

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
Kapitel:	6: Évolution des matériaux allochtones
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: 12.02.2026

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

CHAPITRE 6. ÉVOLUTION DES MATERIAUX 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 loess 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 loess du Jura

La présence de loess d'origine alpine dans les sols du Jura fut pour la première fois décrite par POCHEON (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 loess alpins (chapitre 2). Cependant, l'évolution des techniques d'analyses depuis les travaux de POCHEON rend l'application des critères d'identification des loess 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 POCHEON (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 loess 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 loess locaux (proximaux) issus du remaniement de matériaux jurassiens.

6.1.1. Signature des loess d'origine alpine

Une redéfinition des loess 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-Chaine 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 différencient fortement et sont issus de deux matériaux distincts superposés : le dépôt de loess 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 loess 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 loess 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 loess, 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 restant stable, diminuant ou augmentant légèrement selon les profils.

Granulométrie

Les horizons superficiels issus des loess 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 µm). Des fractions sableuses (0-2 Φ ; 250-1 000 µm), limoneuses fines (6-8 Φ ; 4-16 µm) et argileuses (8-9 Φ ; 1-2 µm) 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-

NEOLUVISOL issu de loess sur roche calcaire dure (Mont Tendre)

Coordonées: 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

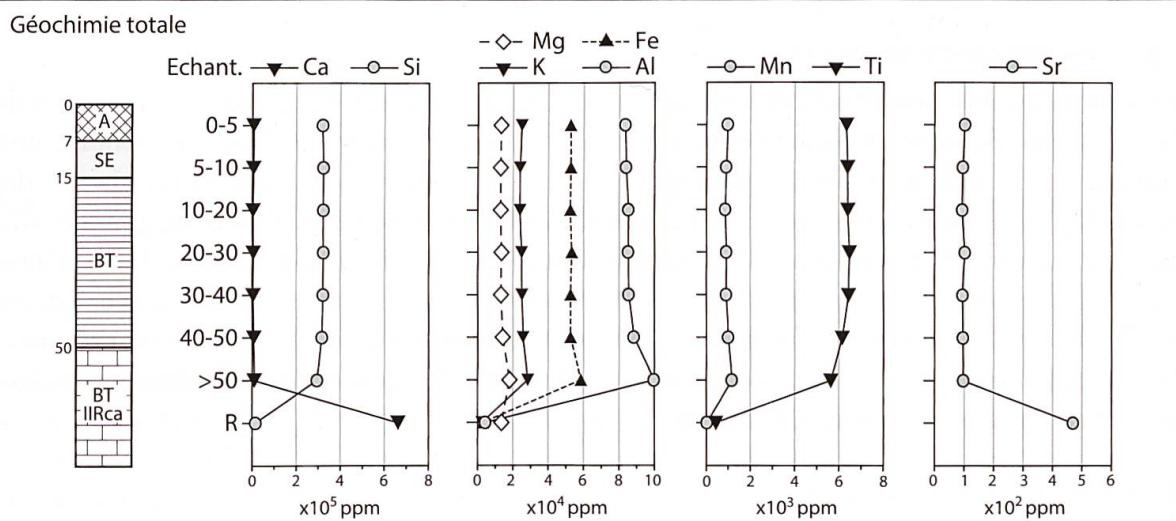
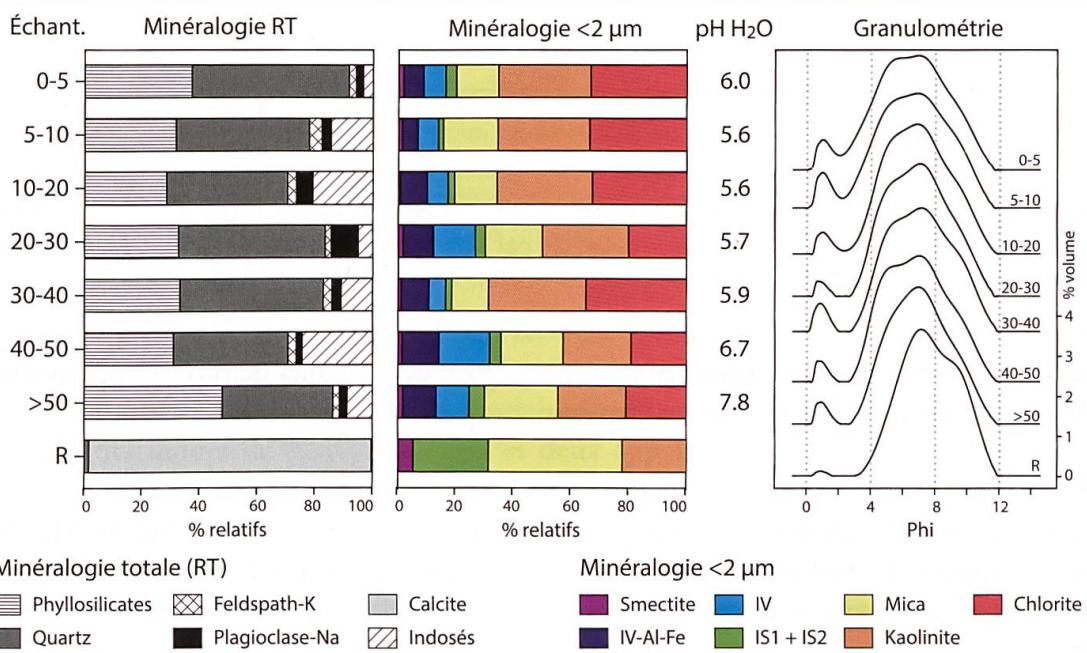


Figure 6.1. Description et compositions minéralogique, granulométrique et géochimique du profil de sol du Mont Tendre issu de loess d'origine alpine (RT: roche totale; modifié d'après NUSSBAUMER, 2012).

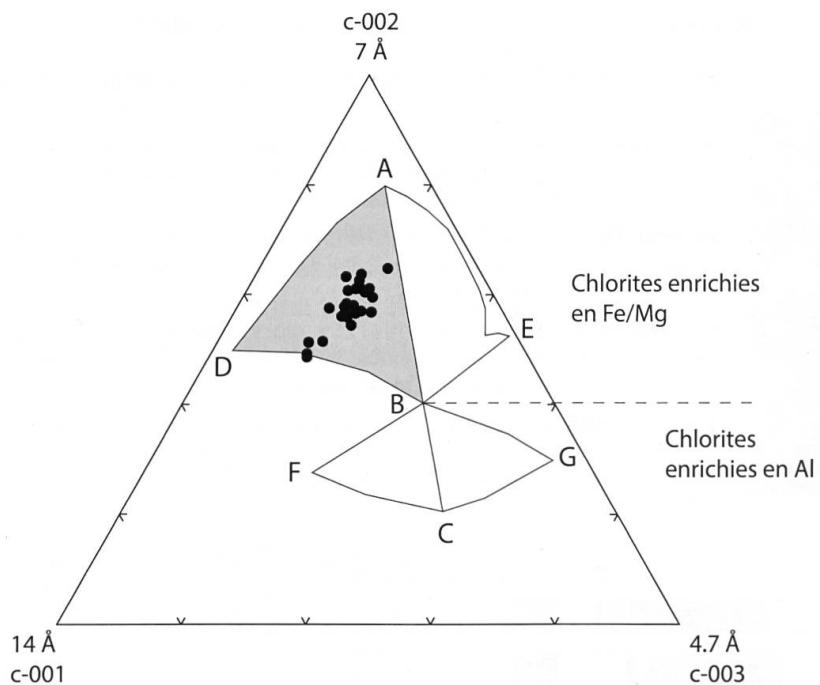


Figure 6.2. Diagramme ternaire représentant les types de chlorites de la fraction 2-16 µm des lœss d'origine alpine (modifié d'après NUSSBAUMER, 2012). La surface délimitée par les sommets ABD représente les chlorites contenant un excès de fer dans les couches silicatées (OINUMA et al., 1972).

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 émuossés) 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

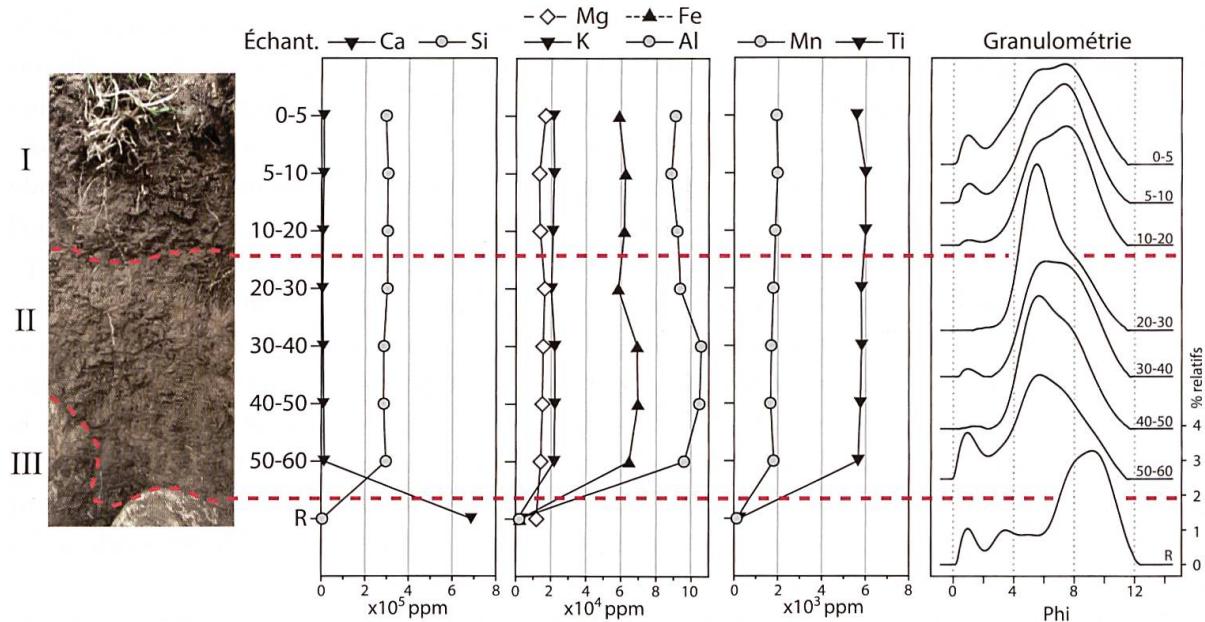


Figure 6.3. Composition géochimique de la fraction totale et distribution granulométrique des échantillons du profil de Tête-de-Ran se développant dans deux dépôts de lœss successifs (modifié d'après NUSSBAUMER, 2012). La superposition des trois matériaux parentaux reflète la chronologie de leur mise 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 μm), alors que les limons fins (7-8 Φ ; 4-8 μm) sont présents en faibles proportions. Les sables grossiers (environ 1 Φ ; 500 μm) 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 μm). 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 : lœss alpins versus lœss 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 μm) 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 μm), accompagné par les modes à 5.1 Φ (30 μm) et 9.8 Φ (1 μm). 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 μm) est abondant, alors que les sables fins (3.7 Φ ; 80 μm) et grossiers (1.1 Φ ; 454 μm) 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.

Groupe	% relatif					
	1.1 Φ 454 μm	3.7 Φ 80 μm	5.1 Φ 30 μm	6.7 Φ 9 μm	7.7 Φ 5 μm	9.8 Φ 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 loess alpins. Du point de vue de leur composition minéralogique, les « loess locaux » devaient logiquement ressembler aux dé-

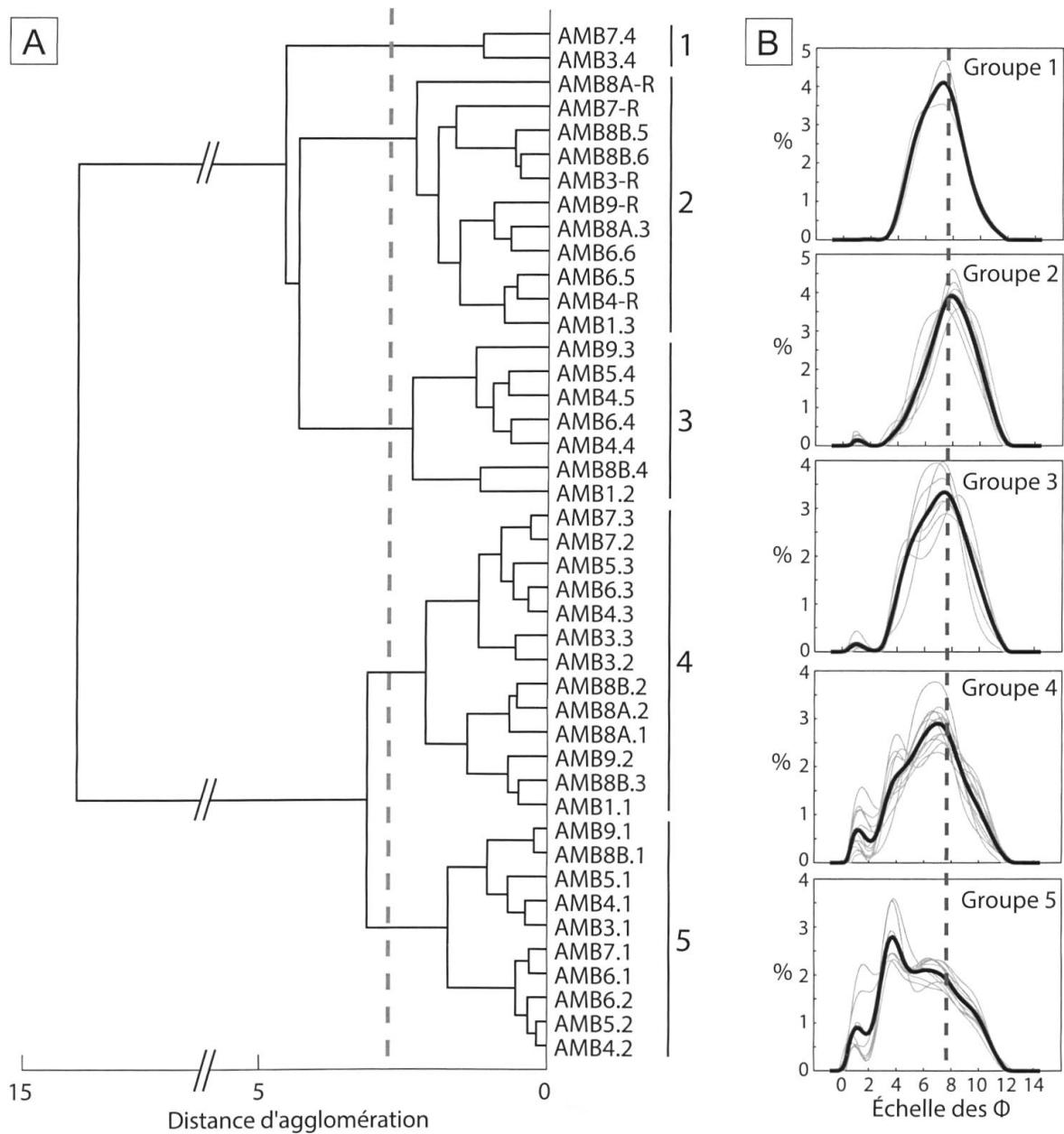


Figure 6.4. Traitement statistique des distributions granulométriques des sols des Amburnex, en fonction des horizons caractérisés. La numérotation des horizons croît depuis la surface vers la profondeur des profils de sol (voir annexe description des sols des Amburnex). A) Classification ascendante 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 (7.7Φ ; 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 loess locaux ont pu se mélanger avec des particules d'origine alpine, diluant de la sorte la signature des loess 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 loess pourraient également être

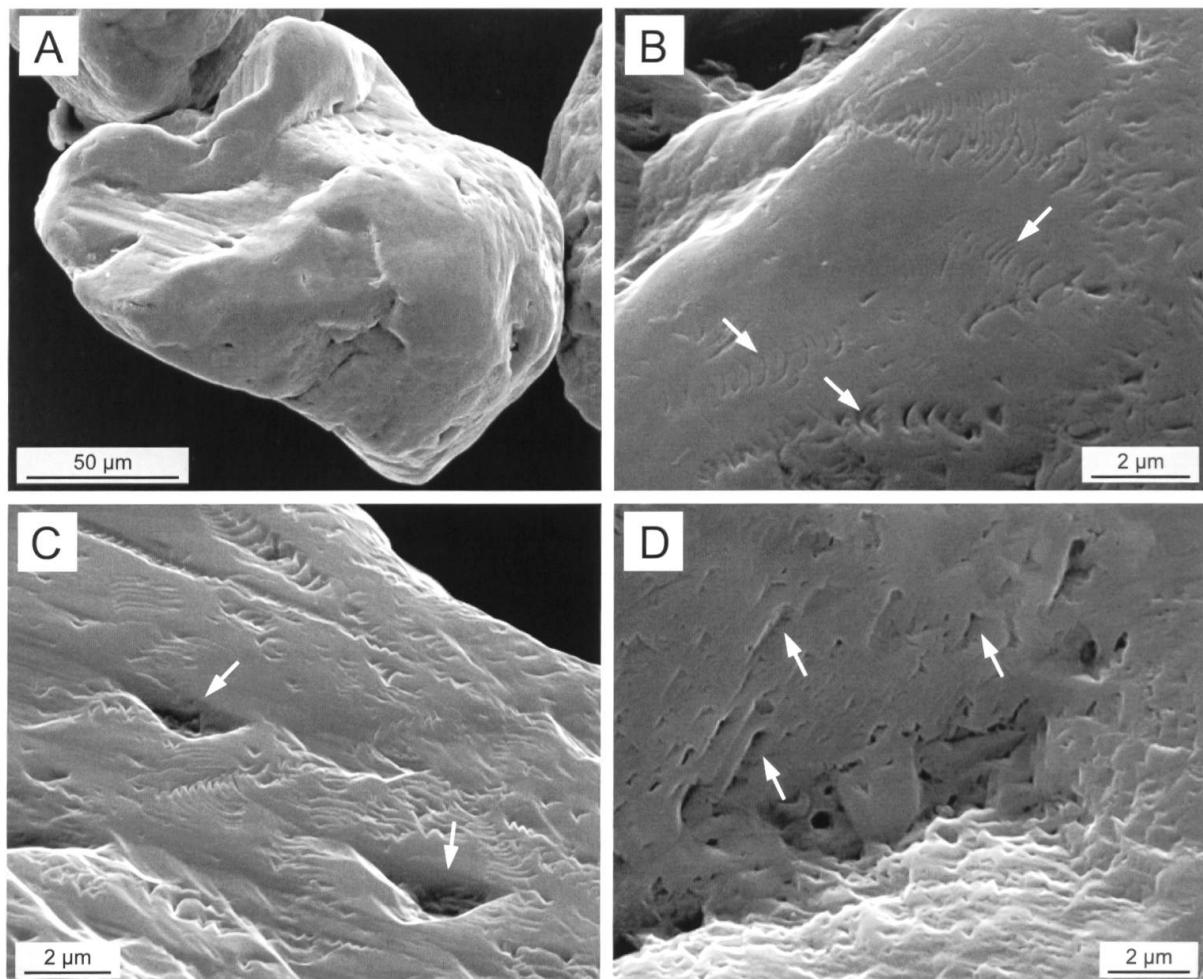


Figure 6.5. Exoscopie au SEM d'un grain de sable de quartz provenant de l'échantillon AMB3 0-5. A) Grain sub-arrondi aux arêtes émuossées. B) Traces de broutage (flèches) dues à un transport dans un environnement à haute énergie mécanique (par exemple dans une moraine) puis polies dans un milieu fluvial ou fluvio-glaciaire. C) V de choc (flèches) causés par un transport éolien, entrecouplant les traces de broutage. D) Figures de dissolution de la silice (flèches) causées par les processus d'altération pédogénétique. 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 µm. 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 6×10^5 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).

Moraine	Echantillon	RI (%)	Calcite + Dolomite (%)	% du RI (fraction totale)				
				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
	BAL6A 100-110	100	0.0	51.0	15.3	8.7	22.5	2.6
cristalline	BAL7 30-40	100	0.0	40.2	20.4	8.8	23.9	6.7

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

mixtes est encore fortement influencée par Ca (valeurs situées entre 2 et 5×10^5 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 (< 10^4 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.

Moraine	Echantillon	Proportion relative des éléments (ppm)					
		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

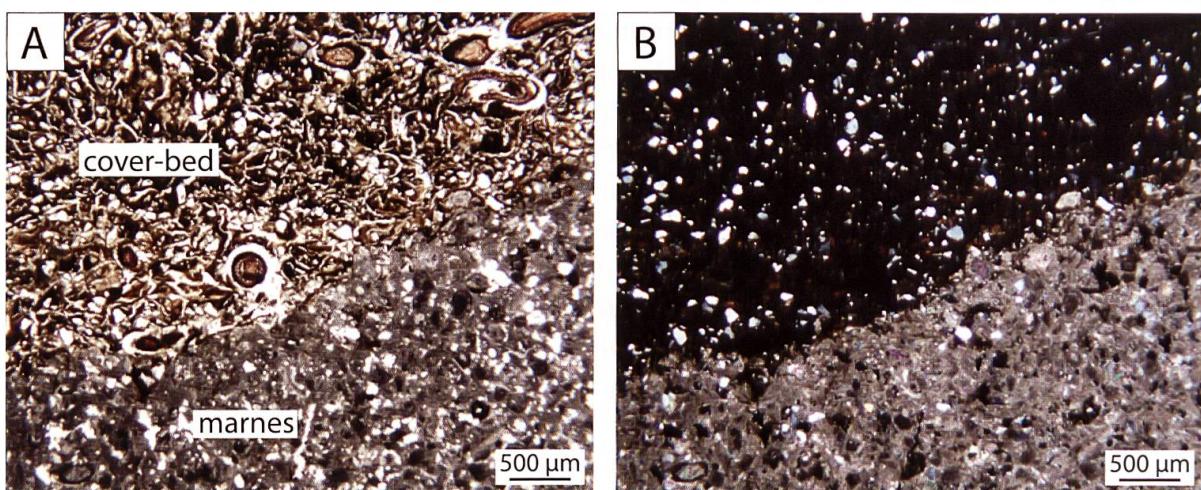


Figure 6.6. Discontinuité lithologique nette observée entre le substrat lithologique (marnes) et le *cover-bed* dans une lame mince du profil AMB 5A (échantillon AMB5A LM3; 42 cm de profondeur). A) De nombreuses racines sont présentes dans le *cover-bed* à l'interface avec les marnes. B) Même image en 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.

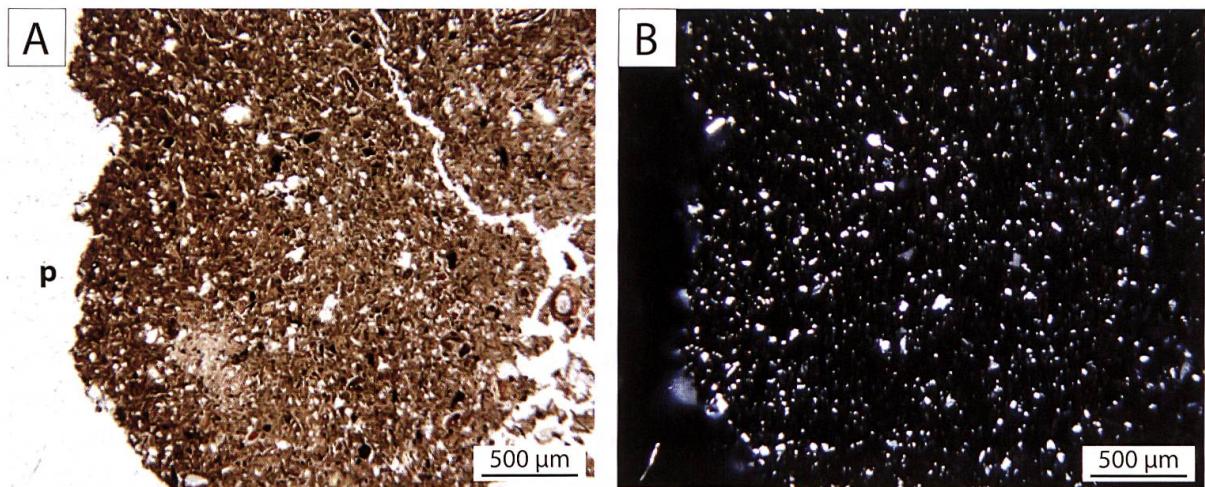


Figure 6.7. Agrégat provenant d'un horizon superficiel du profil BAL 3B développé dans le *cover-bed* et observé en lame mince (échantillon BAL3B LM2; 14 cm de profondeur). p = pore. A) La texture du matériel parental est fine et ne contient pas d'éléments grossiers dans son squelette. B) Même image 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 *cover-bed* 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 mésafaune) élevée, favorisant ainsi le brassage des sédiments et l'atténuation des discontinuités lithologiques.

6.2.3. Les contaminations paraautochtones

La quasi-totalité des sols étudiés étant sous l'influence des lœss remaniés, des *cover-beds* ou des dépôts morainiques, les cas de paraautochtonie 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 μm) et 12-14 Φ (< 0.2 μm) apparaissent dans les sols, alors qu'elles sont absentes dans le RI

de la roche sous-jacente (BAL1-R). La fraction < 0.2 µm 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 loess 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 paraautochtone 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

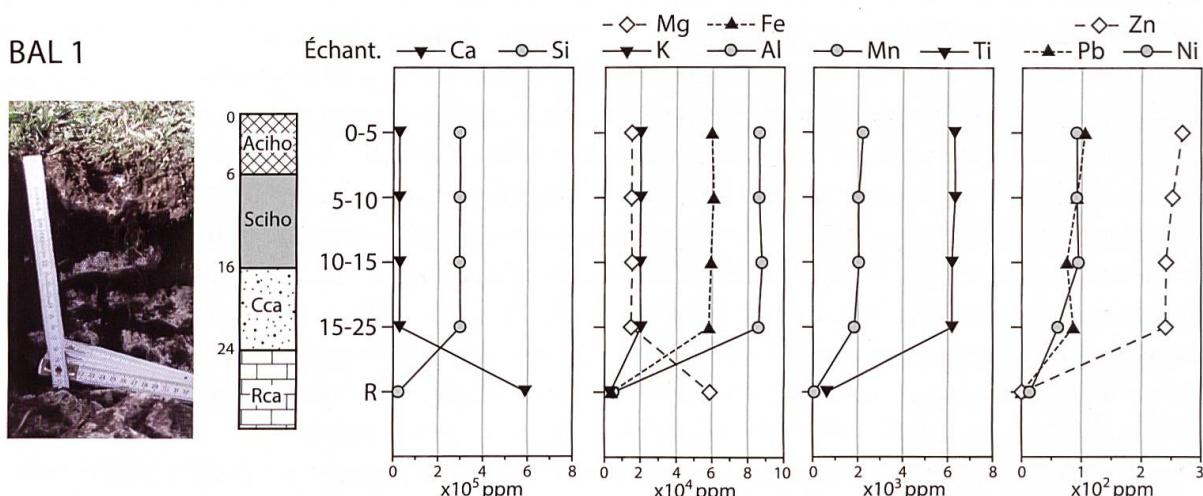


Figure 6.8. Composition géochimique du profil BAL 1. Ca et Mg proviennent de la roche sous-jacente (Portlandien) et voient leur concentration diminuer dans le sol. Les autres éléments représentés montrent une augmentation entre le substrat lithologique et les horizons du sol, causée par des contaminations parautochtones anciennes (loess) 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 loess 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 loess 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 loess 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 loess 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-corrélos 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 loess, 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 loess 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 fraction 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 fraction <2um (%)

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

Composition 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

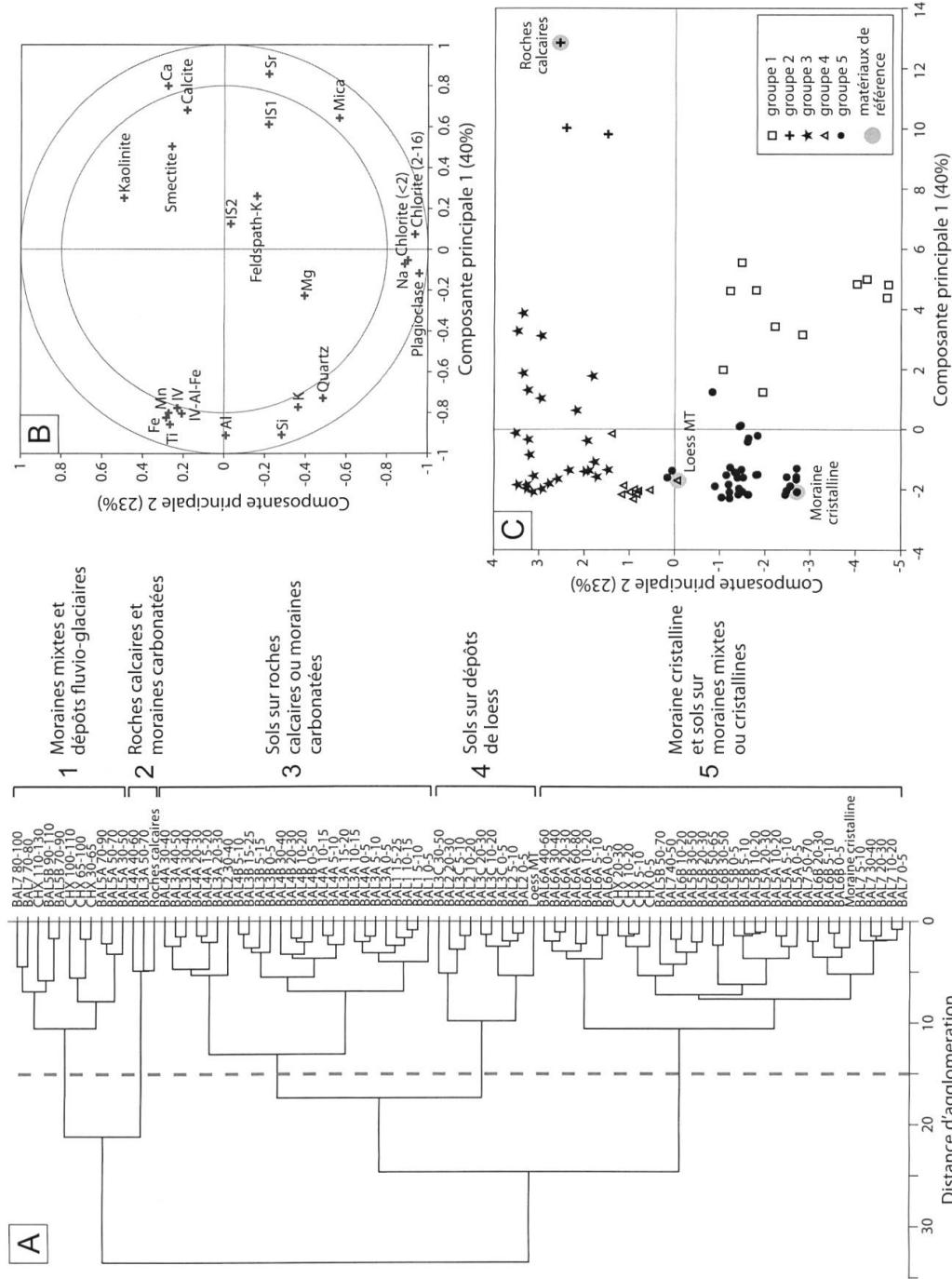


Figure 6.9. Traitements statistiques des données minéralogiques et géochimiques des échantillons de Ballens. A) Classification ascendante hiérarchique discriminant cinq groupes d'échantillons. La distance d'agglomération est calculée en utilisant l'algorithme de Ward (coefficient de corrélation cophénétique = 0.72). B) Cercle de corrélation entre les variables et les premières et secondes 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 C.P. C) Projection des échantillons de sol et des matériaux de référence (« loess 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 loess du Mont Tendre (löess 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 Ca^{2+} 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 löess (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 löess alpins, le *cover-bed* > 1 100 m d'altitude est appauvri en chlorite et en plagioclase (CP2). Ces dépôts superficiels, constitués de mélanges de löess 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 löessiques et des moraines mixtes et cristallines. La distinction nette existante 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 (löess, 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 existantes entre les multiples matériaux parentaux des sols et les facteurs d'influence dominants.

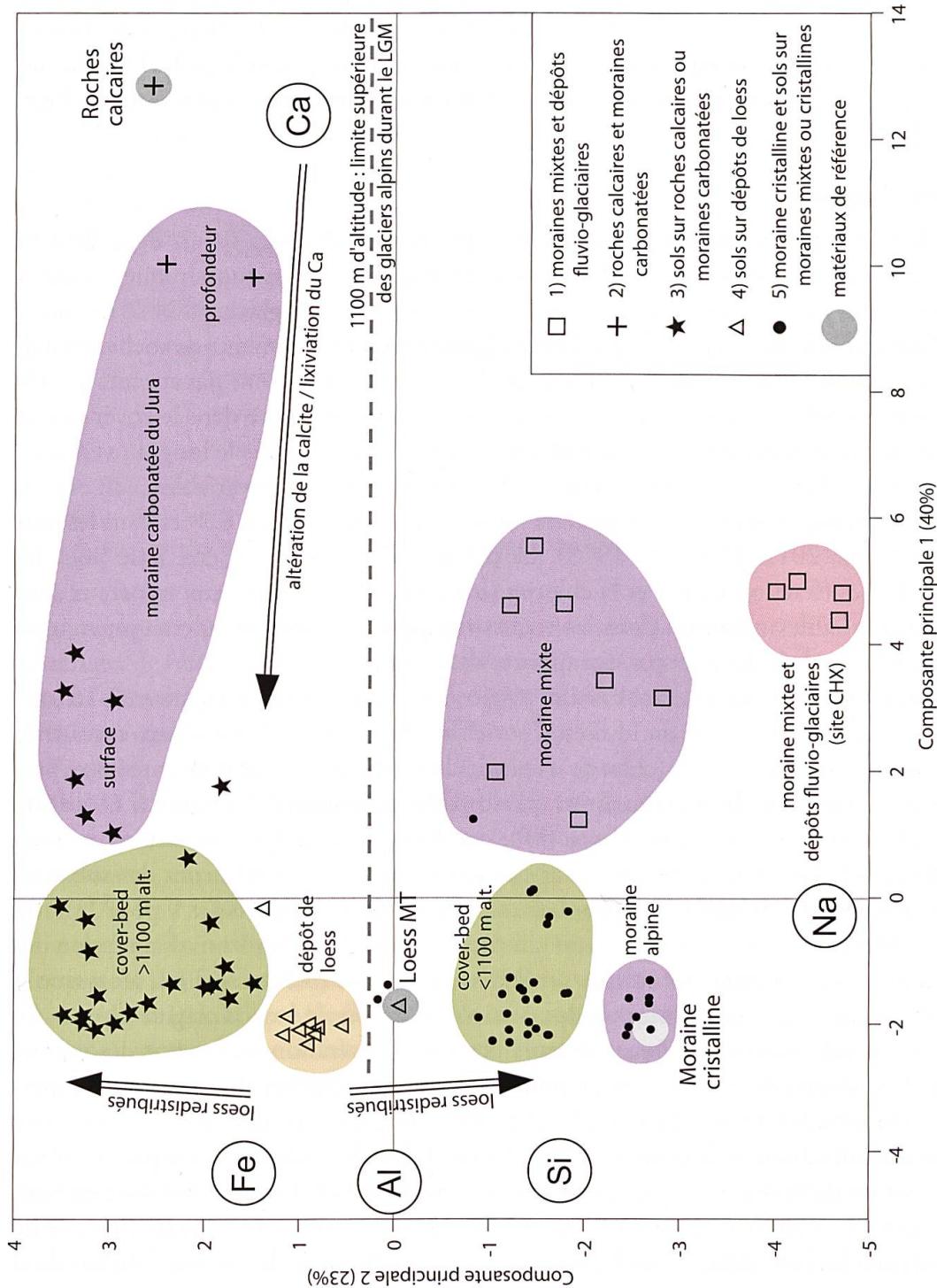


Figure 6.10. Interprétation de la projection des échantillons de sol de Ballens et des matériaux de référence (« loess MT » = loess du Mont Tendre) sur le plan constitué par les premières et secondes composantes principales de l'ACP. Les variables dominantes (éléments chimiques) expliquant la distribution 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 loess 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 loess 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 loess 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 loess remobilisés des profils BAL 2 et BAL 3C affichent des ratios comparables à ceux des loess 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 loess alpins et les loess 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

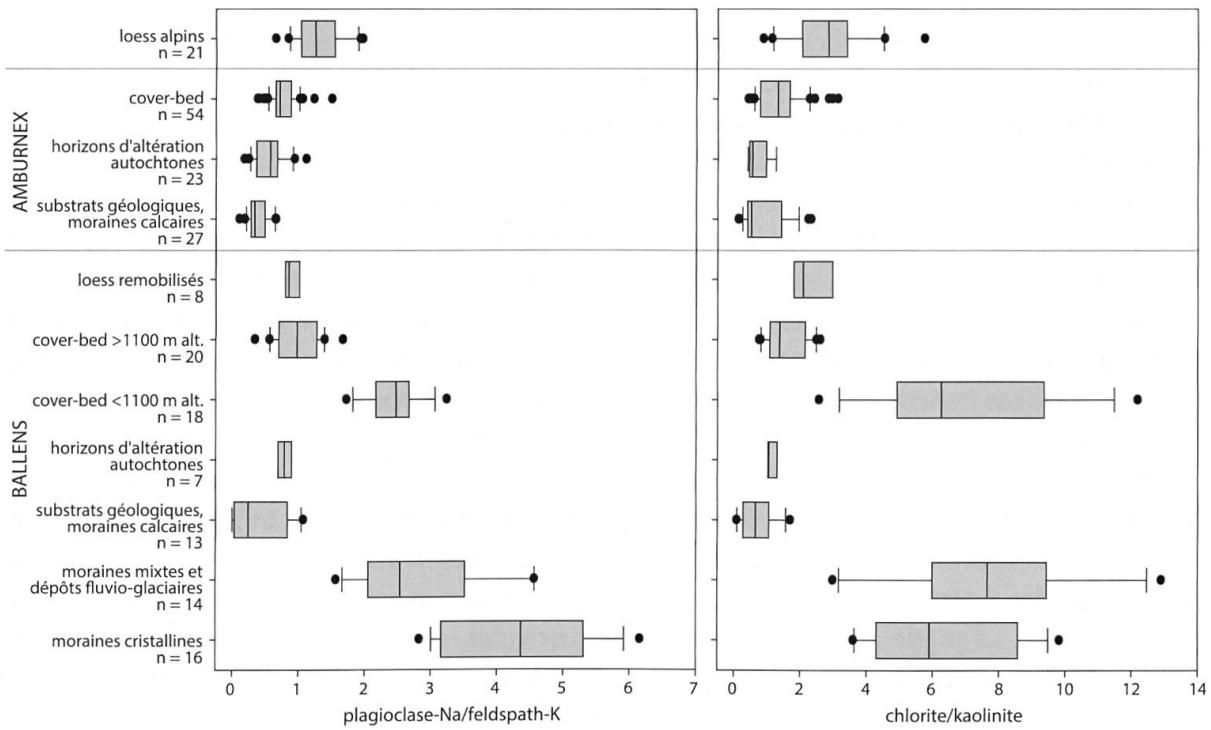


Figure 6.11. Représentation des rapports entre plagioclase sodique et feldspath potassique, ainsi qu'entre chlorite et kaolinite en fonction des types de formations superficielles définis (résultats minéralogiques de la fraction 2-16 µm, en cps). Les lœss d'origine alpine sont utilisés comme référence (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 lœss 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 µm) et grossiers (env 1 Φ; 500 µm), ainsi qu'aux

limons fins (6Φ ; $16 \mu\text{m}$). 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 composés 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, loess, 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 ($> 1100 \text{ m}$ d'altitude) sont particulièrement influencés par le mode granulométrique situé à 5.7Φ ($19 \mu\text{m}$; annexe). Les moraines calcaires, les *cover-beds* et les dépôts de loess contiennent ce mode, qui semble représentatif des fractions $8-32 \mu\text{m}$, alors qu'il n'est que peu présent dans les sols du bas de la toposéquence. Le mode à 5.7Φ représente des particules issues de deux sources distinctes : les substrats calcaires et les loess, où cette population de grains représente $< 55 \%$ du volume du RI. Dans ce cas précis, la signature granulométrique des loess est en conséquence similaire à celle de certaines roches autochtones et ne peut pas être utilisée comme traceur d'allochtonie. Dans les sols $< 1100 \text{ m}$ d'altitude en revanche, ce sont les modes représentatifs des limons fins (7.3Φ ; $7 \mu\text{m}$) et des sables fins (4Φ ; $63 \mu\text{m}$) qui dominent, reflétant l'apport des moraines d'origine alpines.

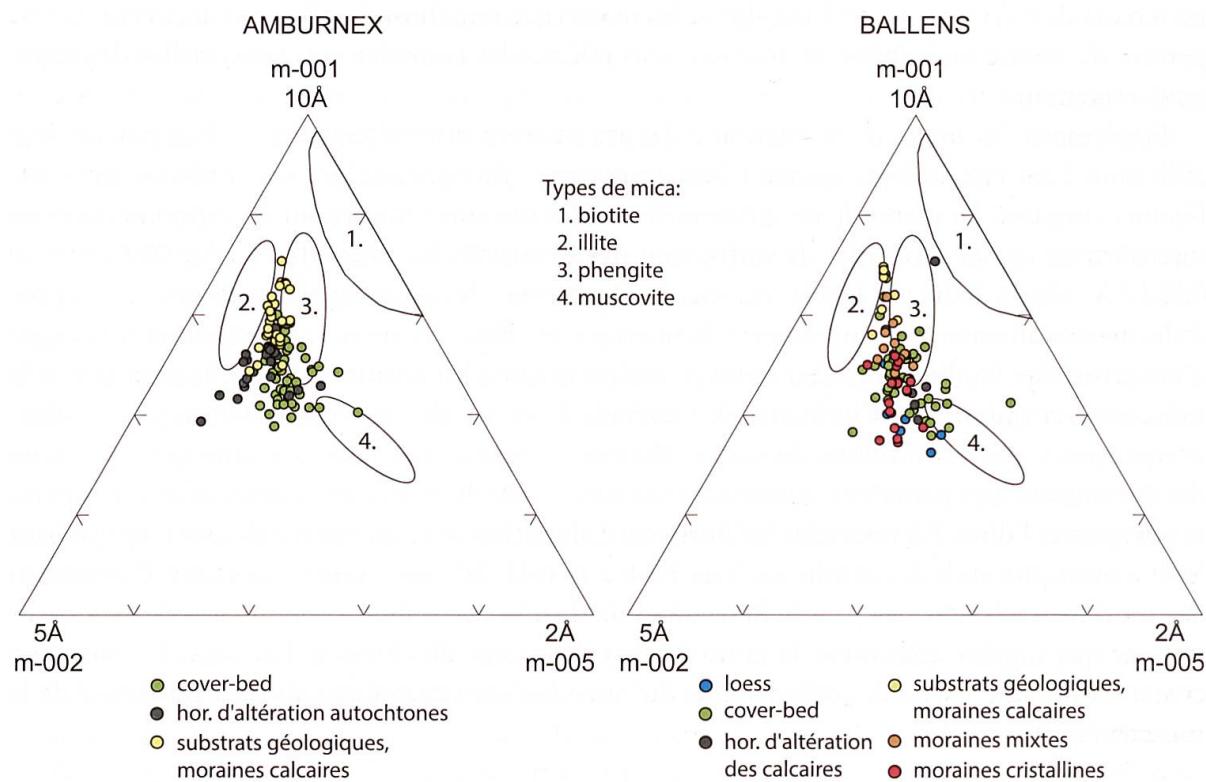


Figure 6.12. Diagrammes ternaires représentant les types de micas dans les sols des Amburnex et de Ballens (fraction $2-16 \mu\text{m}$; REY & KÜBLER, 1983) en fonction des formations superficielles définies.

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*, lœss) peut être difficile à faire sur la seule base de la composition géochimique totale. Néanmoins, les lœss 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 lœss, 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 *cover-bed* 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 flocculation 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 loess 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 loess (MICHALET & BRUCKERT, 1986; NUSSBAUMER, 2012; POCHON, 1978). La faible épaisseur des dépôts de loess permet la remontée de Ca^{2+} 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 (Fe^{3+}) 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 *cover-bed* décarbonaté influencé par les loess alpins (site des Amburnex), soit dans des dépôts de loess 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 Ca^{2+} 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 cryptocrystallines 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 loess, alors que les proportions d'aluminium sont similaires. Les conditions très acides régnant dans les horizons superficiels ($\text{pH} < 4.5$) 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 lixivierés. L'acidolyse des phyllosilicates entraîne la libération d'ions Al^{3+} dans la solution du sol (DUCHAUFOUR, 1983), qui peuvent ensuite précipiter en formant des composés amorphes ou des oxy-hydroxydes cryptocrystallins. Les équilibres entre les différentes espèces alumineuses (Al^{3+} , Al(OH)^{2+} , Al(OH)^+ , Al(OH)_3) agissent comme un tampon contrôlant l'acidité de la solution du sol à des $\text{pH} < 4.2$ (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 (loess, *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. À 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 loessiques 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 loess soit dilué dans le dépôt superficiel, le *cover-bed* des profils AMB 4 à AMB 9 affiche des conditions acides ($\text{pH} < 6.5$) et une composition minéralogique différente 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 loess 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 loess 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 loess d'origine alpine décrits par POCHEON (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
<i>Minéralogie</i>			
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)	+++ / ++ *	+	++
<i>Granulométrie</i>			
kurtose	leptokurtique	platikurtique	n.d.
argiles (<2 µm)	++	+	++
limons (2-50 µm)	+++	++	+++
sables (50-2000 µm)	-	++	-

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 ($\text{pH} < 5$), 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

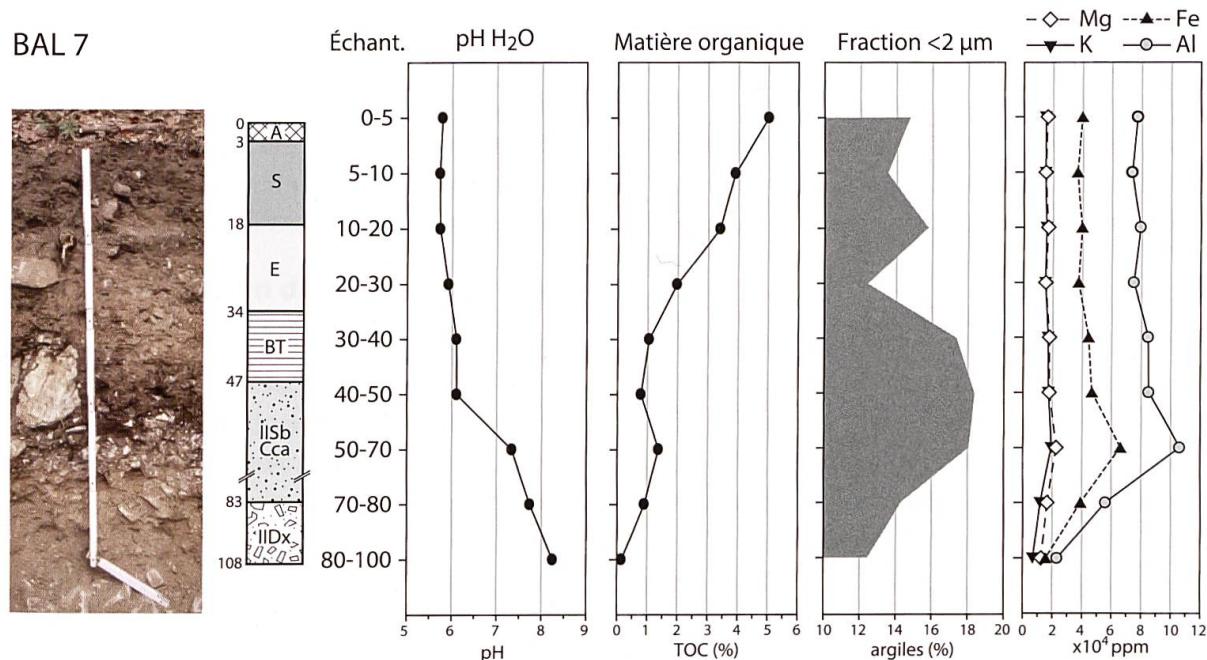


Figure 6.13. Évolution du pH H_2O , du taux de matière organique et de la fraction argileuse, ainsi que des éléments Al, Fe, Mg et K dans le profil BAL 7. Un NEOLUVISOL se développe dans le substrat acide en surface (< 47 cm de profondeur), recouvrant un dépôt de moraine mixte carbonatée. Dans l'échantillon 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.