1	
BAL5A 10-20	10-20	6.89	3.4	0.103	29.8	42.3	6.2	18.3	0.0	0.0	3.3	
BAL5A 20-30	20-30	7.36	2.2	0.112	24.3	41.2	4.4	24.7	0.6	0.0	4.8	
BAL5A 30-50	30-50	7.85	1.7	0.105	28.8	30.1	9.0	13.3	15.2	0.0	3.6	
BAL5A 50-70	50-70	8.09	0.6	0.080	17.2	26.0	4.7	20.7	29.1	0.0	2.4	
BAL5A 70-90	70-90	8.18	0.6	0.071	19.0	25.7	4.4	6.9	39.9	0.0	4.1	
BAL5A-R	env. 60				0.0	0.2	0.0	0.0	95.3	0.0	4.4	

			Minér	alogie frac	tion <2 ur	n (%)			fraction 2-6 um		
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo	
BAL5A 0-5	0.9	18.7	16.3	3.7	1.6	9.7	16.7	32.3	2.18	7.82	
BAL5A 5-10	3.0	18.3	13.4	2.1	1.8	8.1	17.4	35.9	1.99	9.79	
BAL5A 10-20	3.2	18.4	14.0	2.8	1.7	9.7	16.4	33.8	2.13	9.35	
BAL5A 20-30	2.9	19.7	14.2	2.8	1.8	9.4	17.6	31.7	2.25	12.19	
BAL5A 30-50	3.8	0.0	0.0	4.1	2.4	31.7	17.7	40.3	2.28	19.88	
BAL5A 50-70	4.2	0.0	0.0	3.7	2.2	45.3	14.2	30.5	2.14	35.40	
BAL5A 70-90	4.1	0.0	0.0	3.2	1.5	44.5	14.4	32.4	2.26	14.61	
BAL5A-R	2.2	0.0	0.0	1.4	0.6	13.8	79.1	2.9	0.94	0.09	

-1	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	
BAL5A 0-5	4.3	6.6	9.7	13.6	15.1	14.9	14.4	12.1	5.6	2.6	1.2	0.0	
BAL5A 5-10	4.7	6.9	9.7	13.5	15.0	14.7	14.0	11.5	5.8	2.8	1.3	0.0	
BAL5A 10-20	4.9	7.0	9.8	13.4	15.0	14.3	12.0	10.2	7.2	4.0	2.1	0.0	
BAL5A 20-30	5.0	7.2	10.2	14.0	15.6	15.1	13.8	11.0	5.2	1.8	1.2	0.0	
BAL5A 30-50	4.5	7.0	10.3	14.6	16.0	14.5	12.2	10.0	6.7	3.3	1.0	0.0	
BAL5A 50-70	4.6	7.8	12.4	18.7	21.3	17.5	10.8	4.4	0.5	0.8	1.3	0.0	
BAL5A 70-90	3.6	5.9	9.1	13.0	13.9	12.4	12.6	13.7	10.1	4.5	1.2	0.0	
BAL5A-R	9.3	14.6	19.0	18.8	14.2	9.1	6.1	5.2	2.2	1.2	0.3	0.0	

				Gé							
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr
BAL5A 0-5	8538	18364	83692	315124	1078	1606	46707	17517	15937	4793	127
BAL5A 5-10	7254	19233	87548	309410	1050	1647	50006	17359	16114	4985	126
BAL5A 10-20	8066	18448	85317	314755	995	1446	47601	16360	15231	4621	121
BAL5A 20-30	6394	20221	91294	303337	962	1647	51708	17468	18336	4977	125
BAL5A 30-50	6638	18563	76829	268072	1092	1428	44568	17898	101353	4357	187
BAL5A 50-70	4048	18009	64288	225182	973	849	38426	17783	194884	3935	296
BAL5A 70-90	3757	16924	52572	198791	792	718	33050	16146	260186	3466	343
BAL5A-R	0	9650	0	641	31	87	423	282	693069	179	383

BAL 5B CALCOSOL à horizon A hémiorganique, issu de moraine mixte à dominance calcaire, sur dalle calcaire

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens

Date de description: 06.10.2010

Coordonnées: 515'621 / 158'450

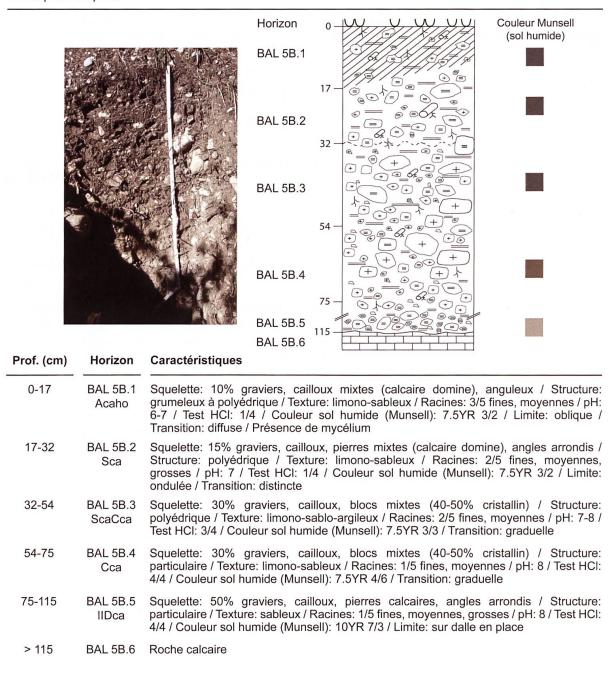
Altitude: 1057 m Exposition: S-E

Topographie: versant, sous un chemin forestier (remblais?) Pente: 20°

Géologie: Jurassique (Kimmeridgien) **Formations superficielles:** moraine mixte

Végétation: Hêtraie sapinière, dominance des résineux





BAL 5B

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)							
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés	
BAL5B 0-5	0-5	6.74	10.5	0.242	35.1	42.3	4.7	6.9	0.7	0.0	10.3	
BAL5B 5-10	5-10	7.21	6.9	0.230	32.6	42.4	5.5	7.3	1.0	0.0	11.3	
BAL5B 10-20	10-20	7.39	4.4	0.155	22.9	34.0	2.2	29.9	0.7	0.0	10.4	
BAL5B 20-30	20-30	7.56	3.5	0.138	25.3	40.9	3.9	20.0	0.9	0.0	8.9	
BAL5B 30-50	30-50	7.73	2.1	0.116	30.1	41.2	4.0	6.3	15.1	0.0	3.2	
BAL5B 50-70	50-70	7.93	1.1	0.089	17.5	28.1	3.3	14.7	31.9	0.0	4.5	
BAL5B 70-90	70-90	8.06	0.6	0.070	7.9	20.5	0.0	5.3	61.9	0.0	4.4	
BAL5B 90-110	90-110	8.01	0.6	0.069	15.2	13.6	2.2	4.2	62.2	0.0	2.6	
BAL5B.1-R	n.d.				0.0	0.7	0.0	0.0	83.2	14.3	1.7	
BAL5B.2-R	n.d.				12.8	32.4	1.4	48.5	0.0	0.0	4.9	
BAL5B.3-R	n.d.				18.5	38.7	0.0	38.5	0.6	0.0	3.8	
BAL5B.4-R	n.d.				19.9	35.3	0.0	9.9	21.9	12.1	0.9	
BAL5B.5-R	n.d.				11.6	32.5	0.0	15.3	39.0	1.0	0.5	

			Minér	alogie fra	ction <2 ur	n (%)			fraction 2-6 um		
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo	
BAL5B 0-5	1.8	15.5	12.3	2.7	1.6	12.9	15.3	37.8	3.24	0.23	
BAL5B 5-10	1.9	17.1	10.6	2.3	2.4	11.5	16.1	38.1	2.50	11.41	
BAL5B 10-20	5.3	19.1	14.7	2.4	2.1	9.5	15.8	31.1	2.64	6.30	
BAL5B 20-30	0.0	20.7	15.0	2.4	1.7	10.3	15.8	34.2	2.45	4.96	
BAL5B 30-50	0.0	12.3	12.5	3.0	2.0	20.3	14.5	35.4	1.79	7.92	
BAL5B 50-70	0.0	12.5	9.8	3.5	1.7	22.5	27.4	22.6	2.67	5.99	
BAL5B 70-90	2.4	0.0	0.0	3.0	1.5	50.0	14.8	28.3	2.54	10.72	
BAL5B 90-110	2.3	0.0	0.0	2.7	2.0	50.0	12.6	30.3	1.76	12.91	
BAL5B.1-R	6.9	0.0	0.0	4.0	0.0	37.9	45.1	6.1	0.22	0.41	
BAL5B.2-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
BAL5B.3-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
BAL5B.4-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
BAL5B.5-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	

Ì				Granu	lométrie 1	2 classes	(en % vo	lume; class	es en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
BAL5B 0-5	5.6	8.9	12.4	15.5	15.3	13.6	12.1	8.9	3.5	2.2	1.9	0.0
BAL5B 5-10	6.5	9.7	13.3	16.3	15.6	13.4	11.4	7.3	2.1	2.1	2.5	0.0
BAL5B 10-20	6.0	9.2	12.7	15.4	14.6	12.6	12.2	10.0	3.7	1.8	1.8	0.0
BAL5B 20-30	6.5	9.8	13.4	16.3	15.5	13.0	11.5	8.1	2.3	1.6	2.2	0.0
BAL5B 30-50	6.2	9.1	12.4	15.3	14.7	12.6	11.6	9.5	4.3	2.0	2.3	0.1
BAL5B 50-70	5.1	8.2	11.3	13.9	14.3	13.8	13.9	11.7	4.8	1.6	1.3	0.0
BAL5B 70-90	4.4	7.3	9.6	12.6	15.0	16.7	15.9	11.6	4.4	1.3	1.2	0.0
BAL5B 90-110	4.2	6.8	9.5	13.5	17.8	20.6	16.9	7.6	1.2	1.0	1.0	0.0
BAL5B.1-R	12.7	15.4	18.6	19.6	15.0	9.8	4.6	1.4	0.4	1.2	1.3	0.0
BAL5B.2-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL5B.3-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL5B.4-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL5B.5-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)													
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr			
BAL5B 0-5	6372	19768	90330	291588	1364	1403	52046	17797	36872	4584	134			
BAL5B 5-10	6886	19218	88633	300967	1036	1229	48843	17075	30127	4459	124			
BAL5B 10-20	6544	20065	92737	299042	998	1233	50061	17388	25235	4828	124			
BAL5B 20-30	7044	18897	87506	300552	855	1140	46988	16455	35883	4268	128			
BAL5B 30-50	6046	19436	82086	260218	857	1205	45604	16607	106701	4189	180			
BAL5B 50-70	3259	17043	59191	195969	842	954	34381	14344	256165	3396	273			
BAL5B 70-90	2644	14271	38670	137517	729	573	22035	10560	395033	2385	346			
BAL5B 90-110	1824	12736	30498	115998	711	402	18781	8992	446348	2098	356			
BAL5B.1-R	0	34456	2400	12718	116	73	2068	1551	643395	286	350			
BAL5B.2-R	27927	14786	74145	327959	959	211	28179	24831	10907	2787	382			
BAL5B.3-R	22703	14727	88344	301612	944	862	51241	30195	8101	3656	150			
BAL5B.4-R	0	12429	4382	329430	60	5025	4885	3657	170362	129	243			
BAL5B.5-R	8694	5022	12996	188084	425	553	7615	3063	380701	436	974			

BAL 6A ALOCRISOL TYPIQUE brun bathyluvique

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 04.10.2010

Coordonnées: 515'497 / 158'078 Altitude: 951 m Exposition: S-E

Topographie: versant, présence de blocs erratiques

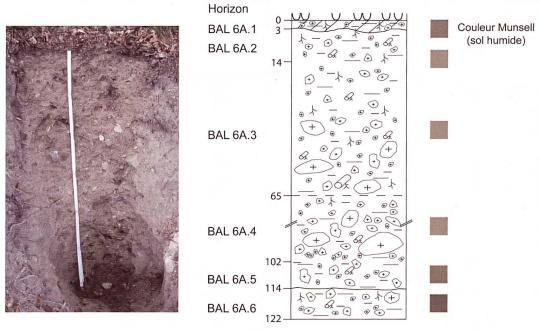
Formations superficielles: moraine cristalline

Végétation: Hêtraie sapinière

Géologie: Jurassique (Portlandien)

Description du profil





Pente: 15°

Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	BAL 6A.1 A	Squelette: 5% graviers, cailloux cristallins / Structure: microgrumeleux / Texture: sablo-limoneux / Racines: 3/5 fines / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 5/3 / Limite: sinueuse / Transition: nette
3-14	BAL 6A.2 AS	Squelette: 5% graviers, cailloux cristallins / Structure: subpolyédrique / Texture: sablo-limoneux / Racines: 4/5 fines, moyennes / pH: 4 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 6/3 / Transition: graduelle
14-65	BAL 6A.3 Sal	Squelette: 10% graviers, cailloux cristallins / Structure: polyédrique, compact / Texture: sablo-limoneux / Racines: 3/5 fines, moyennes, grosses / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 6/3 / Limite: horizontale / Transition: diffuse
65-102	BAL 6A.4 Ct	Squelette: 20% graviers, cailloux, pierres cristallins / Structure: particulaire / Texture: sablo-limoneux / Racines: 1/5 fines, moyennes / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 6/3 / Transition: graduelle
102-114	BAL 6A.5 Dsi1	Squelette: 20% graviers, cailloux cristallins / Structure: particulaire / Texture: sablo-limoneux / Racines: 1/5 fines, moyennes / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 5/4 / Limite: horizontale / Transition: distincte
114-122	BAL 6A.6 Dsi2	Squelette: 20% graviers, cailloux cristallins / Structure: particulaire / Texture: sablo-limoneux / Racines: 2/5 fines, moyennes / pH: 4-5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 4/3

BAL 6A

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)									
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés			
BAL6A 0-5	0-5	3.93	1.7	0.024	18.9	54.3	6.5	10.7	0.0	0.0	9.6			
BAL6A 5-10	5-10	4.4	2.2	0.012	26.7	54.5	4.5	8.4	0.0	0.0	5.9			
BAL6A 10-20	10-20	4.48	1.9	0.016	26.7	50.9	3.9	13.1	0.0	0.0	5.3			
BAL6A 20-30	20-30	4.71	1.3	0.014	18.1	53.2	3.9	20.9	0.0	0.0	3.8			
BAL6A 30-40	30-40	4.97	1.0	0.011	22.9	53.3	5.3	12.8	0.0	0.0	5.7			
BAL6A 40-60	40-60	5	0.7	0.008	18.9	50.5	5.6	19.1	0.0	0.0	6.0			
BAL6A 60-80	60-80	5.09	0.3	0.005	19.6	40.8	6.5	27.8	0.0	0.0	5.4			
BAL6A 80-100	80-100	5.19	0.3	0.006	20.9	48.9	7.1	17.1	0.0	0.0	6.0			
BAL6A 100-110	100-110	5.25	0.4	0.007	15.3	51.0	8.7	22.5	0.0	0.0	2.6			
BAL6A 110-120	110-120	5.27	0.3	0.006	31.9	33.2	14.9	11.9	0.0	0.0	8.1			
BAL6A.1-R	25				17.0	42.9	15.5	21.8	0.7	0.0	2.1			
BAL6A.2-R	60				27.9	55.3	3.8	7.7	0.0	0.0	5.2			
BAL6A.3-R	55				10.0	33.2	29.5	23.1	1.0	2.3	0.9			
BAL6A.4-R	48				9.1	49.6	1.4	37.9	0.0	0.0	2.0			

			Minéi	ralogie frac	tion <2 un		fraction 2-6 um			
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
BAL6A 0-5	2.2	13.0	10.8	1.9	1.8	11.4	11.2	47.8	5.82	8.64
BAL6A 5-10	1.5	16.5	13.1	1.6	1.3	11.1	9.9	45.1	6.16	9.25
BAL6A 10-20	0.0	47.3	6.2	0.7	1.2	7.6	6.6	30.4	5.04	4.30
BAL6A 20-30	0.0	26.8	13.3	2.4	1.7	10.1	11.3	34.5	5.31	7.59
BAL6A 30-40	0.0	20.7	13.6	2.2	2.2	10.8	9.2	41.4	4.43	13.15
BAL6A 40-60	0.0	19.9	8.7	1.5	1.5	11.8	15.4	41.1	5.30	6.55
BAL6A 60-80	0.0	19.2	13.9	1.7	1.8	17.2	11.0	35.2	4.30	5.90
BAL6A 80-100	0.0	15.1	18.3	3.7	1.9	19.2	8.5	33.3	4.15	9.83
BAL6A 100-110	1.6	20.7	18.4	3.3	1.5	23.9	8.0	22.4	4.67	8.57
BAL6A 110-120	0.0	14.2	21.8	2.7	1.4	29.5	9.1	21.4	5.43	6.04
BAL6A.1-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL6A.2-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL6A.3-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL6A.4-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

				Granu	lométrie 1	2 classes	(en % vo	lume; class	es en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
BAL6A 0-5	5.7	8.5	10.8	13.4	14.4	13.4	12.8	11.3	4.6	2.8	2.5	0.0
BAL6A 5-10	6.6	9.6	11.9	14.4	15.1	14.0	12.7	9.6	2.7	1.5	1.9	0.0
BAL6A 10-20	4.8	7.5	9.9	12.4	13.6	13.1	14.8	15.1	6.1	1.6	1.0	0.0
BAL6A 20-30	3.8	6.3	8.2	9.9	11.3	13.9	19.7	19.5	5.8	0.9	8.0	0.0
BAL6A 30-40	4.2	6.8	9.0	11.5	12.3	11.8	14.7	18.4	9.3	1.7	0.5	0.0
BAL6A 40-60	5.1	8.2	10.8	13.8	14.7	13.5	14.0	13.6	4.6	8.0	8.0	0.0
BAL6A 60-80	3.8	6.4	8.9	11.9	13.3	13.0	16.0	18.0	7.1	0.9	8.0	0.0
BAL6A 80-100	5.2	7.5	9.5	12.2	14.1	14.5	16.0	14.3	4.0	1.1	1.5	0.0
BAL6A 100-110	4.3	6.4	8.2	10.3	11.7	12.9	15.7	16.2	8.6	4.1	1.4	0.0
BAL6A 110-120	2.7	3.8	4.8	6.0	7.5	9.8	15.4	26.2	18.8	4.1	0.9	0.0
BAL6A.1-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL6A.2-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL6A.3-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL6A.4-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

				Gé	ochimie (ppm; cal	culé sans	LOI)			
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr
BAL6A 0-5	12125	13601	63604	355041	813	776	30559	15196	5552	3859	131
BAL6A 5-10	12712	11873	58749	363469	478	725	28287	14313	5066	3406	132
BAL6A 10-20	11995	13727	64629	354475	585	824	31173	15012	5238	3749	135
BAL6A 20-30	13323	12540	61306	359396	394	789	29455	14647	5066	3544	129
BAL6A 30-40	12491	12866	62600	357453	484	907	29844	15454	5254	3723	129
BAL6A 40-60	12408	13908	65317	351871	440	1102	32116	16817	5093	3898	135
BAL6A 60-80	13052	16725	72461	336060	474	1186	37566	21735	5702	3802	173
BAL6A 80-100	9923	18526	75322	332585	529	1618	42024	20298	4600	3344	119
BAL6A 100-110	9509	20550	79806	324036	787	1283	43004	23271	5333	3904	129
BAL6A 110-120	10643	18996	75048	333515	712	1071	38974	21662	4822	3165	122
BAL6A.1-R	28749	3442	56733	357254	496	327	12813	44620	3935	947	174
BAL6A.2-R	6677	22548	66272	350766	330	1283	33831	14789	1592	3091	60
BAL6A.3-R	27394	0	55442	367868	135	41	2962	51145	1671	469	68
BAL6A.4-R	31634	27722	123683	233310	1516	1152	80018	36780	4549	3609	206

Revêtements argileux observés dans les lames minces BAL6A LM1 et LM2 (environ 66 cm de profondeur).

BAL 6B CALCISOL humique, issu d'un calcaire dur

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 04.10.2010

Coordonnées: 515'590 / 158'133 Altitude: 958 m Exposition: S-E

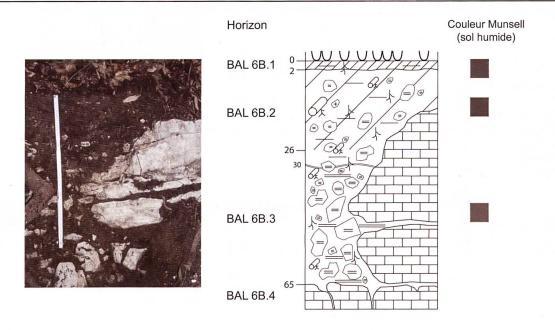
Topographie: versant, au-dessus d'un affleurement Pente: 25°

Géologie: Jurassique (Portlandien)

Formations superficielles: roche en place, qqs graivers cristallins colluvionnés

Végétation: Hêtraie sapinière





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-2	BAL 6B.1 Acih	Squelette: / Structure: grumeleux / Texture: limoneux / Racines: 1/5 fines / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/2 / Limite: sinueuse / Transition: nette / Présence de mycélium
2-26	BAL 6B.2 Scih	Squelette: 10% graviers, cailloux calcaires émoussés, présence de qqs graviers cristallins. Couche (6-7 cm d'épaisseur) de graviers cristallins vers 10 cm de prof. / Structure: polyédrique / Texture: limoneux / Racines: 4/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5 / Test HCI: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/3 / Transition: graduelle
26-65	BAL 6B.3 CcaRca	Horizon dans une fissure entre deux blocs calcaires. Squelette: 25% graviers, cailloux, pierres calcaires aux arêtes vives / Structure: massive fondue / Texture: argilo-limoneux / Racines: 3/5 fines, moyennes / pH: 6-7 / Test HCl: 1/4 (dès 30 cm) / Couleur sol humide (Munsell): 5YR 4/3 / Limite: sur la roche en place
> 65	BAL 6B.4 Rca	Roche calcaire

BAL 6B

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)								
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés		
BAL6B 0-5	0-5	6.27	7.5	0.108	29.3	36.1	5.1	9.6	0.0	0.0	19.9		
BAL6B 5-10	5-10	6.39	6.0	0.094	53.9	32.3	3.1	4.6	0.0	0.0	6.1		
BAL6B 10-20	10-20	6.51	4.7	0.081	36.6	39.1	3.4	8.3	5.1	0.0	7.5		
BAL6B 20-30	20-30	7	3.1	0.073	45.9	19.8	9.5	10.8	0.9	0.0	13.3		
BAL6B 30-50	30-50	7.31	2.5	0.088	41.2	27.3	3.9	7.0	1.3	0.0	19.1		
BAL6B 50-65	50-65	7.51	2.6	0.073	21.7	39.1	6.5	23.9	0.0	0.0	8.9		
BAL6B-R	env. 40				0.0	0.4	0.0	0.0	95.3	0.0	4.3		

			fraction 2-6 um							
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
BAL6B 0-5	0.0	24.9	16.8	2.2	2.5	15.9	13.2	24.3	2.93	4.81
BAL6B 5-10	0.0	24.0	18.0	2.3	1.5	20.7	11.0	22.4	2.28	4.25
BAL6B 10-20	0.0	26.2	15.3	2.8	1.3	17.7	11.3	25.4	2.63	5.62
BAL6B 20-30	0.0	25.7	15.7	2.1	2.1	26.7	9.5	18.3	1.72	7.06
BAL6B 30-50	3.0	22.3	9.9	3.3	2.5	30.1	9.4	19.6	2.36	3.25
BAL6B 50-65	5.2	21.7	13.9	3.6	2.5	22.5	13.4	17.2	1.83	2.57
BAL6B-R	4.6	0.0	0.0	9.8	3.3	69.4	7.7	5.2	0.39	0.90

1				Granu	lométrie 1	2 classes	(en % vo	lume; class	es en um)			Symmetry
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
BAL6B 0-5	6.2	8.1	10.2	12.3	12.6	12.4	12.6	11.9	7.7	4.2	1.8	0.0
BAL6B 5-10	6.3	8.6	10.9	13.4	13.8	13.2	12.5	10.4	5.7	3.2	2.0	0.0
BAL6B 10-20	6.0	7.9	10.0	12.2	12.4	11.8	12.2	12.5	8.7	4.2	2.1	0.0
BAL6B 20-30	6.2	7.8	9.9	12.4	12.9	12.9	13.4	11.6	7.2	3.8	1.9	0.0
BAL6B 30-50	7.8	8.6	10.8	13.0	13.0	12.9	13.6	10.0	4.1	2.9	3.1	0.2
BAL6B 50-65	6.6	9.9	15.9	18.9	14.7	11.4	11.0	6.9	2.0	1.8	0.9	0.0
BAL6B-R	13.4	16.4	20.0	20.5	15.0	7.7	3.1	1.4	0.2	1.3	1.1	0.0

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)											
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr	
BAL6B 0-5	6534	19861	92447	301804	1267	1559	52385	18835	18046	4248	122	
BAL6B 5-10	7038	18856	88721	310278	981	1464	48896	18259	15805	3998	117	
BAL6B 10-20	8053	18672	87890	312191	936	1239	47775	18388	14836	3830	116	
BAL6B 20-30	4641	22759	105074	283386	993	1258	62712	20317	16265	4318	116	
BAL6B 30-50	0	20725	108147	275811	1170	1223	69269	22265	22155	4189	115	
BAL6B 50-65	0	20351	105703	279757	1141	1293	67510	22661	20991	4363	122	
BAL6B-R	0	10980	1619	6073	144	75	1916	1159	679068	300	456	

Revêtements argileux observés dans la lame mince BAL6B LM2 (21 cm de profondeur).

BAL 7 NEOLUVISOL issu de moraine cristalline, sur moraine mixte carbonatée

Pente: < 5°

Données stationnelles

Lieu: La Côte de Ballens Date de description: 06.10.2010

Coordonnées: 515'952 / 158'008 Altitude: 802 m Exposition: S-E

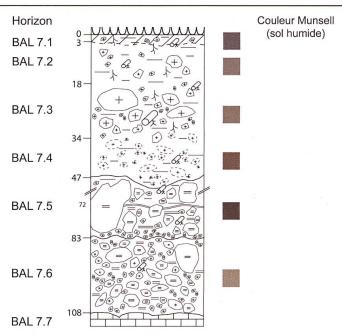
Topographie: versant, bas de pente Géologie: Jurassique (Kimmeridgien) Formations superficielles: moraine mixte

Végétation: Hêtraie sapinière

rogotationi i lottato capini







Prof. (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-3	BAL 7.1 A	Squelette: 2% graviers mixtes / Structure: microgrumeleux / Texture: limono-sableux / Racines: 3/5 fines, moyennes / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: sinueuse / Transition: distincte
3-18	BAL 7.2 S	Squelette: 5% graviers, cailloux cristallins / Structure: polyédrique / Texture: limono-sableux / Racines: 4/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 5/3 / Transition: graduelle
18-34	BAL 7.3 E	Squelette: 20 % graviers, cailloux, pierres, blocs cristallins / Structure: polyédrique (massive) / Texture: limono-sableux / Racines: 2/5 fines, moyennes, grosses / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 5/4 / Transition: graduelle
34-47	BAL 7.4 BT	Squelette: 25% graviers (dominants), cailloux cristallins altérés / Structure: polyédrique / Texture: sablo-limoneux / Racines: 1/5 moyennes / pH: 5 / Test HCl: 0/4 / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 4/6 / Limite: ondulée / Transition: distincte (horizon en poches)
47-83	BAL 7.5 IISbCca	Squelette: 50% graviers cristallins, cailloux, pierres, blocs calcaires aux arêtes vives / Structure: polyédrique massif à particulaire / Texture: limono-sablo-argileux / Racines: 2/5 moyennes / pH: 5 à 8 / Test HCl: 0/4, 1/4 dès 72 cm / Couleur sol humide (Munsell): 7.5YR 3/3 / Limite: sinueuse / Transition: nette
83-108	BAL 7.6 IIDx	Squelette: 60% graviers, cailloux, pierres mixtes (20% cristallin), calcaires aux arêtes émoussées / Structure: particulaire / Texture: sableux / Racines: 1/5 moyennes / pH: 8-9 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 6/4/ Limite: sur dalle en place
> 108	BAL 7.7 III Rca	Roche calcaire

BAL 7

				Ca ²⁺			Minéra	logie fractio	n totale (%	a)	
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
BAL7 0-5	0-5	5.78	5.0	0.085	22.1	43.2	14.8	17.2	0.0	0.0	2.6
BAL7 5-10	5-10	5.72	3.9	0.057	25.5	39.6	3.7	26.1	0.5	0.0	4.7
BAL7 10-20	10-20	5.73	3.4	0.050	21.9	43.9	6.5	19.8	0.0	0.0	7.9
BAL7 20-30	20-30	5.92	2.0	0.033	21.1	45.8	4.5	18.7	0.0	0.0	9.9
BAL7 30-40	30-40	6.1	1.0	0.013	20.4	40.2	8.8	23.9	0.0	0.0	6.7
BAL7 40-50	40-50	6.11	0.8	0.013	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL7 50-70	50-70	7.34	1.4	0.075	39.6	39.6	4.7	10.6	0.9	0.0	4.6
BAL7 70-80	70-80	7.74	0.9	0.060	21.4	40.5	13.6	17.0	2.8	0.0	4.7
BAL7 80-100	80-100	8.25	0.2	0.036	23.0	46.5	5.5	15.6	2.3	0.0	6.9
BAL7.1-R	>108				0.0	2.0	0.0	0.0	79.0	17.2	1.7
BAL7.2-R	70				0.0	0.5	0.0	0.0	98.8	0.0	0.8
BAL7.3-R	12				32.9	36.2	3.9	22.5	0.0	0.0	4.5
BAL7.4-R	25				13.6	28.4	27.5	27.9	0.0	0.0	2.6

		Minéralogie fraction <2 um (%)										
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo		
BAL7 0-5	0.0	21.0	12.9	2.4	1.9	10.1	17.3	34.5	3.18	4.23		
BAL7 5-10	0.0	17.4	11.6	4.0	2.1	9.4	19.4	36.1	3.12	5.51		
BAL7 10-20	0.0	19.6	11.2	2.6	1.4	9.0	15.7	40.5	3.15	4.31		
BAL7 20-30	0.0	28.3	14.8	2.5	1.6	8.5	16.7	27.7	3.08	3.66		
BAL7 30-40	0.0	25.7	17.1	3.4	1.5	10.2	15.0	27.0	3.70	4.91		
BAL7 40-50	0.0	26.5	17.0	1.8	1.3	14.0	13.4	26.0	2.83	3.61		
BAL7 50-70	0.0	24.5	13.8	3.5	1.7	16.8	13.0	26.6	2.76	3.87		
BAL7 70-80	4.4	13.6	8.2	4.9	3.1	31.6	12.8	21.4	1.57	2.99		
BAL7 80-100	2.4	7.5	10.6	2.6	1.9	45.9	12.3	16.7	2.53	7.85		
BAL7.1-R	4.1	0.0	0.0	11.8	2.6	59.2	16.1	6.1	0.00	1.35		
BAL7.2-R	2.1	0.0	0.0	7.6	1.3	55.1	25.3	8.6	0.00	0.68		
BAL7.3-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
BAL7.4-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		

_				Granu	lométrie 1	2 classes	(en % vo	lume; class	es en um)			
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000
BAL7 0-5	6.0	8.7	11.4	13.9	13.9	12.8	12.4	10.5	5.6	3.4	1.3	0.0
BAL7 5-10	5.4	8.1	10.6	13.2	13.4	12.0	12.2	12.9	7.4	3.2	1.6	0.0
BAL7 10-20	6.7	9.1	11.4	13.7	13.6	12.1	11.6	10.8	5.6	3.1	2.2	0.0
BAL7 20-30	5.0	7.5	9.9	12.5	12.8	12.1	13.4	14.3	8.1	3.3	1.2	0.0
BAL7 30-40	6.9	10.4	12.7	14.5	14.4	13.8	14.0	10.3	2.1	0.4	0.4	0.0
BAL7 40-50	7.5	10.9	13.4	15.5	15.0	13.3	12.6	8.4	1.2	1.0	1.3	0.0
BAL7 50-70	8.6	9.5	10.8	13.2	14.1	13.5	12.6	9.2	3.1	2.7	2.8	0.0
BAL7 70-80	6.5	7.8	10.3	12.8	13.4	13.1	13.5	12.1	5.7	3.0	1.8	0.0
BAL7 80-100	5.1	7.3	9.3	11.9	14.0	15.9	16.9	13.0	4.0	1.2	1.2	0.0
BAL7.1-R	5.0	7.2	8.5	10.9	18.3	30.2	18.9	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0
BAL7.2-R	10.2	14.9	20.9	23.1	16.4	8.1	3.2	1.2	0.3	0.9	0.8	0.0
BAL7.3-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
BAL7.4-R	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)										
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr
BAL7 0-5	8737	16154	77239	331924	1018	1735	39571	14857	11635	4387	125
BAL7 5-10	9190	14736	73427	339740	948	1360	36311	14677	10543	4070	126
BAL7 10-20	8663	16632	79222	330310	990	1550	39436	15418	11048	4426	125
BAL7 20-30	9971	15099	74976	337943	724	1293	37375	14937	9451	3898	119
BAL7 30-40	8480	17716	84693	322633	676	1216	44158	16761	9314	4187	128
BAL7 40-50	8993	17790	85218	320874	590	980	46669	17276	8663	3735	121
BAL7 50-70	4751	22561	106253	280068	897	1357	66163	19213	17986	3953	115
BAL7 70-80	2352	16445	55972	163062	749	632	39019	11721	311443	2680	292
BAL7 80-100	1902	12500	23322	91006	409	457	15572	6845	501154	1436	392
BAL7.1-R	0	34811	3747	20462	110	54	2867	2809	628942	564	406
BAL7.2-R	0	10230	1077	5491	97	100	1373	1160	688272	252	400
BAL7.3-R	20973	22648	104298	272114	810	575	54269	43769	7109	5195	246
BAL7.4-R	27042	3813	64910	343277	303	491	16973	49654	7341	990	216

Revêtements argileux observés dans la lame mince BAL7 LM1 (57 cm de profondeur).

CHX CALCOSOL cultivé, recarbonaté, issu de moraine mixte carbonatée, sur dépôts fluvio-glaciaires

Données stationnelles

Lieu: Les Chaux, Ballens

Date de description: 07.10.2010

Coordonnées: 517'158 / 157'253

Altitude: 695 m Exposition:

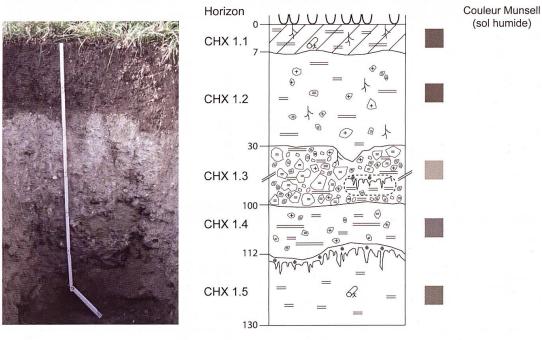
Topographie: plaine, bas de toposéquence **Pente:** 0°

Géologie: inconnue

Formations superficielles: moraine mixte cabonatée sur dépôts fluvio-glaciaires

 Végétation: Prairie de fauche
 Remarque: chaulage possible en surface





Profondeur (cm)	Horizon	Caractéristiques
0-7	CHX 1.1 LAca	Squelette: / Structure: microgrumeleux (mal exprimé) / Texture: limono-sableux / Racines: 4/5 fines, moyennes / pH: 6 / Test HCl: 1/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/2 / Limite: sinueuse / Transition: distincte / Chaulage probable
7-30	CHX 1.2 LSca	Squelette: 2% graviers, cailloux cristallins, qqs graviers calcaires / Structure: polyédrique / Texture: limono-sableux / Racines: 3/5 fines / pH: 6 / Test HCl: 2/4 / Couleur sol humide (Munsell): 10YR 4/3 / Limite: horizontale, qui bave / Transition: très nette
30-100	CHX 1.3 IIDx	Squelette: 45 % graviers, cailloux calcaires (75%) et cristallins (25%) / Structure: particulaire minérale, massive / Texture: sablo-limoneux / Racines: 1/5 fines / pH: 8-9 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 2.5YR 7/2 / Limite: ondulée / Transition: nette
100-112	CHX 1.4 IIIJp	Squelette: 2% graviers, cailloux mixtes / Structure: massif / Texture: argilo-sableux / Racines: / pH: 8-9 / Test HCl: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 5Y 5/1 / Limite: ondulée / Transition: très nette, trainées ocre qui coulent sous la transition
112-130	CHX 1.5 IVJp	Squelette: / Structure: particulaire minérale / Texture: sableux / Racines: 1/5 moyennes / pH: 8-9 / Test HCI: 4/4 / Couleur sol humide (Munsell): 5Y 5/2 / Horizon humide contrairement à tout le reste du profil qui était très sec

СНХ

				Ca ²⁺	Minéralogie fraction totale (%)									
Echant.	Prof. (cm)	pH H2O	TOC (%)	(mg/g sol)	Phyllo.	Quartz	Felds-K	Plagio-Na	Calcite	Dolomite	Indosés			
CHX 0-5	0-5	7.54	7.0	0.147	12.9	19.6	23.9	6.6	33.9	0.0	3.2			
CHX 5-10	5-10	7.64	5.4	0.121	29.4	39.5	5.2	19.1	1.3	0.0	5.5			
CHX 10-20	10-20	7.73	5.1	0.106	27.9	39.0	6.3	18.9	3.6	0.0	4.2			
CHX 20-30	20-30	7.77	4.8	0.103	12.9	32.1	7.0	9.9	32.1	3.9	2.1			
CHX 30-65	30-65	8.37	0.2	0.046	15.2	29.0	14.9	8.9	25.0	3.7	3.2			
CHX 65-100	65-100	8.52	0.1	0.040	22.8	29.5	4.5	6.6	31.1	2.9	2.7			
CHX 100-110	100-110	8.33	0.3	0.061	17.7	29.5	3.3	7.7	34.1	2.5	5.2			
CHX 110-130	110-130	8.69	0.0	0.031	10.8	30.1	10.0	15.0	13.9	17.8	2.4			

		fraction 2-6 um								
Echant.	Smectite	IV AL-Fe	I-V	IS1	IS2	Mica	Kaolinite	Chlorite	FK/Plagio	Kaol/Chlo
CHX 0-5	3.7	6.5	3.8	2.4	1.8	27.2	16.0	38.7	3.04	9.40
CHX 5-10	2.5	8.1	6.8	3.2	2.0	23.2	15.6	38.6	2.56	7.51
CHX 10-20	2.2	8.7	6.6	2.3	1.5	25.1	16.3	37.3	2.78	5.84
CHX 20-30	3.1	9.8	8.4	3.5	2.0	25.3	16.0	31.8	2.57	5.93
CHX 30-65	8.5	0.0	0.0	4.9	1.2	38.0	14.0	33.4	3.40	6.36
CHX 65-100	4.6	0.0	0.0	3.0	0.7	36.4	10.2	45.0	3.88	9.44
CHX 100-110	7.5	0.0	0.0	3.4	0.0	45.2	12.5	31.3	4.57	7.66
CHX 110-130	1.7	0.0	0.0	2.6	0.9	47.4	12.8	34.6	4.57	6.01

Ī	Granulométrie 12 classes (en % volume; classes en um)												
Echant.	0.01-1	1-2	2-4	4-8	8-16	16-32	32-63	63-125	125-250	250-500	500-1000	1000-2000	
CHX 0-5	4.2	6.4	8.9	12.5	15.4	15.7	13.5	10.1	5.1	4.3	3.8	0.1	
CHX 5-10	4.7	7.0	9.6	13.3	16.1	16.2	14.2	11.1	4.2	1.7	1.7	0.0	
CHX 10-20	5.2	7.5	9.9	13.0	15.2	15.0	13.6	11.4	5.2	2.1	1.8	0.0	
CHX 20-30	4.6	6.4	8.5	11.4	13.9	14.3	13.2	14.1	9.4	2.6	1.6	0.0	
CHX 30-65	2.9	5.0	7.3	10.1	13.0	15.7	18.7	18.2	6.8	1.1	1.1	0.0	
CHX 65-100	3.2	5.7	9.0	12.4	13.4	12.9	16.6	18.1	6.8	0.9	1.1	0.0	
CHX 100-110	5.8	9.7	13.8	15.3	11.2	5.6	3.1	6.4	13.6	11.0	4.3	0.3	
CHX 110-130	0.7	1.3	1.7	2.4	3.0	3.3	4.3	5.5	23.9	42.0	11.8	0.0	

	Géochimie (ppm; calculé sans LOI)													
Echant.	Na	Mg	Al	Si	Р	Mn	Fe	K	Ca	Ti	Sr			
CHX 0-5	8993	18913	77526	303272	2911	636	55711	19837	27752	3991	157			
CHX 5-10	9411	17176	73724	308404	2120	565	50725	18578	35153	3622	157			
CHX 10-20	8450	18785	77207	300997	2117	543	53719	18555	37218	3962	162			
CHX 20-30	9074	16900	73218	305302	1912	589	51828	17843	41077	3715	165			
CHX 30-65	5488	22964	44666	199415	651	508	23935	13243	274367	2876	417			
CHX 65-100	6344	19637	42426	215248	613	578	22949	14445	256353	2630	498			
CHX 100-110	4152	23451	60491	212952	587	627	28682	19970	221811	3302	507			
CHX 110-130	13655	10293	34598	303235	472	233	14279	15466	147101	1551	502			