

Le Duzillet : cadre géologique et stratigraphique

Autor(en): **Schœneich, Philippe**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **19 (1991-1999)**

Heft 3: **Les troncs d'arbres fossiles des gravières du Duzillet (Ollon, VD, Suiss) et l'évolution du Chablais au tardi-et postglaciaire**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-260096>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Le Duzillet - cadre géologique et stratigraphique

par

Philippe SCHÈNEICH¹

Le Duzillet se situe au centre du Chablais, dans une vallée du Rhône qui, avant d'être la plaine alluviale que nous connaissons aujourd'hui, a été un bassin lacustre formant la partie amont du Lac Léman. Pour comprendre le Duzillet, il faut donc le replacer dans l'histoire du comblement de ce bassin chablaisien.

UN BASSIN LACUSTRE LIBÉRÉ PAR LE RETRAIT GLACIAIRE

Le Chablais a été occupé pendant chacune des glaciations quaternaires par le glacier du Rhône, dont la langue glaciaire, après avoir passé le verrou de St-Maurice, recevait les langues affluentes du Val d'Illiez, de l'Avançon et de la Grande-Eau, avant de s'étaler d'une part dans l'axe du Léman, d'autre part sur le Moyen Pays. Au plus fort de la glaciation, il y a 20 000 ou 30 000 ans environ, l'altitude du glacier du Rhône atteignait dans le Chablais 1400-1500 m, selon les estimations: la vallée était donc entièrement remplie de glace jusqu'à un millier de mètres au-dessus du niveau de la plaine actuelle. L'épaisseur totale de la glace était cependant bien supérieure, puisque le bassin chablaisien est très fortement surcreusé. Ce surcreusement, supputé depuis longtemps, a été mis en évidence d'abord par la gravimétrie (GONET 1965). Les profondeurs, sous-estimées par cette première méthode, ont été précisées par la sismique réflexion (FINGER et WEIDMANN 1988, FINCK et FREI 1991): elles atteignent 1000 m sous le niveau de la plaine au droit de Roche. On admet en général que de telles vallées ont été entièrement vidées de leurs sédiments à chaque glaciation, puis comblées à nouveau lors de la déglaciation. Le glacier du Rhône avait donc près de 2000 m d'épaisseur (par comparaison, le glacier d'Aletsch actuel atteint au moins 900 m sous la place Concordia).

¹Institut de Géographie, BFSH 2, Université de Lausanne, CH-1015 Lausanne.

On ne sait à peu près rien du retrait de cet immense glacier dans le Chablais. Les larges terrasses de kame de Luan et de Villars-Chesières, vers 1200 m, témoignent d'une longue phase de stagnation, datée provisoirement par paléomagnétisme à Leysin de $>18\ 000$ ^{14}C BP (SCHœNEICH 1998) et marquent un stade majeur au début du retrait. Plus bas, seuls des lambeaux discontinus jalonnent l'abaissement du niveau du glacier, notamment sur les pentes de Corbeyrier. Des moraines et des terrasses de kame à Yvorne, Antagnes et Monthey semblent marquer un dernier stade, pendant lequel le glacier du Rhône a encore rempli le bassin chablaisien avec un front probablement flottant quelque part à hauteur du Grand Lac. Les fameuses collines de Chessel-Noville ont été souvent considérées comme la marque du front glaciaire correspondant. Il est aujourd'hui admis qu'il s'agit des traces d'un gigantesque écroulement, malheureusement non daté.

Depuis, ce sont près de 1000 m de sédiments qui se sont accumulés, sans doute déjà en partie sous le glacier en fusion. Les connaissances sur la stratigraphie de ce remplissage manquent presque totalement. La sismique montre que la plus grande partie des sédiments profonds est formée de dépôts lacustres ou glacio-lacustres, dans lesquels s'imbriquent les deltas des affluents (FINCK et KLINGELE 1991). Aucun sondage n'a jamais traversé l'ensemble de cette série. Quelques sondages de calibration de sismique pétrolière, non carottés, d'une longueur de 100 à 150 m ont confirmé la nature lacustre du remplissage dès 20-30 m de profondeur (FINGER et WEIDMANN 1988). Un seul forage carotté profond, celui d'Ollon ON 9, a fait l'objet d'une étude quaternaire proprement dite, mais il représente probablement un cas particulier non extrapolable latéralement à la plaine du Rhône. Ce ne sont finalement que les 20-30 m supérieurs, correspondant au remplissage holocène, qui sont mieux connus, en particulier par l'étude de FREYMOND (1971).

Les sondages d'Ollon et les moraines latéro-frontales des glaciers affluents nous permettent de poser un premier jalon chronologique.

Fin 1991, la CEDRA a fait réaliser deux forages profonds au droit d'Ollon. Situé entre Ollon et la colline de St-Triphon, le sondage ON 9 a traversé 100 m de graviers reposant sur 30 m de sédiments glacio-lacustres, formant ensemble une séquence de progradation deltaïque (fig. 20). De par la nature pétrographique des graviers, ce delta peut être vraisemblablement attribué à la Gryonne ou à l'Avançon: il se serait formé dans un lac latéral au glacier du Rhône, alors que celui-ci, bloquant l'écoulement de la Gryonne vers le centre du bassin, l'obligeait à se détourner le long du glacier vers Ollon. Le contenu pollinique des limons et sables laminés sous-jacents révèle un environnement végétal steppique froid (BEZAT et SCHœNEICH 1993, BEZAT *et al.*, ce volume p. 325).

La question de savoir si le glacier du Rhône avait quitté le Chablais avant ou après les glaciers affluents issus des vallées latérales a été souvent discutée. Une réponse peut être apportée par les observations faites au débouché des vallées des Ormonts et de l'Avançon. Le glacier de l'Avançon a construit au Bévieux un complexe de moraines après le retrait du glacier du Rhône (WETTER 1987). A Aigle, des dépôts lacustres et morainiques permettent de suivre l'évolution du confluent Rhône-Grande-Eau depuis une situation de barrage latéral jusqu'au libre développement de la langue glaciaire affluente (SCHœNEICH 1998). Dans les deux cas, les moraines situées au débouché des vallées sont les premières d'une longue suite de stades. Les stades d'Aigle et

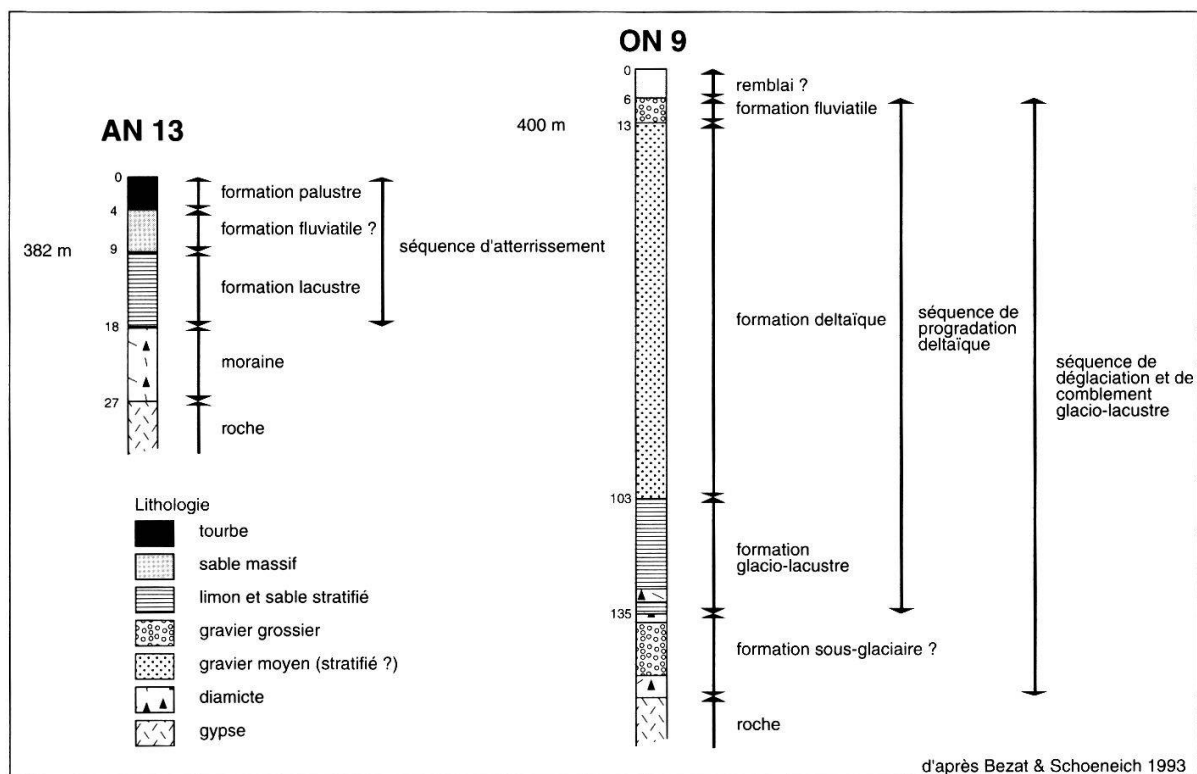


Figure 20.—Profils synthétiques des forages ON 9 et AN 13 à Ollon. (Tiré de BEZAT et SCHENEICH 1993).

du Bévieux, comme le «lac d'Ollon», nécessitent que le bord de la plaine du Rhône soit libéré par le glacier principal, mais aucun de ces glaciers n'a connu de récurrence jusque dans la plaine. A Aigle comme à Ollon, au contraire, le glacier du Rhône devait encore être présent à peu de distance, contre les collines du Montet, de St-Triphon et de Plantour. Contenu pollinique et succession des stades permettent de situer les premiers stades indépendants des glaciers affluents à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire, à une époque antérieure ou contemporaine au stade de Bühl de la chronologie de MAISCH (1982). Malheureusement ? la datation de ce stade reste encore largement incertaine: une datation paléomagnétique provisoire dans le bassin de l'Hongrin le situerait vers 16-17 000 ^{14}C BP. L'ancienne interprétation de BURRI (1962), reprise par FREYMOND (1971), BADOUX *et al.* (1990) et BADOUX (1995), qui plaçait une récurrence des glaciers affluents au Dryas récent, doit donc être définitivement écartée. BURRI (1986, 1987) avait lui-même révisé la position chronologique de cette récurrence et proposé de la placer vers 15 000 ^{14}C BP. Nos résultats montrent que les glaciers locaux se sont retirés en même temps que le glacier du Rhône et que le bassin chablaisien doit être considéré comme entièrement libre de glace depuis au moins 15 000 ^{14}C BP.

UN LAC AU NIVEAU VARIABLE

La compréhension de la suite nécessite un détour par le lac Léman. On sait, par l'étude des terrasses situées sur le pourtour lémanique, que le niveau du lac a connu des fluctuations, ou plutôt un abaissement par étapes, avant une légère «transgression» finale:

–un premier niveau correspond à ce qu'on appelle depuis MORLOT (1854) la «terrasse de 30 m». En réalité, il s'agit d'un complexe de terrasses, dans lequel on a coutume de regrouper des entités étagées entre environ 410 et 390 m, et qui représentent au moins 3 à 4 niveaux successifs. Les niveaux supérieurs ont un caractère glacio-lacustre (par ex. à l'avenue de Cour à Lausanne, obs. pers.), alors que les derniers niveaux sont franchement lacustres et ont été datés à Dorigny dans un dépôt lacustre riche en matière organique correspondant sans doute à une sorte de lagune littorale en arrière de la terrasse, à $13\,210 \pm 180$ ^{14}C BP (CRG-606, GABUS *et al.* 1987), et à Allaman à $13\,090 \pm 160$ ^{14}C BP (Ly-2815, ARN 1984). Les macrorestes trouvés à Dorigny (GABUS *et al.* 1987) excluent par ailleurs un environnement glaciaire. La «terrasse de 30 m» est donc polyphasée, et sa formation s'est étendue sur une longue durée, depuis le retrait glaciaire jusque vers $13\,000$ ^{14}C BP, ce qui explique la très grande largeur du complexe;

–un niveau intermédiaire se serait établi vers 390 m d'altitude vers $12\,000$ ^{14}C BP (datation non-publiée à Lutry);

–un nouveau niveau stable se serait ensuite établi aux alentours de 382 m, conduisant à la formation de la «terrasse de 10 m». Celle-ci, moins large que la précédente, est attribuée à la période Allerød-Dryas récent, soit approximativement entre $12\,000$ et $10\,000$ ^{14}C BP, la datation la plus récente, à Dorigny, donnant $10\,520 \pm 140$ ^{14}C BP (Ly-3300, GABUS *et al.* 1987);

–le niveau du lac se serait ensuite à nouveau abaissé, pour s'établir en-dessous du niveau actuel, vers 368-369 m, vers le milieu de l'Atlantique, vers 5200 - 5000 ^{14}C BP (= 4000 - 3500 BC). Ce bas niveau est attesté par les stations archéologiques littorales immergées du Néolithique (GALLAY et KAENEL 1981, CORBOUD à paraître);

–vers 4500 BP (= 3000 BC) le niveau du lac serait monté pendant une courte période à env. 375 m d'altitude (CORBOUD à paraître), avant de s'abaisser à nouveau à 368 m, entre 4500 et 2500 ^{14}C BP (= 2800 - 800 BC). Pendant cette période de bas niveau s'installent les stations littorales du Néolithique final et de l'âge du Bronze, aujourd'hui immergées (GALLAY et KAENEL 1981, CORBOUD, à paraître);

–pendant l'âge du Fer et la période romaine, soit de 2500 à 1500 ^{14}C BP (= 800 BC- 500 AD), le lac s'est stabilisé au niveau 375 m, correspondant à la «terrasse de 3 m» (GALLAY et KAENEL 1981, CORBOUD à paraître);

–enfin, le niveau est descendu progressivement à son niveau actuel de 372 m.

LA MIGRATION DES LIGNES DE RIVAGE

Que s'est-il passé pendant ce temps dans le Chablais ? Au moment du retrait glaciaire, le lac Léman s'étendait, on l'a dit, jusqu'au verrou de St-Maurice, et ceci au niveau d'environ 400 m. Plusieurs cônes latéraux du Chablais sont tronqués et forment une terrasse aux alentours de 400 à 410 m. Ce fait, reconnu depuis longtemps, a été attribué notamment par HORWITZ (1911) au fait que ces cônes-terrasses se seraient formés dans le lac et seraient donc des deltas perchés, le talus de la terrasse représentant la pente naturelle du front du delta. Les sondages de la CEDRA confirment l'interprétation pour le delta d'Ollon (fig. 21). La formation de ce delta étant probablement conditionnée par le

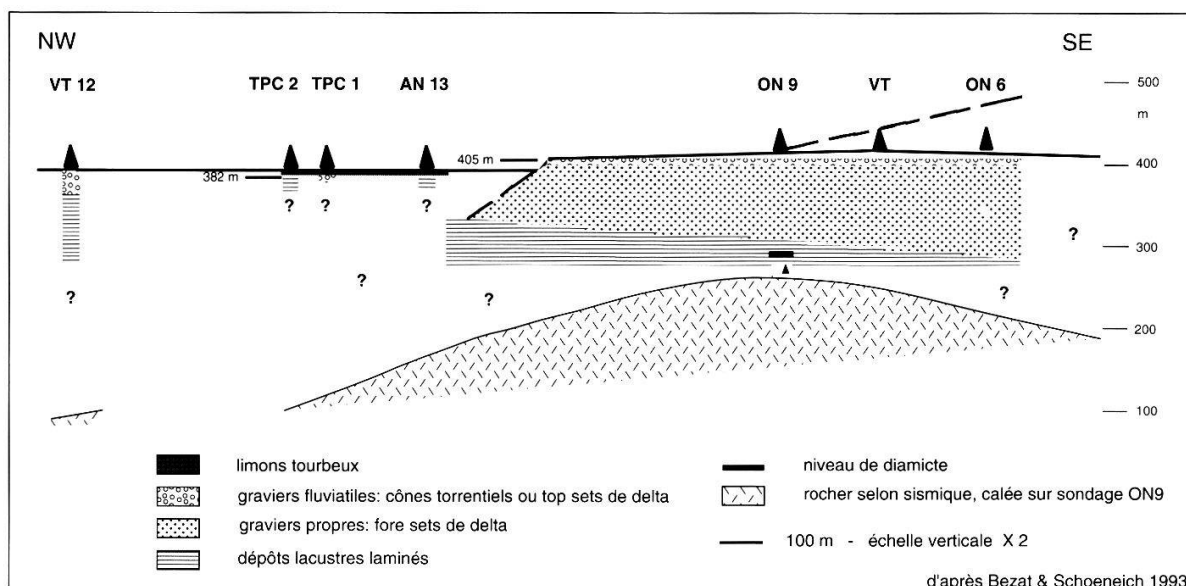


Figure 21. – Coupe schématique à travers la terrasse d'Ollon. On observe une discontinuité latérale majeure entre la terrasse, correspondant à un ancien delta perché, et la plaine, correspondant à l'ancien bassin lacustre rempli par des sables stratifiés et une phase finale marécageuse. (Tiré de BEZAT et SCHENEICH 1993).

détournement du cours de la Gryonne et de l'Avançon sur les bords du glacier du Rhône, on peut la situer, comme dit plus haut, antérieurement à 15 000 ^{14}C BP. Les cônes-terrasses des Evouettes, de Vouvry, de Villeneuve sont-ils contemporains ? Ils ne sont pas datés, mais on peut raisonnablement supposer qu'ils ont commencé à se former en même temps que celui d'Ollon, mais n'étant pas conditionnés comme celui-ci par la présence du glacier, il est probable qu'ils ont continué à s'accroître pendant toute la durée du lac de 400 m, soit jusque vers 13 000 ^{14}C BP. Le delta du Rhône se serait situé à l'époque un peu à l'amont de Bex, selon HORWITZ (1911), alors que FREYMOND (1971) pense qu'il se situait en amont de St-Maurice. KLAASEN (1976) tente de démontrer que les terrasses du cône de la Gryonne sont dues à l'érosion par le Rhône et ne correspondent donc pas au front du delta qui serait, dans le cas précis, noyé sous le cône actuel. Il en est de même pour les cônes d'Aigle, de Monthey ou de Roche.

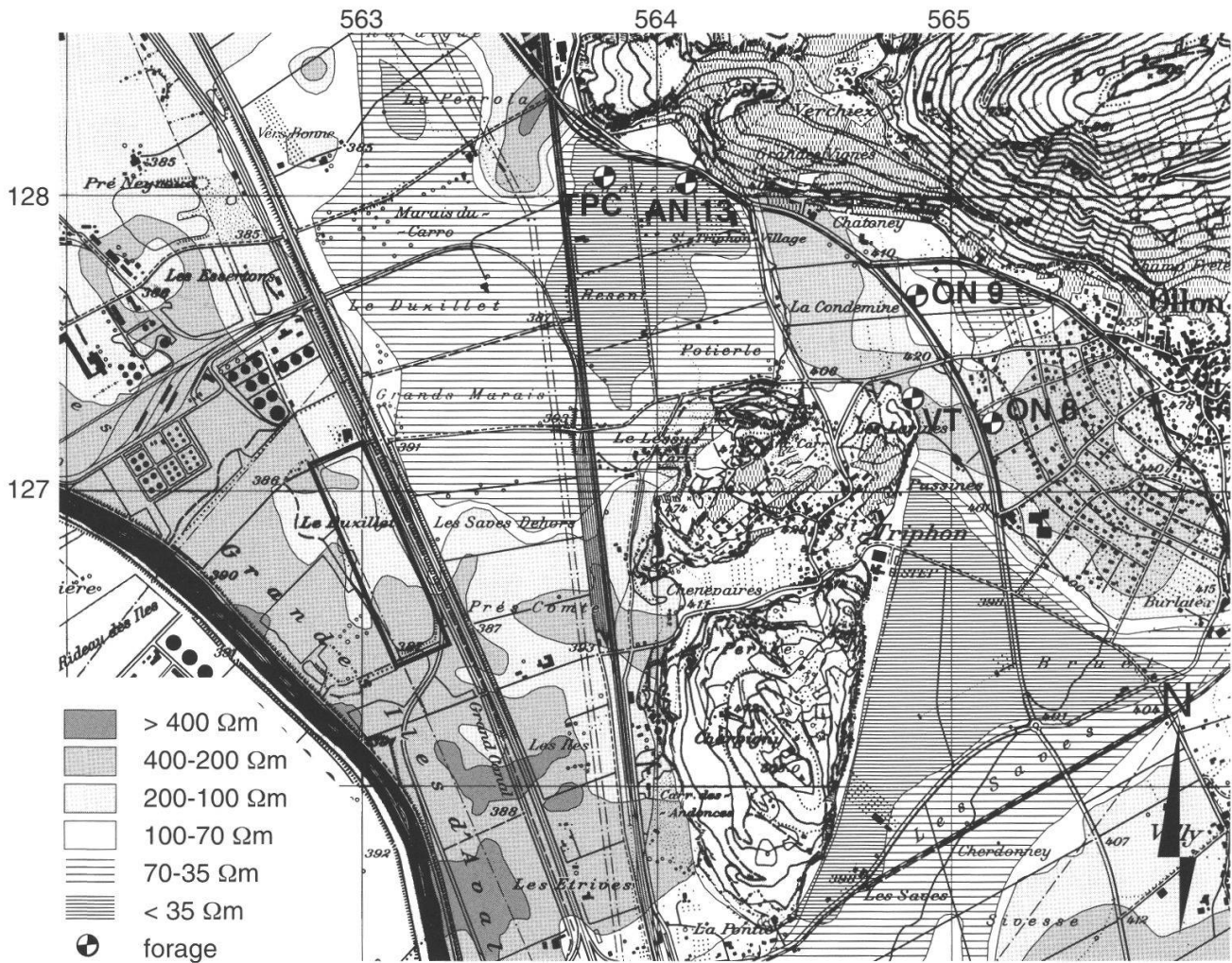
Lors de l'abaissement du niveau lacustre à 382 m, le rivage a dû s'établir au pied des talus deltaïques. Le niveau de la plaine actuelle étant supérieur à cette altitude, la «terrasse de 10 m» est donc ici noyée sous les alluvions holocènes. A Ollon, le sondage AN 13 de la CEDRA, foré juste en avant de la terrasse, a traversé d'abord plusieurs mètres de tourbes, correspondant à un marais qui a subsisté jusqu'au XIX^e siècle, reposant sur des sédiments lacustres fins, micacés, aux stratifications dérangées et contenant de rares débris organiques (fig. 20). Le sommet des dépôts lacustres se situe à 382 m et une analyse pollinique sommaire les situe dans l'Alleröd et le Dryas récent, éventuellement jusqu'au Préboréal. Les tourbes en sont séparées par 4 m de sables limoneux massifs et commenceraient au Boréal, ce qui est confirmé par deux datations à 8915 ± 100 ^{14}C BP (= 8095-7625 cal BC, UZ-2879/ETH-9355) et 8480 ± 95 ^{14}C BP (= 7845-7265 cal BC, UZ-2880/ETH-9356). Une séquence semblable se retrouve quelques dizaines de mètres au large, dans trois sondages réalisés en 1992 pour les Transports Publics du Chablais. On a donc traversé ici la «ter-

rasse de 10 m» et le rivage lacustre passait vraisemblablement, vers 10 000 ¹⁴C BP (= 11 500 cal BC), au pied des collines de Plantour et de St-Triphon (BEZAT et SCHÆNEICH 1993).

Sur l'autre rive de la plaine, les données de l'abri Stauber, à l'amont de Vionnaz (LAHOUE 1981), et la datation de deux troncs de pins trouvés en 1993 dans les alluvions fluviales quelque 200 m au large de l'abri, à 378-382 m (datations ARC-995 et ARC-1114, non publiées), montrent que la plaine n'y a été comblée à ce niveau que vers 8400-8600 ¹⁴C BP (= 7700-7300 BC), et que nos ancêtres mésolithiques s'étaient donc installés à proximité immédiate du rivage lacustre. Un peu à l'aval, aux Rigoles de Vionnaz, la tourbe ne daterait que du Subboréal.

A Monthey, une datation à 10 250 ± 140 ¹⁴C BP (= 10 500-9100 cal BC, Ly-3981, FINGER et WEIDMANN 1988) montre que le cône de la Vièze recouvre des graviers rhodaniens antérieurs à cette date et que la zone de Monthey était donc déjà comblée au niveau de 390 m environ. Plus à l'aval, par contre, à un niveau situé 12-15 m plus bas, une couche de tourbe s'étend d'Yvorne à Roche et Vouvry. Celle-ci a d'abord été attribuée, sur la base d'une analyse pollinique, au Subboréal (FREYMOND 1971). La datation d'un échantillon pris un peu en amont de Roche a donné un âge de 4600 ± 50 ¹⁴C BP (= 3510-3105 cal BC, ARC-1792), ce qui la place tout au début du Subboréal. Elle montre que toute cette zone était encore en eau à l'époque des datations précédentes. Il y a donc dans ce secteur une importante discontinuité latérale dans la sédimentation: lors de l'abaissement du niveau lacustre de 382 à 368 m, le rivage s'est une nouvelle fois établi au pied des deltas et a progressé, pendant l'Atlantique, jusque dans la région de Roche ou de Rennaz, alors que sur la plaine, entre la terrasse de 10 m et le lac, s'étendait un vaste marécage qui devait ressembler aux Grangettes actuelles. Le sous-bassin de Villeneuve, actuellement isolé de l'amont par les collines de Chessel-Noville, semble avoir été comblé encore plus tardivement, soit vers 2-3000 ¹⁴C BP seulement (= 1200-1 BC, FINGER et WEIDMANN 1988).

Où se situait le rivage de 382 m, et avec lui le delta du Rhône, entre la colline de St-Triphon et Vionnaz ? La géophysique nous fournit ici quelques indices. Les cartes de résistivité électrique (MEYER DE STADELHOFEN 1966, 1972) font nettement apparaître des zones de haute et de basse résistivité, correspondant à des zones respectivement de graviers et de sédiments fins. La carte des résistivités de surface (AB=40 m, soit une profondeur d'investigation de 0 à 12-15 m) fait apparaître avec netteté le delta d'Ollon, résistant, et son bord abrupt, alors que le bassin situé en avant a des valeurs très faibles, en parfait accord avec les données de sondages (fig. 22). Le cône d'Aigle apparaît également avec des valeurs élevées et présente lui aussi une limite nette et abrupte avec les sédiments moins résistants de la plaine: il pourrait s'agir ici aussi d'un bord de delta, noyé sous les sédiments, qui correspondrait alors à la terrasse de 10 m. Entre la colline de St-Triphon et le Rhône, on retrouve une zone de haute résistivité avec toujours cette même limite abrupte. Vers le centre de la plaine, un lobe s'avance d'environ 1,5 km vers l'aval. Les données de surface ne sont malheureusement pas disponibles pour la partie valaisanne de la plaine. Sur la carte des résistivités «profondes» (AB=200 m, soit une profondeur d'investigation de 0 à 50-60 m) on trouve sous les sédiments peu résistants au large de Plantour une zone résistante qui pourrait représenter la continuation en profondeur des foreset-beds des deltas d'Aigle et d'Ollon.



Reproduit avec l'autorisation de l'Office fédéral de topographie du 31.3.1999

Figure 22.—Extrait de la carte des résistivités électriques des terrains superficiels (AB=40 m, profondeur d'investigation 10-15 m). Le Duzillet se trouve à la limite entre une zone de forte résistivité correspondant à des graviers, et une zone de faible résistivité correspondant à des tourbes superposées à des sédiments lacustres. (Tiré de MEYER DE STADELHOFEN 1972).

Entre St-Triphon et Monthey, on retrouve une large zone de terrains résistants, ce qui signifierait que les graviers ont ici une grande épaisseur. A peu près au droit du lobe signalé à propos des mesures de surface, les terrains résistants qui occupaient presque toute la largeur de la vallée se rétrécissent brusquement et ne forment plus qu'une étroite bande, sous le Rhône actuel, jusqu'au lac. Dans toute cette zone aval, la résistivité des terrains de surface, variable, est toutefois dans l'ensemble nettement plus faible que dans la zone de St-Triphon-Monthey. Il est donc tentant de considérer cette énorme et large masse de graviers comme le delta du Rhône correspondant à la «terrasse de 10 m». La longue bande étroite représenterait alors le delta en progression rapide pendant la baisse du niveau lacustre.

Les sédiments confirment-ils ces suppositions? Par chance le Duzillet se situe en bordure de l'axe autoroutier et exactement sur le tracé des lignes à haute tension, deux transects sur lesquels la stratigraphie des 20-30 m supé-

rieurs du remplissage est un peu mieux connue que dans d'autres parties de la plaine. Les données de sondages autoroutiers ont été compilées par FREYMOND (1971). Entre Bex et St-Triphon, il distingue des graviers supérieurs et des graviers inférieurs, les seconds étant de granulométrie plus fine et plus riches en sables, et il place la limite entre les deux formations vers 380 m. Les graviers inférieurs atteignent une profondeur de 40 à 50 m et peuvent être considérés comme les couches de front du delta. Ils s'avancent jusqu'à une ligne passant par la route St-Triphon-Collombey, soit nettement moins loin que ce que laisserait supposer la géophysique. En aval de cette ligne, on trouverait sous les graviers supérieurs des sédiments lacustres sableux. Des observations faites en 1993 sur des chantiers de forage de pieux pour la ligne à haute tension d'EOS, échelonnés sur un axe passant par le Duzillet, ainsi que sur 9 forages carottés réalisés entre le Duzillet et la hauteur d'Illarsaz pour le compte de HCB, permettent de compléter le tableau. En aval du Duzillet, les graviers atteignent une épaisseur assez régulière d'environ 20 m et reposent, par une limite très tranchée, sur des sédiments sableux vaguement stratifiés à passées organiques, de caractère nettement lacustre. Entre le Duzillet et la route St-Triphon-Collombey aucun pieu n'a malheureusement dépassé 20 m de profondeur. Quant aux graviers supérieurs, les observations sédimentologiques sommaires réalisées à ce stade de la recherche ne permettent aucune distinction entre l'amont et l'aval. Si par contre on considère les datations des troncs du Duzillet, on est forcé de constater que les graviers dans lesquels ils reposent se sont déposés antérieurement, ou simultanément, à la formation de la couche de tourbe de Versvey-Roche, et à une altitude supérieure (fig. 23). Les graviers du Duzillet ne peuvent donc appartenir à la même formation que les graviers superposés aux tourbes à l'aval, et on est obligé de subdiviser les «graviers supérieurs» de FREYMOND (1971) en au moins deux formations distinctes.

Ce ne sont là pour l'instant que des hypothèses. Il faut notamment rester prudent dans l'interprétation des données géophysiques: les sondages montrent que les zones de faible résistivité de surface correspondent à des sédiments superficiels tourbeux ou limoneux parfois peu épais. Les faibles résistivités pourraient donc être largement conditionnées par le seul premier mètre de sédiments. Notre raisonnement sur les altitudes, par ailleurs, ne tient pas compte des effets de la compaction des sédiments (considérée comme négligeable par FREYMOND 1971), ni d'un éventuel basculement tectonique (SCHAER 1981), dont l'importance reste à démontrer. La convergence des arguments nous paraît toutefois suffisante pour placer dans ce secteur une importante discontinuité latérale dans le remplissage sédimentaire du bassin. Si l'on se base sur les données de sondages, cette discontinuité se placerait à hauteur de la route St-Triphon-Collombey, si l'on se fonde sur les datations et la géophysique il faudrait plutôt la placer légèrement en aval du Duzillet.

L'INTERPRÉTATION DU DUZILLET

Le Duzillet se situe précisément dans cette zone charnière entre les surfaces comblées avant 10 000 ¹⁴C BP (= 11 500 BC), à l'époque du «lac de 382 m», et celles comblées pendant les périodes de bas niveau lacustre de l'Atlantique et du Subboréal. On a vu que, d'après les cartes de résistivité électrique, le

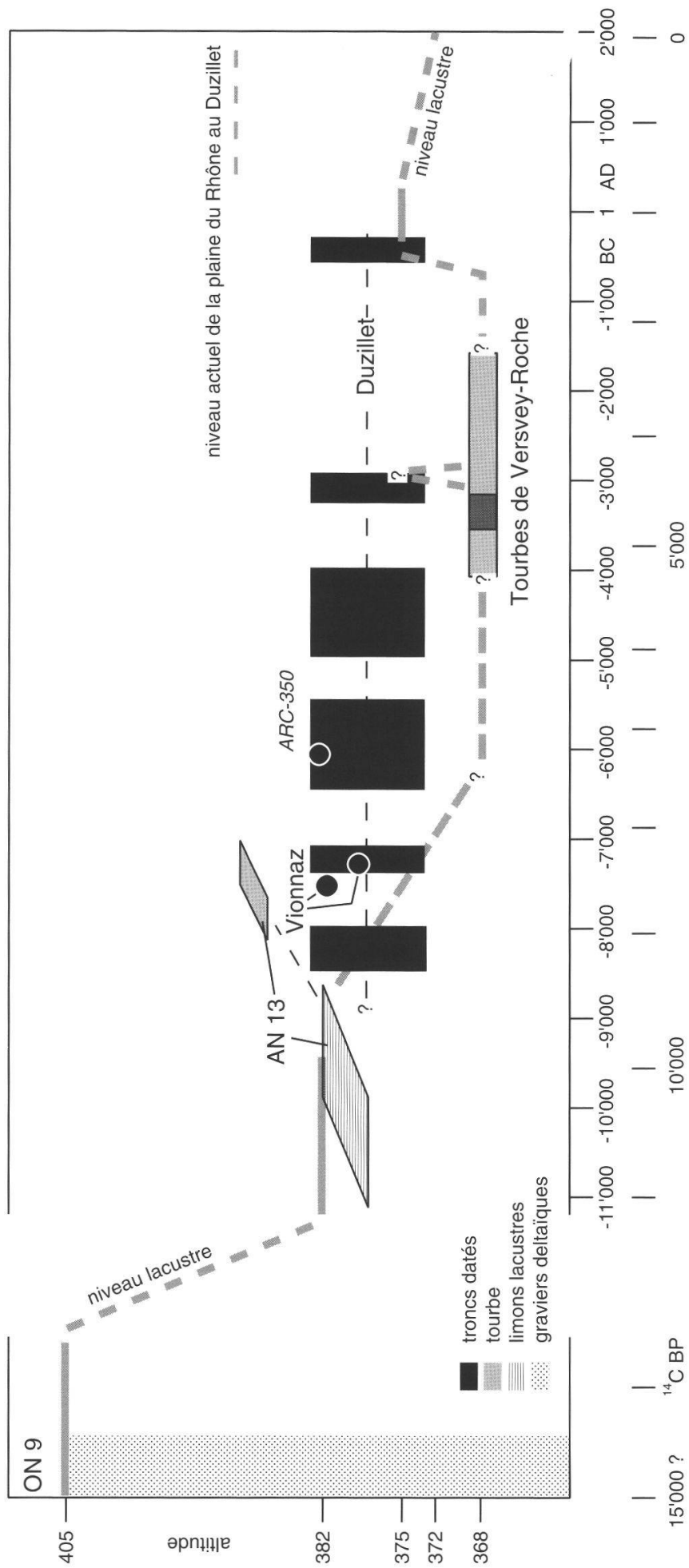


Figure 23.—Echelonnement des dépôts du bassin chablaisien selon l'âge et l'altitude. Les datations sont données en âges calendaires, la largeur horizontale de la zone correspondant à la marge d'erreur de la datation. Pour les troncs du Duzillet, la hauteur représente la marge d'incertitude quant à l'altitude de gisement des troncs. Le mêlze du Dryas ancien, flotté, et dont l'âge de sédimentation n'est pas connu, n'a pas été représenté

delta du Rhône correspondant au niveau de 382 m se serait avancé jusqu'à 1 km environ à l'aval du Duzillet, et que la gravière se situerait dans ce cas sur l'extrême bord droit du lobe deltaïque.

Le niveau d'eau au Duzillet se situe à environ 387 m. Les troncs de chêne ont été dragués à des profondeurs variant entre 4 et 14 mètres, soit à des altitudes de 383 à 373 m. L'altitude supérieure correspond à ce qu'on attend pour la surface du delta. Cela signifie surtout que les troncs datés entre environ 5000 et 4000 ¹⁴C BP (= env. 3000 BC) se sont sédimentés à une altitude supérieure de 5 à 15 m à celle de la portion aval de la plaine du Rhône, matérialisée par les tourbes du Subboréal vers 368 m (fig. 23).

Environ 1.5 km en aval du Duzillet, une gravière semblable, exploitée également par dragage, n'a livré que quelques troncs de saules ou de conifères visiblement flottés, alors qu'au Duzillet les chênes sont l'essence quasi unique et que la présence de l'écorce indique leur situation in situ. Cette apparente contradiction s'explique d'elle-même si l'on considère que cette deuxième gravière se situe à l'aval de la limite de résistivité que nous avons considérée comme le front du delta: les graviers n'y seraient donc pas de même âge, mais plus récents que ceux du Duzillet.

Un fait remarquable au Duzillet est la présence de troncs dont l'âge s'échelonne sur plus de 6000 ans. Des plongées effectuées dans le bassin de la gravière (HURNI *et al.*, ce volume p. 277) ont permis d'observer la présence de chenaux dans les graviers. Il se pourrait donc que les troncs d'âges différents soient, partiellement en tout cas, juxtaposés plutôt que superposés. En l'absence de données de positionnement des troncs, il est malheureusement impossible de préciser ce point. Seuls deux troncs sont exactement positionnés: un fragment de chêne prélevé en plongée à 4 m sous le plan d'eau et daté de 7100 ± 70 ¹⁴C BP (= 6100-5770 cal BC, ARC 350), et un tronc de chêne traversé à 7 m de profondeur par un pieu foré, 300 m à l'aval du Duzillet, non daté.

On peut donc esquisser ce qui s'est passé après la constitution du delta vers 10 000 ¹⁴C BP.

Lors de l'abaissement du niveau lacustre qui a suivi, la surface du delta a dû se retrouver perchée 12-15 m au-dessus du niveau du lac, formant une terrasse graveleuse bien drainée et très favorable au développement d'une forêt de chênes. Dès lors des bras du Rhône se sont sans doute taillés des chenaux, comblés plus tard avec l'élévation du niveau de la plaine. Ce fait pourrait expliquer à la fois la présence du chêne dans une plaine ailleurs marécageuse et l'apparent mélange des dates. Une carte ancienne levée en 1843 donne une image de tels chenaux dans la région du Duzillet (fig. 24).

Cela n'explique cependant pas tout. La parfaite conservation des troncs impliquerait qu'ils aient été ensevelis dès leur mort, et donc l'existence d'une dynamique fluviale intense, plutôt incompatible avec l'hypothèse d'une terrasse perchée. En fait, les périodes d'enfouissement des troncs au Duzillet correspondraient non pas à des périodes de stabilité, mais à des phases de dynamique morphologique, peut-être liées aux variations du niveau de base lacustre.

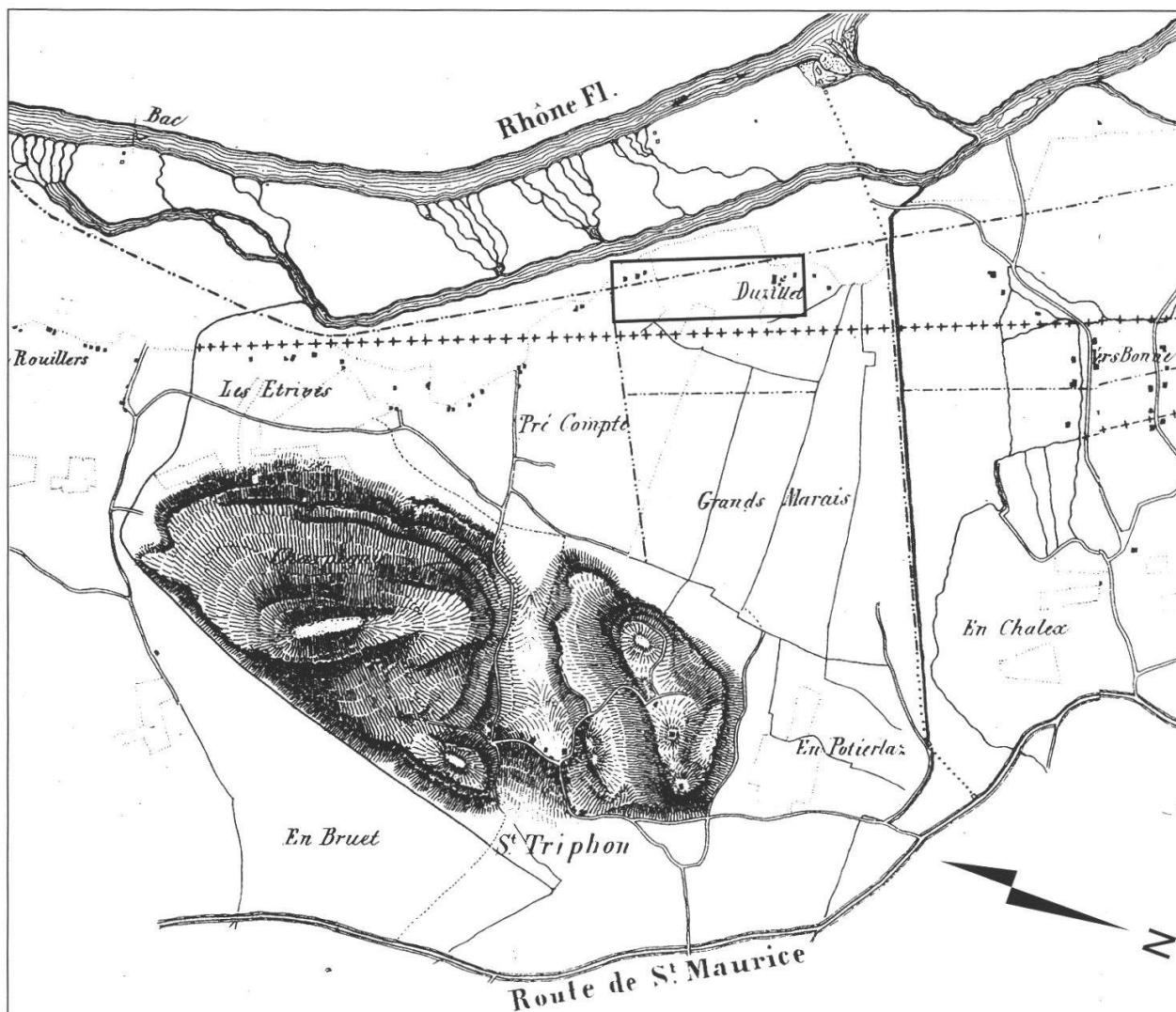


Figure 24.—Carte de la plaine du Rhône, datée de 1843, montrant de nombreux chenaux divaguants du Rhône. Une telle dynamique pourrait expliquer la juxtaposition de troncs d'âges très différents au Duzillet. (Source: Archives cantonales vaudoises).

UN PROBLÈME COMPLEXE

Le comblement d'un bassin comme le Chablais résulte de la combinaison, et d'un certain sens de la concurrence, de deux processus, l'un vertical, l'autre horizontal (fig. 25):

- le comblement vertical par les sédiments fins de fond de lac, processus lent mais affectant l'ensemble du bassin;
- le comblement latéral par la progradation des deltas, processus rapide mais beaucoup plus localisé.

Dès que la surface de la plaine est exondée, il faut y ajouter les actions fluviales, qui agissent verticalement et latéralement, et peuvent comporter en plus des phases érosives, alors que les variations de niveaux lacustres peuvent entraîner des déplacements latéraux des phénomènes ou des variations d'intensité.

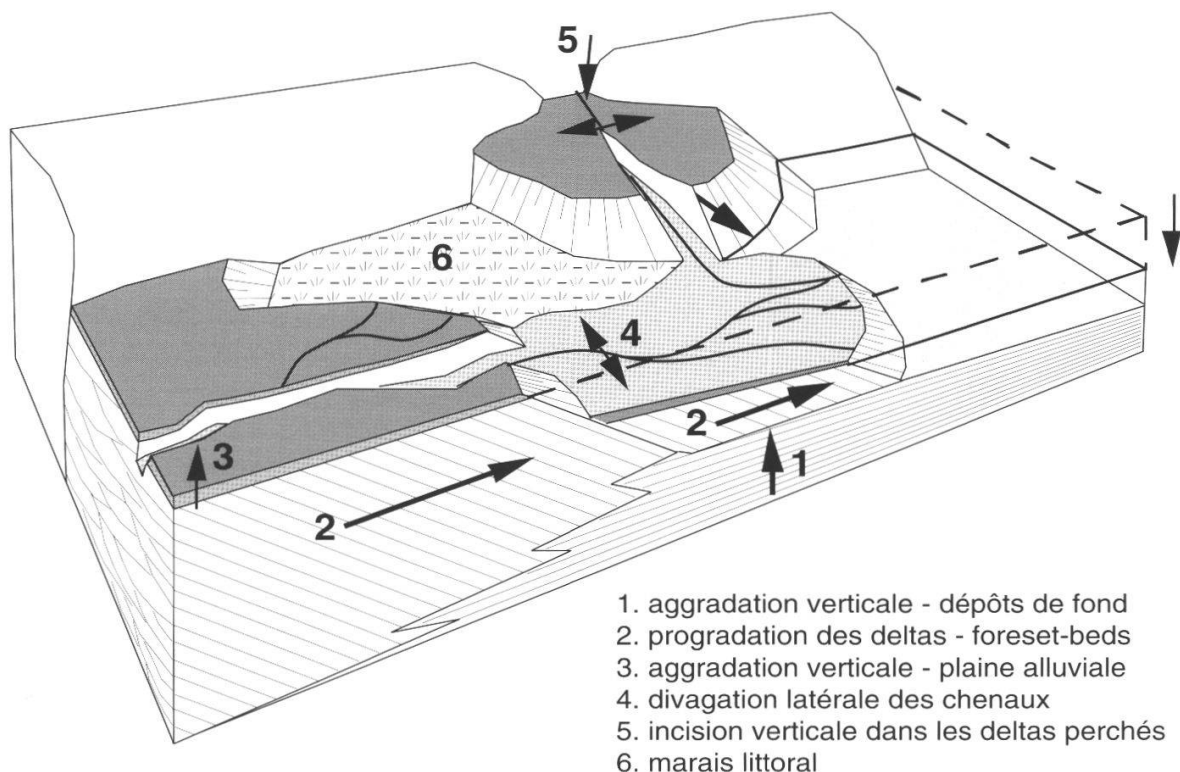


Figure 25.—Modèle de remplissage d'un bassin lacustre, avec un niveau d'eau variable.

On voit que la solution n'est pas simple et qu'elle passe par la compréhension de la géométrie en 3 dimensions des corps sédimentaires, ainsi que par la connaissance de la dynamique des changements.

Ainsi le problème du Duzillet ne peut être résolu dans une logique de dynamique fluviale uniquement, et son interprétation nécessite la prise en compte des variations de niveau du Léman. Sur la base des hypothèses émises, la région du Duzillet aurait connu successivement les phases dynamiques suivantes (fig. 26):

- progradation deltaïque;
- éventuellement chenaux divaguants et comblement (phase émergée du delta)
- perchement en terrasse, éventuellement ravinement;
- chenaux divaguants et comblement (phase de comblement alluvial de la plaine).

Ces propositions doivent être considérées comme des hypothèses de travail, et de nombreuses questions restent ouvertes. Nous n'en citerons que les principales:

- a.—concernant l'évolution des niveaux lacustres:
 - durée et homogénéité du niveau de 400 m;
 - datation et rapidité de l'abaissement de 400 à 382 m;
 - durée du niveau de 382 m;
 - datation et rapidité de l'abaissement de 382 à 368 m;
 - durée et stabilité du niveau de 368 m;
 - datation et rapidité du relèvement de 368 à 375 m.

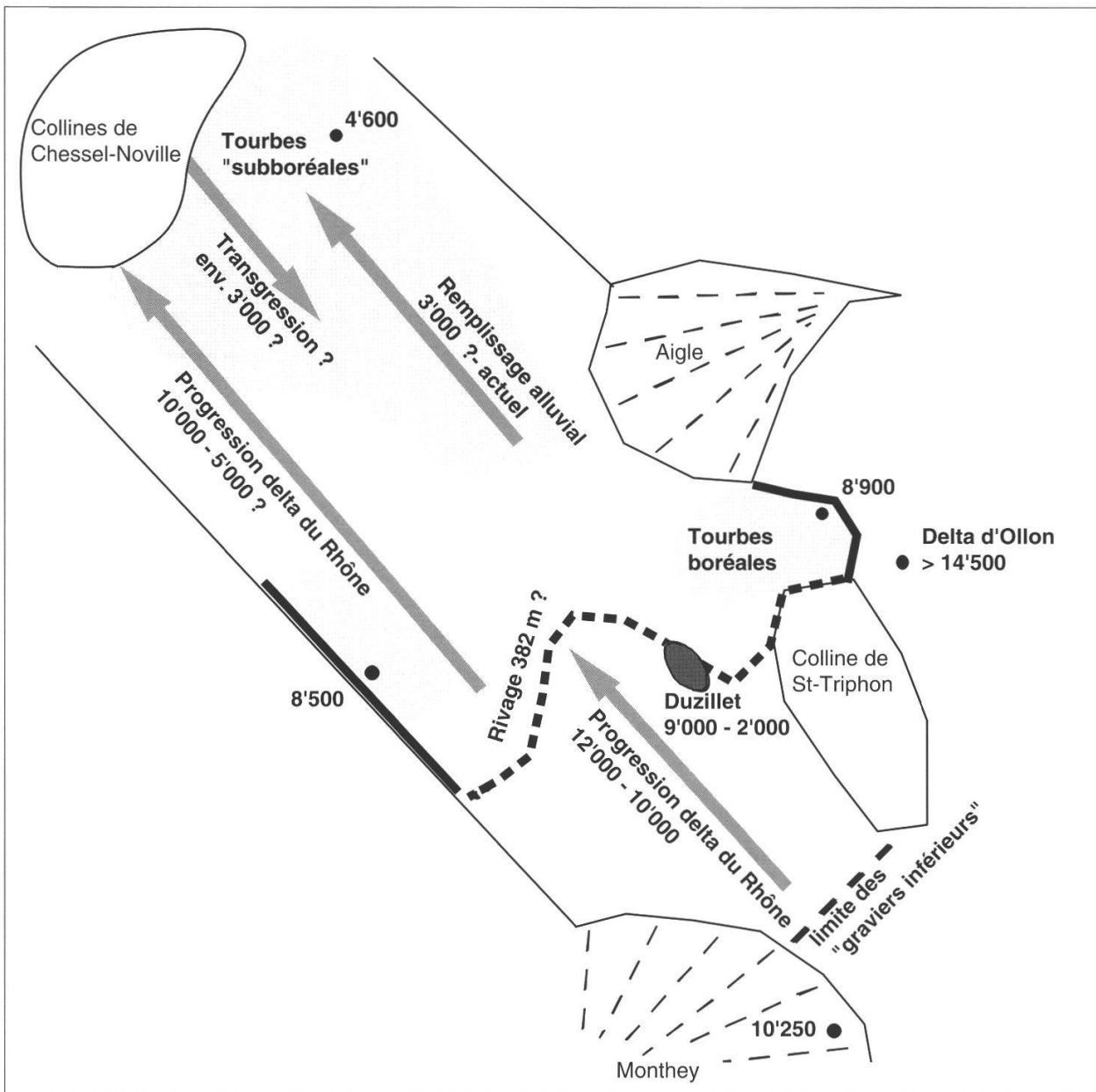


Figure 26.—Représentation schématique des phases de remplissage du bassin chablaisien. Les données de datation absolue sont indiquées en âges ^{14}C bruts.

b.—concernant le remplissage sédimentaire du bassin chablaisien:

- position et progression du delta du Rhône à respectivement 400 m, 382 m et 368 m;
- extension des deltas affluents correspondants;
- extension de la transgression de 368 à 375 m.

c.—concernant la validité des corrélations d'altitude:

- variations d'altitude locales dues à la compaction des sédiments;
- décalage régional des altitudes dû au basculement tectonique.

En conclusion, cet essai d'analyse montre surtout à quel point nos connaissances du remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône sont lacunaires, et quelle somme de travail serait nécessaire pour pouvoir reconstituer de façon fiable la paléogéographie du Chablais. En 1992 et 1993, à la faveur de plusieurs chantiers de forages et de fonçage de pieux forés, échelonnés de St-Triphon à Villeneuve, un abondant matériel a pu être récolté, notamment des couches de tourbes et de nombreux morceaux de bois, ainsi que plusieurs sondages complets. Nous espérons que l'analyse et la datation de ce matériel permettront d'apporter quelques éléments de réponse à ces interrogations.

L'étude des sondages d'Ollon a été financée par la CEDRA, les datations de Vionnaz par Ciba-Geigy. L'étude quaternaire de la vallée des Ormons et de la région d'Aigle a été réalisée dans le cadre de la requête n° 21-27874.89 du FNRS. Les entreprises Energie Ouest Suisse, HCB et les Transports Publics du Chablais et leurs mandataires, les bureaux de géologie Schopfer & Karakas SA et Pierre Blanc, nous ont facilité le suivi des chantiers et sondages récents.