

3.1 Glaziale Ablagerungen

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-1-glaziale-ablagerungen/

Die glaziale Akkumulation umfasst Ansammlungen von Lockermaterial, dessen Transport und Ablagerung vom Vorhandensein eines Gletschers abhängen. Glazigene Sedimente kommen in Form von relativ losen Ansammlungen von Lockermaterial vor, die mehrere hundert Meter dick sein können, oder als Reliefform, die in der Regel die Umrisse eines stationären Gletschers abgrenzt.

Gletscher stellen geomorphologisch betrachtet ein wirkmächtiges Transportmedium dar. Glaziale Akkumulationsformen sind daher besonders im Ablationsgebiet und unterhalb der Gletscherzunge (im Gletschervorfeld) ausgeprägt. Man unterscheidet drei Haupttypen der glazialen Akkumulation:

- Moränen bildende **glaziale Ablagerungen** (Moräne: ein Begriff, der von Horace-Bénédict de Saussure Ende des 18. Jahrhunderts geprägt wurde);
- **fluvioglaziale Ablagerungen**, deren Entstehung durch das Zusammenspiel von glazialen und fluvialen Prozessen beeinflusst wird;
- **glaziolakustrine Ablagerungen**, die sich in Seen ansammeln, welche durch die Gletscherdynamik beeinflusst werden.

Moränen sind sehr komplexe und morphologisch vielfältige Lockermaterialansammlungen. Sedimentologen verwenden häufig den Begriff **Till** als Synonym für Moränenablagerungen. Die wichtigsten sedimentologischen Merkmale von Moränen sind das Fehlen einer Schichtung (im Gegensatz zu fluvialen Ablagerungen) sowie die heterogene Korngrößenverteilung (typisch sind unsortierte Ablagerungen von sehr feinkörnigem Material bis hin zu grösseren Blöcken). Hinzu kommt, dass die Partikel von Moränenablagerungen meist kantig bis kantengerundet sind (im Unterschied zu typischerweise gerundeten Partikeln in fluvialen Ablagerungen).

Es gibt verschiedene Möglichkeiten, Moränen zu klassifizieren. Eine erste Klassifizierung basiert auf der Position des Materials während des Transports. So kann man die aus Blöcken bestehende **supraglaziale** oder oberflächliche Moräne unterscheiden, die einerseits entsteht, wenn Material (typischerweise kantige Blöcke) durch gravitative Prozesse (Sturzprozesse, Lawinen) auf die Gletscheroberfläche transportiert wird. Andererseits entstehen supraglaziale Moränen auch durch oberflächliches Ausschmelzen (im Ablationsgebiet) von englazial transportiertem Material (Abb. 1). **En- oder intraglaziale Moränen** bestehen aus Material, das sich ursprünglich im Akkumulationsgebiet an der Gletscheroberfläche befand. Durch das Eisfließen (Submergenz im Akkumulationsgebiet) wird es im Gletscher "vergraben" und talwärts transportiert, wo es wiederum durch das Eisfließen (Emergenz im Ablationsgebiet) wieder an die Gletscheroberfläche gelangt. Die

subglaziale Moräne oder Grundmoräne entsteht durch den Transport und die Ablagerung von Material (entweder eingefroren im basalen Eis oder freiliegend) am Gletscherbett. Das Material ist oft kantengerundet. Einige Sonderformen der glazialen Akkumulation ergeben sich aus der Art des Transports durch das Eis. Dazu gehören zum Beispiel kurzlebige Formen wie **Gletschertische**. Diese entstehen an der Gletscheroberfläche durch differentielle Ablation des Eises. Grosse Blöcke schützen das Eis direkt unterhalb vor der sommerlichen Schmelze, während das Eis um den Block herum schneller schmilzt. So liegen die Blöcke mit der Zeit auf einem bis zu einigen Dutzend Zentimetern hohen Eissockel auf (Abb. 2). Je höher der Eissockel wird, desto stärker schmilzt das Eis im Sommer unter dem Block, besonders auf der der Sonne zugewandten Seite. Daher sind Gletschertische oft geneigt und neigen dazu, nach einiger Zeit einzustürzen. Wenn glaziale Ablagerungen die Form eines langgestreckten Rückens annehmen, spricht man von **Moränenwällen**. Moränenwälle werden nach ihrer Lage relativ zum Gletscher, der sie aufgebaut hat, klassifiziert (Abb. 3). So unterscheidet man zwischen **Seitenmoränen**, **Endmoränen** und **Mittelmoränen**. **Seitenmoränen** entstehen durch die Akkumulation von Material, das von den den Gletscher umgebenden Felswänden auf den Rand des Gletschers gefallen ist und/oder vom Gletscher an dessen Rand transportiert wurde und ausgeschmolzen ist (Abb. 4). **Endmoränen** entstehen an der Gletscherzunge (vor dem Gletscher) durch die Ablagerung von im oder auf dem Eis transportierten Sedimenten (Abb. 5). **Mittelmoränen** entstehen beim Zusammenfliessen zweier Gletscher durch die Vereinigung von zwei Seitenmoränen (Abb. 6). Wenn die Endmoränenablagerungen besonders gross sind und die Endmoräne den Hang als grosse, steil abfallende Ablagerung dominiert, spricht man von einer **Moränenbastion**. Wenn Moränenablagerungen nicht in Form von Wällen aufgebaut sind, handelt es sich meist um Grundmoräne.

Moränen und zugehörige Ablagerungen weisen je nach Entstehungsart ein sehr unterschiedliches Erscheinungsbild auf. Moränenwälle entstehen hauptsächlich durch **Akkretion** von Material an den Seiten und an der Front (im Zungenbereich) des Gletschers. Diese Ansammlungen von Lockermaterial resultieren sowohl aus dem Abgleiten von supraglazialen Material an steilen Eisrändern als auch aus dem Aufsteigen und oberflächlichen Ausschmelzen von sub- und intraglazialem Schutt durch das Eisfließen.

Moränen sind nicht die einzigen Formen der glazialen Akkumulation. **Drumlins** sind Formen, die durch subglaziale Erosion und Deformation von bereits vorhandenem Lockermaterial entstehen. Es handelt sich um sanft geformte Hügel, die parallel zum ehemaligen Eisfließen ausgerichtet sind und eine asymmetrische Morphologie aufweisen (talaufwärts steiler, talabwärts flacher, mit abnehmender Breite in ehemaliger Fliessrichtung des Gletschers) (Abb. 7). Drumlins kommen oft in Gruppen vor und bilden **Drumlinfelder** (Abb. 8).

Eine Firnmoräne ist ein (vergleichsweise geringmächtiger) Wall, welcher durch die talseitige Ansammlung von auf einem Firnfeld abgerutschtem Schutt entsteht (Abb. 9). Der Begriff »Moräne« ist hier jedoch insofern unangemessen, als es sich nicht um glaziale Prozesse handelt.



Fig. 1 – Moraine supra-glaciaire de l'Unterer Grindelwaldgletscher (BE).

Abb.1: Supraglazialen Moräne auf dem Unteren Grindelwaldgletscher (BE).



Fig. 2 – Table glaciaire sur le glacier de Saleinaz (VS).

Abb.2: Gletschertisch auf dem Saleinaz-Gletscher (VS).

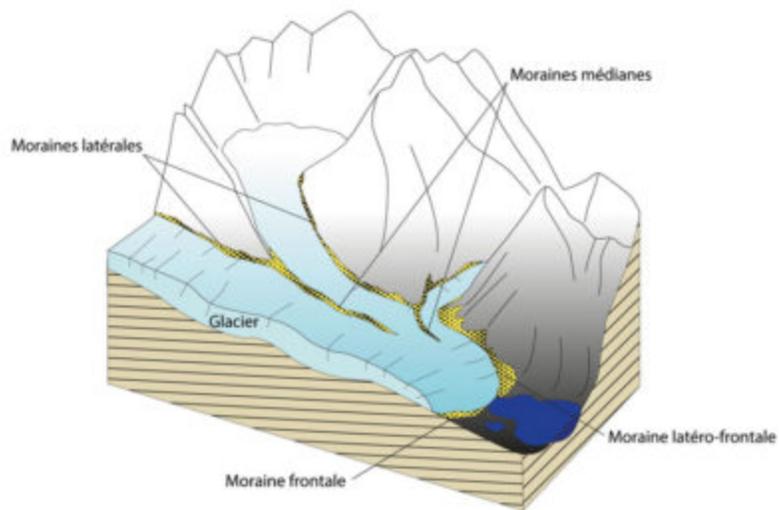


Fig. 3 – Schéma d'un appareil glaciaire triple avec ses différentes moraines (adapté d'après ASCD73).

Abb.3: Schematische Darstellung eines Talgletschers mit zwei Nebengletschern und den dazugehörigen Moränen (angepasst nach ASCD73).

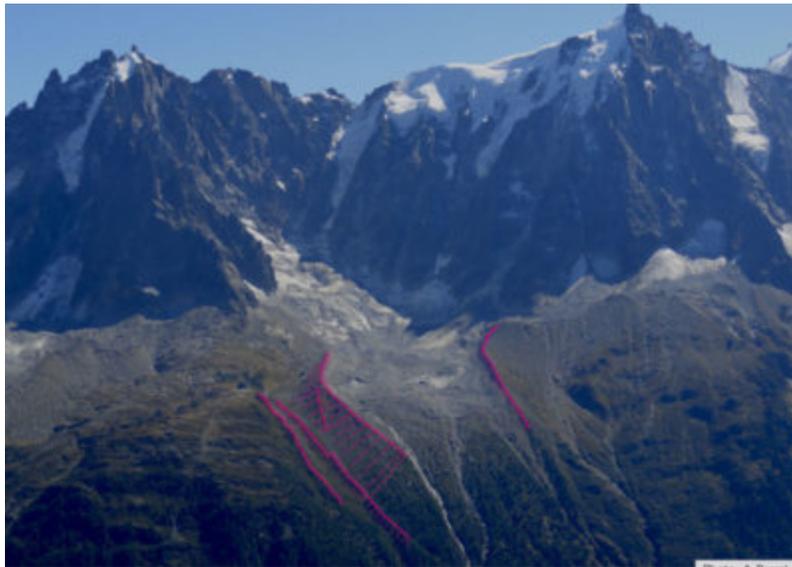


Fig. 4 – Moraines latérales du glacier des Pèlerins (Chamonix, France).

Abb.4: Seitenmoränen des Pèlerins-Gletschers (Chamonix, Frankreich).



Fig. 5 – Moraines latéro-frontales des glaciers des Nantillons et de Blaitière (Chamonix, France).

Abb.5: Moränenbastionen des Nantillons- und des Blaitière-Gletschers (Chamonix, Frankreich), entstanden aus deren Seiten- und Endmoränen.

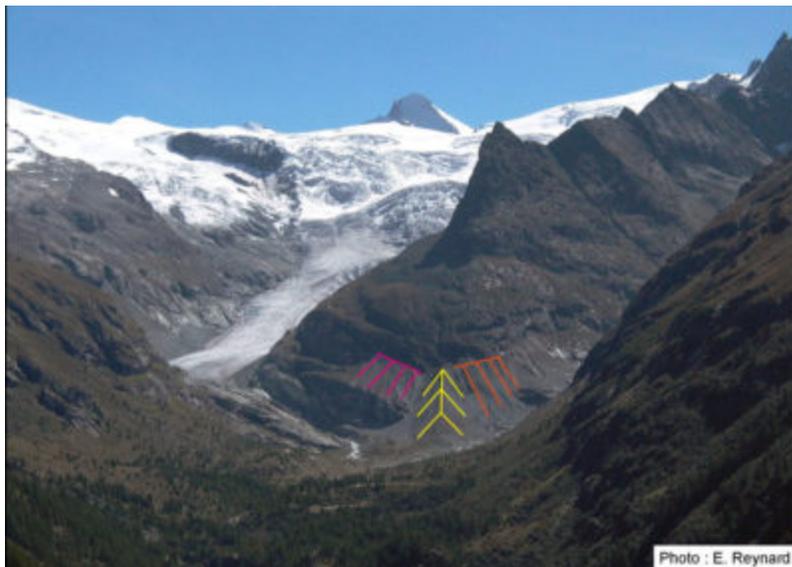


Fig. 6 – Moraines latérales des glaciers de Ferpècle (à gauche ; en rose) et du Mont Miné (à droite, en orange). Le glacier du Mont Miné n'est pas visible sur la photo. Moraine médiane formées lorsque les deux glaciers étaient encore coalescents (au centre, en jaune) (Val d'Hérens, VS).

Abb.6: Orographisch linke Seitenmoräne des Ferpècle-Gletschers (rosa) und orographisch rechte Seitenmoräne des Mont Miné-Gletschers (orange). Der Mont Miné-Gletscher ist auf dem Foto nicht (mehr) zu sehen. Mittelmoräne (gelb), welche entstand, als die beiden Gletscher noch zusammenflossen (Val d'Hérens, VS).



Fig. 7 – Drumlin dans la vallée de l’Aar en aval de Thoune (BE).

Abb.7: Drumlin im Aaretal, flussabwärts von Thun (BE).



Fig. 8 – Champ de drumlins dans la plaine entre Thoune et Berne.

Abb.8: Drumlinfeld in der Ebene zwischen Thun und Bern.



Fig. 9 – “Moraine” de névé (Col du Brotset, VS).

Abb.9: Firn”moräne” (Col du Brotsé, VS).

3.2 Fluvioglaziale Ablagerungen

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-2-fluvioglaziale-ablagerungen/

In Zeiten des Klimawandels führt das Schmelzen des Eises zur Freisetzung grosser Wassermengen, welche von der Gletscheroberfläche ans Gletscherbett, an dessen Ränder und schliesslich zum Gletschertor gelangen (Abb. 1). Dieses Wasser ist in der Regel mit sehr feinen Sedimenten angereichert, was ihm eine milchige Farbe verleiht. Daher bezeichnet man das grau oder weiss getrübt Gletscher-Schmelzwasser auch "Gletschermilch".

Das **Gletschervorfeld** ist das Gebiet direkt unterhalb der Gletscherzunge, das sowohl von glazialen, gravitativen und fluvioglazialen als auch von glaziolakustrinen Prozessen beeinflusst wird. In den Alpen wird das (geomorphologisch dynamische) Gletschervorfeld durch die Moränen der Kleinen Eiszeit (1350-1850 n. Chr.) abgegrenzt (Abb. 2). Die Fläche der Gletschervorfelder nimmt derzeit aufgrund des Rückzugs der Gletscher durch den Klimawandel zu.

Man spricht von fluvioglazialen Prozessen, wenn glaziale Ablagerungen durch Gletscher-Schmelzwasser umgelagert werden. Der von diesen Prozessen betroffene Bereich des Gletschervorfelds wird **Sander** genannt (vom isländischen Begriff "satur" für «Sand»). Es handelt sich dabei um eine fluvioglaziale Schwemmebene, die sich unterhalb eines Gletschers befindet und den gesamten oder einen Teil des Gletschervorfelds einnehmen kann (Abb. 3). In den Polarregionen ist der Sander oft sehr gross, während er im Vorfeld von Gebirgsgletschern auf wenige hundert Quadratmeter reduziert sein kann. Aufgrund der stark schwankenden Abflüsse des proglazialen Schmelzwasserbachs und der grossen Mengen an Sedimenten, die mobilisiert werden können, ist der Gerinneverlauf von fluvioglazialen Schwemmebenen (Sandern) in der Regel **verzweigt** (Abb. 4). Durch den Rückzug des Gletschers und/oder Schwankungen der Abflussmengen und der Sedimentlast kann der Sander eingetieft werden, was zur Bildung von **Terrassen** führt. Dasselbe gilt weiter unten in den Tälern, wo die ursprüngliche postglaziale Sedimentverfüllung in der Regel später erodiert wird, wodurch eine sogenannte fluvioglaziale Terrasse entsteht (Abb. 5), die gegenüber der Höhe des heutigen Flussbetts und gegenüber den in die fluvioglaziale Terrasse eingeschnittenen, sogenannten alluvialen Terrassen (z. B. im Saane-Tal, VD/FR) deutlich höher liegt (Abb. 6).

Zu den Formen, die ein Gletschervorfeld charakterisieren, gehören auch die **Kames** (Begriff schottischen Ursprungs), bei denen es sich um sandig-kiesige Lockermaterialansammlungen an Eis- oder Talflanken handelt. Kames entstehen aus supra- oder paraglazialen Ablagerungen. Sie werden oft mit **Kettles** (Toteislöcher) in Verbindung gebracht. Dabei handelt es sich um kleine Vertiefungen innerhalb der glazialen Sedimentablagerungen, die durch das Abschmelzen von Toteis entstanden sind und manchmal mit Wasser gefüllt sind (Toteissee). Die als **Kamesterrassen** bezeichneten Formen wiederum sind

Sedimentablagerungen, die sich zwischen der Talflanke und dem Gletscherrand abgelagert haben. Aufgrund ihrer ähnlichen Morphologie, insbesondere wegen der steilen Böschungen, werden sie oft mit fluvioglazialen Terrassen verwechselt. Kamesterrassen lassen sich jedoch durch ihr (durch kleine Rutschungen verursachtes) meist unebenes Gefälle sowie durch das Vorhandensein von Kettles (entstanden durch Abschmelzen von Toteis innerhalb der Ablagerungen) von fluvioglazialen Terrassen unterscheiden. Eine weitere charakteristische Form der Gletschervorfelder sind die **Esker** (irisches Wort für «Kamm»). Diese wallartigen, oft geschwungenen Ablagerungsformen entstehen durch das Auffüllen von intra- oder subglazialen Schmelzwasserkanälen mit Sediment (Abb. 7).



Fig. 1 – Partie frontale, avec portails glaciaires, du glacier de Tourtemagne (Turtmantal, VS).

Abb.1: Zungenbereich und Gletschertore des Turtmanngletschers (Turtmantal, VS).

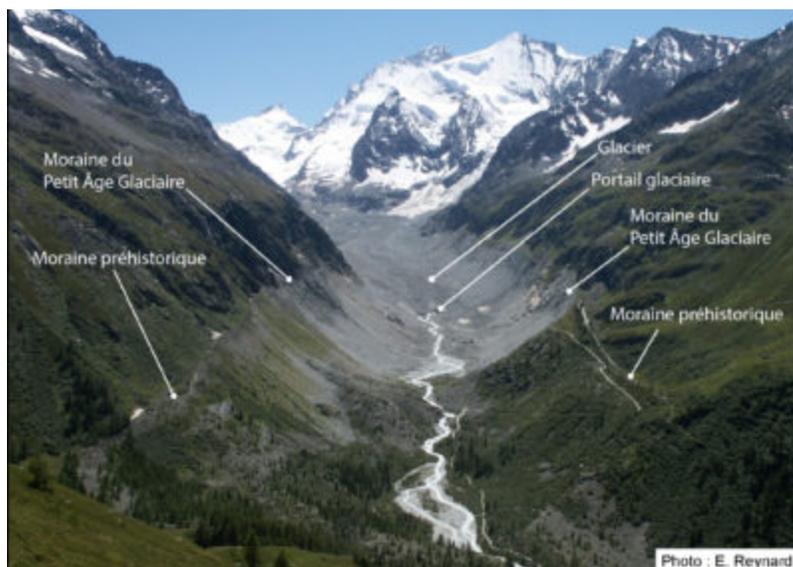


Fig. 2 – Marge proglaciaire du glacier de Zinal, délimitée par le complexe des moraines préhistoriques et historiques. Les moraines historiques datent du Petit Âge Glaciaire (Val de Zinal, VS).

Abb.2: Vorfeld des Zinalgletschers, begrenzt durch den Komplex aus prähistorischen und historischen Moränen. Die historischen Moränen stammen aus der Kleinen Eiszeit (Zinal-Tal, VS).



Fig. 3 – Un sandur au Vatnajökull (Islande).

Abb.3: Ein Sander im Vorfeld des Vatnajökull (Island).



Fig. 4 – Cours d'eau tressé dans le sandur du glacier de Tourtemagne (Turtmantal, VS).

Abb.4: Verzweigter Gerinneverlauf im Sander unterhalb des Turtmangletschers(Turtmantal, VS).



Fig. 5 – Terrasses sur la commune de Haut-Intyamou (Haute Gruyère, FR). Le niveau supérieur correspond à des dépôts d'épandage fluvioglacière du glacier de l'Hongrin, aujourd'hui disparu, tandis que les niveaux inférieurs sont des terrasses alluviales de la rivière de l'Hongrin.

Abb.5: Terrassen in der Gemeinde Haut-Intyamou (Haute Gruyère, FR). Die oberste Terrasse entspricht fluvioglazialen Ablagerungen einer ehemaligen Schwemmebene des heute verschwundenen Hongrin-Gletschers, während die unteren Terrassen alluvialen Ursprungs des Hongrin-Flusses sind.

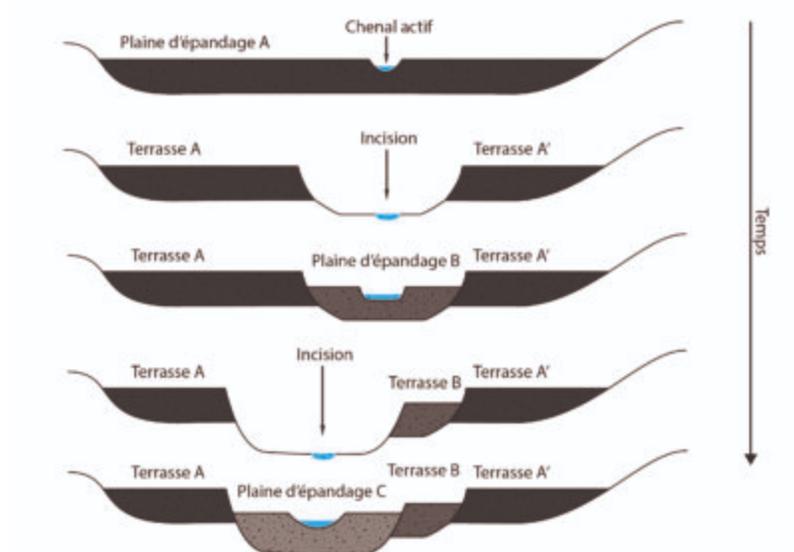


Fig. 6 – Formation de terrasses fluvioglacières (modifié d'après Lowe et Walker, 1984).

Abb.6: Bildung von fluvioglazialen Terrassen (verändert nach Lowe und Walker, 1984).



Fig. 7 – Remplissage fluvi-glaciaire d'un esker de la calotte jurassienne au Brassus (Vallée de Joux, VD).

Abb.7: Fluvioglaziale Füllung eines Eskers der jurassischen Eiskappe in Le Brassus (Vallée de Joux, VD).

3.3 Glaziolakustrine Ablagerungen

 geomorphologie-montagne.ch/de/3-4-glaziolakustrine-ablagerungen/

Die glaziolakustrine Sedimentation betrifft Seen, die von der Gletscherdynamik beeinflusst werden (Abb. 1). Dieser Einfluss kann direkt sein, wenn sich ein See (noch) in direktem Kontakt mit dem Gletscher befindet (Eisrandsee), oder indirekt, wenn ein See mit Gletscher-Schmelzwasser gespeist wird.

Im ersten Fall entspricht die Sedimentation derjenigen eines jeglichen Sees (z. B. mit der Bildung von Deltas). Solche Ablagerungen werden jedoch häufig durch die Gletscherdynamik verformt (Abb. 2). Die zweite Gruppe betrifft alle Seen, die in vom Gletscher erodierten Übertiefungen (Abb. 3) oder hinter Endmoränenbögen entstehen. Beispiele für Seen, die in glazialen Übertiefungen der Eiszeitengletscher entstanden sind, sind der Genfersee, die Seen am Jurasüdfuss (Neuenburgersee, Bielersee usw.) sowie die Seen am nördlichen Alpenrand (Thunersee, Brienersee, Vierwaldstättersee usw.).

Die Korngrößenverteilung der Sedimenteinträge in die Seen hängt von den Schwankungen der fluvioglazialen Dynamik ab (tägliche und jahreszeitliche Schwankungen der Abflüsse des Gletscherbachs). Diese Wechsel führen zur Entstehung von Laminiten, die entweder aus den täglichen oder den jahreszeitlichen Schwankungen der Sedimenteinträge resultieren. Im zweiten Fall wechseln sich in diesen als **Varven** bezeichneten Seesedimentschichten feine Ablagerungen (Entstehung im Winter, wenn die Abflüsse sehr gering sind) und gröbere Ablagerungen (abgelagert im Sommer, wenn die Abflüsse höher sind) ab.



Fig. 1 – Marge proglaciaire fortement aménagée du glacier de Moiry (Val de Moiry, VS).

Abb.1: Dynamisches Vorfeld des Moiry-Gletschers (Val de Moiry, VS).



Fig. 2 – Sédimentation glacio-lacustre avec formation d'un delta dans la marge proglaciaire du glacier du Mont Miné (Val d'Hérens, VS).

Abb.2: Glaziolakustrine Sedimentation mit Deltabildung im Vorfeld des Mont Miné Gletschers (Val d'Hérens, VS).



Fig. 3 – Exemple de lac d'ombilic : le lac Lioson (VD).

Abb.3: Beispiel eines in einer glazialen Übertiefung entstandenen Sees (hier ein Karsee): Lioson-See (VD).