Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 7 (1901-1903)

Heft: 5

Artikel: Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois)

Autor: Schardt, H. / Dubois, Aug.

Kapitel: Stratigraphie : terrains quaternaires

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-155938

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: 15.12.2025

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

y font entièrement défaut, bien qu'au Val de Ruz un sondage pratiqué près de Chésard ait atteint cette formation, reposant sur des marnes bariolées de rouge et de gris.

On a pu voir à la suite des glissements qui se sont produits aux Lanvoennes des coupes assez complètes de ces couches. Dans le bas, sont des marnes gris-verdâtres avec veines remplies de gypse fibreux et plus haut avec des bancs peu épais de calcaire fétide.

M. Maur. de Tribolet a fait de ce gisement une étude spéciale et donné une coupe des couches visibles [1]. Il signale en particulier un calcaire lumachellique, intercalé au milieu d'un banc de mollasse à grain fin gris-verdâtre et qui lui a fourni neuf espèces de mollusques tant terrestres que d'eau douce, marquant tous l'étage *aquitanien*.

Le tertiaire forme une longue zone passant de la Joux brûlée, par le Pré d'Agréda, jusqu'à environ 500 m. en amont du Champ du Moulin, toujours sur le flanc SE de la gorge. Il est bien probable que sans les érosions de l'Areuse qui ont déterminé les glissements du pied des Lanvoennes, ce terrain serait resté encore longtemps ignoré dans cette région boisée et couverte d'éboulis.

Plateau des Ponts. — L'angle SE de ce vaste synclinal empiète sur notre carte. Il est certain que son sous-sol est formé de terrains tertiaires, mais nous n'en avons vu nulle part d'affleurements bien sûrs. Sous la tourbe se trouve toujours de la marne blanche et de l'argile glaciaire, sur 4-5 m. d'épaisseur et plus. Cette argile et les sables qui l'accompagnent sont toutefois dus bien certainement au remaniement des dépôts tertiaires.

Les Miocènes moyen et supérieur (Helvétien et Œningien) font défaut dans la région des Gorges, sauf l'Helvétien dans le synclinal des Ponts.

TERRAINS QUATERNAIRES

(Néogène supérieur.)

A. TERRAINS GLACIAIRES

(Pliocène et Plistocène ancien.)

L'étude de L. du Pasquier [2] sur le *Glaciaire du Val de Travers* nous dispense de traiter longuement ce sujet qui

[1] *Bull. neuch.* XIII, 1883, 268-77.
[2] *Bull. neuch.* XXII, 1894, 3-32.

d'ailleurs ne présente qu'un intérêt secondaire, en raison du cadre restreint de notre carte.

Glaciaire alpin. — On sait que le glacier du Rhône durant sa dernière extension a pénétré dans le Val de Travers en remontant les Gorges de l'Areuse et en transportant des blocs erratiques alpins jusque dans le voisinage des Bayards à 923 m. d'altitude, tandis que sur le flanc du Jura à l'entrée des Gorges au-dessus de Boudry, son altitude devait être de 1180 m. Il n'avait donc qu'une faible pente, ce qui résulte évidemment des nombreux affluents venus de l'intérieur du Jura, vers la dépression du Val de Travers.

C'est à cette dernière extension du glacier qu'il faut attribuer la formation des nappes de moraine argileuse à galets striés qui occupent le sous-sol du plateau de Perreux, ou qui sont appliquées contre le flanc du Jura, ou encore qui occupent le fond des Gorges de l'Areuse, notamment à la combe de la Verrière, à la Petite Joux, et sur le flanc N du vallon de Noiraigue.

La dernière glaciation n'a pas dépassé, dans le défilé de la Clusette, l'attitude de 980 m. On sait qu'elle fut précédée d'une autre époque de glaciation d'extension bien plus considérable et qui a transporté des galets et des blocs alpins jusque dans les hautes vallées du Jura à des altitudes atteignant 1400 m.

Notre carte indique la situation de la plupart des blocs erratiques remarquables subsistant encore. La commune de Noiraigue a exploité, vers 1860, l'amas de blocs de Derrière-Chéseaux, le plus formidable sans doute qui ait existé dans tout le Jura. Les travaux d'endiguement de l'Areuse et la construction des usines hydro-électriques ont encore fait disparaître plusieurs milliers de mètres cubes de granite. Sur les instances de la Société neuchâteloise des sciences naturelles, la commune de Boudry a bien voulu décréter l'inviolabilité de dix des plus beaux blocs situés sur son territoire. Le plus volumineux (Granite de Vert : Bl. N° 1) mesure 204 m³. Ce sont tous des blocs de protogine de la chaîne du Mont-Blanc. On rencontre aussi dans la région des blocs de schistes verts, d'arkésine, etc. La plupart de ceux qui sont rassemblés dans le voisinage du thalweg ne sont sans doute pas dans la situation où le glacier les a déposés ; ils auront roulé sur les pentes.

Mentionnons encore la puissante moraine latérale que le glacier du Rhône a déposée entre 800 et 900 m. au N de

Rochefort et dont la formation s'explique par le brusque abaissement de niveau, dû à l'importante dérivation qui s'engageait dans le Val de Travers.

De vastes dépôts alpins, avec blocs erratiques nombreux, s'étalent encore sur le flanc sud de la Montagne de Boudry.

Au pied du coteau de la Petite Joux, on peut voir la moraine à galets striés reposant sur de l'argile feuilletée qui, à son tour, recouvre la moraine de fond. Cette moraine de fond, dont l'altitude atteignait 800 m. au moins, s'étendait uniformément sur toute la vallée, puisqu'on en retrouve des vestiges jusqu'au delà de Rosières.

On devrait s'attendre à trouver sur les deux flancs du Val de Travers une importante moraine latérale alpine. Elle n'est cependant que faiblement indiquée, soit qu'elle ait été enlevée par l'érosion au moment de la fusion, soit que les glaciers jurassiens aient contrarié sa formation. Aux époques de grande extension, toute la surface du glacier du Val de Travers était collectrice et se renouvelait constamment par l'appoint des névés jurassiens. Le glacier se chargeait surtout de matériaux superficiels et internes. On comprend donc que la moraine de fond ait atteint un si grand développement, sous forme d'*argile glaciaire* à galets striés, tant alpins que jurassiens, en proportions variables, ou sous forme d'*argile feuilletée*, renfermant localement aussi quelques galets striés et polis. La formation de cette argile feuilletée (Bänderthon) est intimément liée à celle de l'argile à galets polis et striés. Il faut y voir un faciès de la moraine de fond, dans lequel les galets font presque défaut et qui présente une stratification due à l'alternance mille fois répétée de feuillets argileux et plus ou moins limoneux.

Ces argiles doivent s'être formées dans des dépressions que le glacier ne comblait pas jusqu'au fond et dans lesquelles le limon se déposait assez uniformément sous l'influence des crues et des décrues des eaux de fusion. C'est de cette façon qu'il faut s'expliquer l'existence de l'argile feuilletée de la rive droite de l'Areuse entre Noiraigue et le Saut de Brot et peut-être aussi de celle qui occupe le fond du vallon du Champ du Moulin. On a tenté d'en attribuer l'origine à un barrage morainique, ou à un barrage formé par le front du glacier lui-même. Ces théories ne nous paraissent guère admissibles. En effet, ces dépôts argileux sont en relation trop étroite avec la moraine de fond, et de plus, si l'on avait affaire à un dépôt de barrage, on y trouverait quelques restes orga-

niques, ce qui n'a pas encore été le cas jusqu'ici. Les dépôts torrentiels y font également défaut.

La moraine argileuse à galets et l'argile feuilletée forment sans doute la grande masse du remplissage de la plaine de Noiraigue et du Val de Travers ; le comblement lacustre n'est que superficiel.

Glaciaire jurassien ou local. — Aux époques de grande extension, les glaciers du Jura mélangeaient leurs matériaux à ceux des glaciers alpins. Le retrait de ceux-ci n'a pas amené la disparition immédiate de ceux-là. Au contraire les glaciers jurassiens ont pu alors s'étendre et s'écouler dans les vallées débarrassées du glacier alpin qui les refoulait. Celui du Val de Travers est venu s'étaler sur le plateau de Perreux et dans la région de Bôle-Colombier, où toute une série de collines attestent l'existence de cette phase particulière. Celle-ci n'a duré que le temps qu'il a fallu au glacier du Rhône pour se retirer. Le glacier du Val de Travers a ensuite rétrogradé et ses divers tributaires se sont individualisés.

A cette phase de forte fusion des glaces jurassiennes se rapportent les dépôts de graviers stratifiés à structure de *delta immergé* qui se suivent de Chanélaz à Cortaillod en formant le bord antérieur du plateau de Perreux. Dans la zone la plus rapprochée du lac, ces dépôts sont formés de matériaux de plus en plus fins, en couches moins inclinées, et prennent un caractère franchement lacustre. Ils datent sans doute de l'époque où le lac de Neuchâtel était d'au moins 40 m. plus élevé qu'aujourd'hui, par l'effet du barrage morainique de Wangen (Soleure). L'embouchure du torrent (Areuse post-glaciaire) qui a formé ce delta devait se trouver à Cortaillod. Le Dr Vouga [1] explique la présence de ces graviers en admettant l'existence d'un lac, dû au barrage du glacier du Rhône devant l'entrée des Gorges de l'Areuse. Cette hypothèse ne nous paraît pas s'accorder avec l'aspect décrit ci-dessus.

On peut distinguer les glaciers locaux suivants :

1° *Glacier de Prépunel* qui a déposé une moraine latérale très nette du côté E; elle contient fort peu de matériaux alpins. Sa moraine frontale qui devait exister au bas de la Combe des Chaumes, ainsi que la moraine latérale W, ont

[1] *Bull. Soc. neuch.* VII, 1866, 250.

disparu avec l'éboulement qui a formé le barrage de la Verrière-Champ du Moulin dont il sera question plus loin.

2° *Le dépôt morainique stratifié de la Ravière*, entre Brot-dessous et le Plan de l'Eau, est probablement un cône de déjection dû à la fusion d'un petit glacier local, ayant existé au pied du Solmont entre Montauban et La Gouilla. Il est composé de graviers jurassiens et alpins mélangés et stratifiés dans le sens de la pente. Du Pasquier tend à l'attribuer à la formation simultanée d'éboulis locaux se mélangeant avec les matériaux alpins, ce qui revient plus ou moins au même, puisqu'en ce moment le coteau du Solmont devait être occupé par un névé jurassien.

3° *Glacier du Creux du Van*. Cette excavation en forme d'hémicirque, aux parois abruptes formées de bancs verticaux au N et presque horizontaux au S et à l'W, a l'aspect d'un *kahr* tout à fait typique. Or, on admet aujourd'hui que les kahrs sont le produit de l'érosion glaciaire et que ces cavités marquent le niveau de la limite des neiges, lors du retrait des glaciers. L'excavation située au pied du Crêt de la Chaille sur Bevaix, est aussi un exemple en miniature de ce genre de formations. Il est certain, en tout cas, que le Creux du Van a recélé un petit glacier, après le retrait de celui du Rhône et que pendant le séjour d'un émissaire de celui-ci dans le Val de Travers, il lui fournissait un certain appoint de glace. La situation de cette excavation sur le versant opposé au soleil, à l'altitude de 1000-1200 m., a dû permettre le séjour prolongé de la neige sur son fond. Aujourd'hui encore, celle-ci ne disparaît que fort tard dans l'année et la source de la Fontaine froide, qui jaillit à 1148 m., n'a que 4° de température en moyenne. Il existe d'ailleurs une *digue morainique* au SE de la Ferme Robert qui ne peut être autre chose qu'une moraine latérale. Du Pasquier [1] a également examiné cette possibilité et reconnu la grande ressemblance de cette colline avec une moraine ; mais il estime que le vaste dépôt de blocs qui s'étale avec environ 800 m. de largeur sur la moraine alpine, entre le Châble de l'eau et la Petite Joux, est dû à un éboulement tombé de la paroi N du Creux du Van. Il attribue alors la petite digue à un déferlement du courant de l'éboulement qui aurait été rejeté au NE, après avoir rebondi contre le rocher opposé, situé sur la carte près du mot Van (Creux du Van). Il croit même avoir constaté sur ce rocher des traces d'usure.

[1] *Loc. cit.*

Il est certain que la possibilité d'un éboulement tombé de la paroi N du Creux du Van ne peut être niée d'emblée, en raison même de la situation instable que devaient présenter les bancs verticaux de ce flanc du Dos d'Ane. Mais il n'en est pas moins certain que le caractère de cette excavation et son altitude la désignent comme ayant servi de réceptacle à un glacier, longtemps encore après le retrait de celui du Rhône. Si l'existence d'un éboulement était prouvée, cela ne permettrait pas de lui attribuer tout l'amas de débris qui gît entre la Ferme Robert et le Saut de Brot et de nier ainsi l'influence d'un glacier local, car la niche d'arrachement de l'éboulement présumé ne représente qu'un volume bien inférieur à celui des matériaux qui jonchent le sol.

Nous avions tout d'abord admis sans discussion la théorie de Du Pasquier. Mais nous avons constaté dès lors que le fond du Creux du Van et toute la zone du thalweg, jusqu'à la Ferme Robert, étaient relativement pauvres en matériel détritique. A la Fontaine froide l'Argovien en place est à fleur du sol. Cette circonstance parle complètement en faveur de l'hypothèse du déblaiement par un glacier local, puisque c'est ainsi qu'agissent ceux des kahrs. Nous pensons donc aujourd'hui que l'amas détritique triangulaire, sans aucune parcelle de matériel alpin, qui s'étend de la Ferme Robert à l'Areuse, n'est autre chose qu'un magnifique champ morainique jurassien, constitué par toute une série de moraines frontales dues au glacier du Creux du Van, qu'une situation exceptionnellement favorable à longtemps protégé contre l'extinction. La configuration bosselée de cet amas ressemble beaucoup à celle des moraines frontales de glaciers locaux, à oscillations rapides, que nous avons eu l'occasion de voir dans les Préalpes romandes. Le matériel jurassien est superposé à la moraine alpine, qui, grâce à sa nature argileuse, glisse peu à peu vers la rivière en charriant sa couverture détritique. Celle-ci s'est donc déplacée depuis l'époque de sa formation.

Il n'y a donc, au fond, pas lieu de modifier le dessin de la carte que nous avions établi étant encore sous l'empire de la théorie de Du Pasquier, et cela d'autant moins que les moraines frontales se forment, non seulement par l'action directe du glacier, mais aussi par les éboulements tombant des parois rocheuses qui le dominent.

4. *Glacier des Ponts.* La vallée des Ponts et de la Sagne a dû être occupée durant toute la dernière glaciation, — qui ne l'a pas atteinte, — et encore longtemps après, par une

vaste nappe de glace, dont les émissaires allaient alimenter le glacier du Val de Travers et dont les eaux de fusion se sont créé plus tard des voies souterraines à travers les fissures préexistantes du rocher. Le séjour presque ininterrompu des glaces dans ce synclinal est attesté par l'énorme épaisseur des amas de sable, d'argile et de marne à galets qui en recouvrent le fond. La carte ne représente que le bord de ce plateau à l'E de Combe Varin. Vers le milieu de la vallée les dépôts sont essentiellement argileux et sableux; sur les bords prédominent des amas de graviers et de blocs avec rares galets alpins de l'avant-dernière glaciation. (La carte indique ici beaucoup trop de points rouges; le matériel alpin ne constitue pas même le 5 % du total.)

B. TERRAINS D'ALLUVION

(Plistocène récent et Holocène.)

Alluvions fluviales et lacustres.

Dans le périmètre de la carte, trois régions d'alluvions fluviales et lacustres sont bien développées; ce sont: la plaine en aval de Boudry, la plaine du Champ du Moulin et celle de Noiraigue.

Environs de Boudry. — Les dépôts fluvio-lacustres de Boudry font partie du delta actuel de l'Areuse qui constitue la plaine des Planches et des Prés d'Areuse, située entièrement en dehors de notre carte. La largeur du thalweg de la vallée d'érosion entre Chanélaz et le viaduc du chemin de fer n'est pas très considérable, et malgré la superficie relativement grande du remplissage d'alluvion qui s'y trouve, il n'est pas permis de supposer le thalweg primitif plus bas que le niveau du lac, comme on pourrait en être tenté. En effet, le delta de l'Areuse s'étant avancé de 1 km. 500 dans le lac, à partir de l'ancienne embouchure, qui devait se trouver près de Bel-Air, il en est résulté une diminution de la pente moyenne du cours d'eau, qui n'est plus que de 12 m. entre le viaduc et l'embouchure actuelle. Avant la formation du delta, ces 12 m. étaient répartis sur une longueur de 2 kilomètres 500, aujourd'hui sur 4 km. L'emplacement de l'ancienne embouchure de Bel-Air est à 441 m. d'altitude, donc à 6 m. au-dessus du niveau du lac[1]. C'est donc une épaisseur

[1] Par rapport à l'ancienne cote du lac de Neuchâtel, telle qu'elle était avant l'abaissement des eaux du Jura (435 m.).

d'alluvion de 6 m. au maximum qui a dû se déposer sur le fond de la vallée d'érosion en amont de l'ancienne embouchure, épaisseur allant en décroissant jusqu'à l'entrée de la gorge rocheuse sous le viaduc.

Champ du Moulin. — Cette plaine d'alluvion, longue d'environ 2 km., doit son existence au barrage de la Verrière, où l'éboulement de Prépunel a empêché l'érosion du remplissage erratique de la vallée préglaciaire, formée ici, comme nous l'avons vu, d'argile feuilletée. Sur cette argile feuilletée et sur les autres dépôts glaciaires, repose la formation sableuse d'alluvion avec feuilles de *hêtre*, *aiguilles de sapin*, etc., associées à des coquilles limnales (*Pisidium*) et terrestres (*Helix*), dont M. DE TRIBOLET[1] a publié la description. Il place la formation de ce dépôt à la fin ou immédiatement après l'époque glaciaire, en le reliant au phénomène qui a créé l'argile feuilletée. Les constations qui précèdent (voir p. 437 et suivantes) ne nous permettent pas de nous rallier à cette opinion. La présence de feuilles de hêtre, de bois flotté, etc., indique nettement que le glacier se trouvait à une assez grande distance du Champ du Moulin, où il n'existe au surplus pas trace de moraine frontale. Celle qui forme le sommet de la combe de la Verrière est de la moraine locale reposant sur de la moraine profonde, argileuse du glacier du Rhône. Il nous paraît plutôt probable que le lac du Champ du Moulin est *postérieur au retrait du glacier du Rhône*, postérieur aussi à la disparition du glacier local qui est descendu par les gorges jusqu'à Boudry. Il date de l'époque où l'Areuse avait de nouveau approfondi son lit à peu près jusqu'au niveau actuel et commencé à creuser la gorge latérale de Cuchemanteau, en provoquant les glissements du pied des Lanvoennes. *C'est un de ces glissements qui doit avoir barré le lit momentanément et inondé la vallée du Champ du Moulin.* Le lac temporaire s'est desséché par l'alluvionnement et par le creusage du lit de la rivière sur l'emplacement du barrage d'éboulement. La nature du dépôt, sa faible cohésion et la présence de nombreux tubules dus à la concrétion du carbonate de chaux autour des racines de végétaux, le prouvent et montrent en même temps la différence fondamentale de ce dépôt d'avec l'argile feuilletée. Les débris glaciaires, blocs erratiques, etc., que l'on trouve à sa surface sont le fait de glissements et de remaniements.

[1] *Bull. soc. neuch.*, XIII, 1883, p. 268.

Plaine de Noiraigue. — Nous avons vu que l'origine des matériaux jurassiens étalés au N de la Ferme Robert jusqu'à l'Areuse est discutable. Il n'en est pas moins exact que leur masse, en s'ajoutant à la moraine alpine et en la protégeant, a contribué à la formation de la puissante digue qui a retenu les eaux du Val de Travers. La hauteur de cette dernière peut être fixée par l'altitude maximum qu'ont atteint à Couvet, à Môtiers et à Fleurier les deltas formés sous l'eau, altitude qui est de 800 m. et dépasse ainsi de 80 m. celle de l'Areuse au Furcil. L'abaissement progressif du lac du Val de Travers est attesté par plusieurs niveaux de terrasses visibles sur le cône de déjection du Sucre à Couvet. Le lac a disparu par l'érosion du barrage. Il n'est pas impossible qu'il se soit régénéré à diverses reprises au cours des temps plistocènes par le fait de nouveaux éboulements et glissements.

Les canaux de drainage creusés récemment dans le marais de Noiraigue ont permis de reconnaître la composition des couches superficielles du remplissage lacustre. Sous la tourbe, peu épaisse, on observe un limon blanc semblable à la craie lacustre, et dans lequel sont enfouis d'innombrables mollusques d'eau douce. Nous y avons reconnu :

Valvata piscinalis, Müll.
Bythinia tentaculata, L.
Limnaea auricularia, L.
» glutinosa, Müll.
Limnaea stagnalis, L.
Planorbis complanatus, L.
Cyclas corneus, L.

Eboulis récents.

La présence de talus d'éboulis récents est un des traits caractéristiques de notre région, et leur extension considérable ne ressort que trop clairement de la carte géologique. Nous n'avons pas grand'chose à en dire, puisque ces formations ont partout le même aspect et la même origine: le délitement lent et graduel des escarpements. On admire surtout la régularité du superbe cirque d'éboulement du Creux du Van, puis le talus non moins régulier et continu qui contourne la combe de Prépunel. Ici, comme au Creux du Van, le milieu de l'hémicirque a été déblayé par le glacier local.

Tuf.

Quelques dépôts de tuf se voient dans le voisinage de diverses sources. Sous la Prise de Pierre plusieurs petites sources ont formé un talus de tuf sur le seuil de la Baume

du Four. Un dépôt plus important se remarque sur la presqu'île contournée par l'Areuse au Saut de la Verrière. Ce contour est d'ailleurs artificiel; il date de 1868 et résulte d'un relèvement du niveau de la rivière dont les affouillements faisaient glisser le coteau et le tunnel de la Verrière. Auparavant, la rivière coulait au pied de la corniche de tuf et le Saut de la Verrière existait à la sortie de la gorge de Cuchemanteau, sur le calcaire hauterivien, tandis que la dérivation artificielle l'a transporté sur le calcaire portlandien. L'ancien lit s'est alors comblé d'alluvions et une forte source, dite source du Forestier, qui jaillissait sur la rive *gauche* de l'Areuse s'est trouvée ainsi reportée sur la rive *droite*. C'est sans doute à l'eau de cette source, qui pousse de bas en haut dans l'ancien lit de l'Areuse, qu'il faut attribuer le dépôt du tuf.

Tourbe.

Nous n'avons à mentionner que la tourbe de la plaine des Sagnes, près Noiraigue, et celle de la vallée des Ponts, près de Combe Varin. La première n'a fait l'objet que d'exploitations rudimentaires et la seconde est suffisamment connue.

IIe PARTIE. — TECTONIQUE, OROGRAPHIE, HYDROLOGIE

A. *Tectonique.*

La carte et les profils géologiques nous permettront d'abréger cette description tectonique. Nous avons vu dans l'introduction comment l'étude de la région des Gorges de l'Areuse a conduit à cette constatation que les chaînes de montagne qui l'encadrent forment deux plis anticlinaux séparés par un synclinal écrasé. La voûte de la Chaîne du Lac ou Montagne de Boudry au SE, présente un dos large et surbaissé dont le pied-droit NW plonge rapidement du côté du synclinal, puis se renverse et se complique d'un pli-faille que l'on poursuit du château de Rochefort jusqu'au fond du Val de Travers. (Voir les profils Pl. 13, 14 et 15.)

L'anticlinal du Solmont n'est pas non plus régulier. Le flanc SE plonge verticalement vers le synclinal, en se renversant même légèrement. Le flanc NW présente une même inclinaison sur 250 m. environ, puis il plonge de 20 à 25 degrés vers la vallée des Ponts. Ces deux flancs verticaux, situés à des altitudes différentes, sont alors raccordés par un plan in-