

Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis : eine morphologische Studie

Autor(en): **Wagner, Gerhart**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **58 (2001)**

PDF erstellt am: **06.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-323449>

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.

GERHART WAGNER*

Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis

Eine morphologische Studie

Inhalt

Einleitung	64
1. Allgemeines über Mittelmoränen	64
2. Mittelmoränen heutiger und historischer Gletscher im Wallis	68
2.1 Grosser Aletschgletscher	69
2.1.1 Heutige Mittelmoränen	69
2.1.2 Mittelmoränen der Kleinen Eiszeit	70
2.2 Fiescher Gletscher	70
2.3 Gornergletscher	71
2.4 Zmuttgletscher	71
3. Mittelmoränen prähistorischer Stadien	72
3.1 Grosser Aletschgletscher	72
3.1.1 Moraines intermédiaires	72
3.1.2 Moraines basses	73
3.2 Fiescher Gletscher	77
3.2.1 Moraines intermédiaires	77
3.2.2 Moraines basses	79
3.3 Langgletscher	80
3.4 Rossbodengletscher	81
3.4.1 Moraines intermédiaires	81
3.5 Gletscher der Visper Täler	82
3.5.1 Moraines intermédiaires	82
3.5.2 Moraines basses	83
3.5.3 Moraines anciennes	83
3.6 Gletscher des Val d'Anniviers	86
3.6.1 Moraines intermédiaires	86
3.7 Gletscher des Val d'Hérens und d'Hérémente	87
3.7.1 Moraines intermédiaires	87
3.7.2 Moraines basses	88
3.8 Gletscher der Drances-Täler	88
3.8.1 Moraines intermédiaires	88
3.8.2 Moraines basses	90
3.8.3 Moraines anciennes	92
3.9 Weitere Mittelmoränenbildungen	93
Zusammenfassung/Résumé/Abstract	94
Literatur	96

* Adresse des Autors: DR. GERHART WAGNER, Im Baumgarten 10, CH-3066 Stettlen

Einleitung

Die Walliser Gletscher haben in den späten Rückzugsstadien der letzten Eiszeit und in den Gletscherhochständen der «Kleinen Eiszeit» (17.–19. Jahrhundert) viele und teilweise sehr eindrückliche Moränen hinterlassen. Sie sind durch BURRI 1974, WINISTORFER 1977 und AUBERT 1980 gründlich untersucht und beschrieben worden. Die vorliegende Studie geht von den Arbeiten dieser drei Autoren aus. BURRI unterscheidet im Wallis zwei Hauptstadien und verwendet für sie die Begriffe «stades des moraines intermédiaires» und «stades des moraines basses». Sie liegen zwischen den «moraines historiques» und den «stades anciens». BURRI korreliert diese Bezeichnungen folgendermassen mit den konventionellen Stadien:

Stades des moraines élevées (historiques) – Kleine Eiszeit,
 Stades des moraines intermédiaires – Daun,
 Stades des moraines basses – Dryas supérieures,
 Stades des moraines anciennes – Würm-Rückzugsstadien (Bühl, Gschnitz).

Die von BURRI eingeführten Bezeichnungen sind von WINISTORFER und AUBERT übernommen worden. WINISTORFER fügt aber zwischen den «moraines basses» und den Würm-Stadien noch ein Stadium «moraines basses à l'extérieur des vallées» ein.

In der vorliegenden Studie geht es nicht darum, neue Moränenstrukturen nachzuweisen, sondern darum, ein bisher kaum beachtetes morphogenetisches Element in die Diskussion einzubringen: die Aufschüttungen von *Mittelmoränen* an den Stellen, wo sie das Gletscherende oder den Gletscherrand erreichten. Manche der bekannten, aber bisher schwer erklärbaren Strukturen erhalten damit eine neue und plausible Interpretation. Insbesondere wird verständlich, warum die meisten der bekannten Moränenstrukturen nicht linearen, sondern mehr punktuellen Charakter haben, das heisst als lokale Terrassen, Einzelhügel oder kurze, nach rückwärts ins Leere streichende Wälle auftreten und nur selten als lange, ± homogene Wälle.

1. Allgemeines über Mittelmoränen

Mittelmoränen gehören zum Charakterbild heutiger Gletscher (*Abb. 1*). Wenn zwei Talgletscher zusammenfliessen, bilden sie einen vereinten Eisstrom. An der Vereinigungsstelle ihrer Innenseiten entsteht aus dem lateralen Oberflächenschutt der beiden Gletscher eine Mittelmoräne. Stösst ein dritter Gletscher dazu, so entsteht in gleicher Weise eine zweite Mittelmoräne. Ein aus n Talgletschern bestehendes Eisstromsystem besitzt also $n-1$ Mittelmoränen. Jede erhält den Schutt von zwei ursprünglichen Seitenmoränen, abzüglich des Anteils, der an der Ansatzstelle liegen bleibt und dort charakteristische Strukturen bilden kann. Diese werden in unserer Studie nicht einbezogen.

Mittelmoränen, deren Entstehungspunkt *unterhalb* der Gleichgewichtslinie der beteiligten Gletscher liegt, werden von EYLES & ROGERSON 1978 als «*ice-stream interaction medial moraines*» bezeichnet. Liegt der Zusammenfluss der beiden Parental-

gletscher *über* der Gleichgewichtslinie, so verschwindet das Moränenmaterial vorerst unter einer Firnschicht. Infolge der Oberflächenablation und des schon von AGASSIZ 1840 (S. 104) beschriebenen Effektes, wonach ins Innere des Firns geratene Blöcke durch einsickerndes und wieder gefrierendes Schmelzwasser an die Oberfläche zurückbefördert werden («*Le glacier ne souffre aucun corps étranger dans son intérieur*»), erscheint es aber im Zehrgebiet wieder an der Oberfläche und bildet dann ein ebenso charakteristisches oberflächliches Längsband wie bei den «ice-stream interaction medial moraines». Solche Mittelmoränen bezeichnen EYLES & ROGERSON 1978 als «*ablation dominant medial moraines*». Mittelmoränen beider Typen haben einen individuellen Charakter in dem Sinne, dass sie von zwei bestimmten Teilgletschern (ihren «Parentalgletschern») stammen und aus dem Gesteinsmaterial der beiden entsprechenden Einzugsgebiete bestehen. Da sich die Eiskörper nicht vermischen, führen auch die Mittelmoränen das von ihren beiden «Parentalgletschern» stammende «Erbgut» getrennt nebeneinander. Mittelmoränen bzw. die beiden Seiten einer und derselben Mittelmoräne können sich daher in ihrem Gesteinsmaterial voneinander unter-



Abbildung 1: Der Eiskomplex des Gornergletschers setzt sich aus zahlreichen Teilgletschern zusammen. Die Mittelmoränen beginnen teils unterhalb, teils oberhalb der deutlich erkennbaren Firnlinie. Eine grosse Mittelmoräne ufert rechtsseitig, eine andere linksseitig an der Hauptzunge aus. In der Bildmitte oben das Monte-Rosa-Massiv. (Foto E. Schulthess vom 13.9.1974, aus SWISS PANORAMA, Artemis-Verlag 1982).



Abbildung 2: Der Glacier du Brenay im Val de Bagnes besitzt zwei terminal endigende grosse Mittelmoränen. Beide zeigen die typische keilförmige Verbreiterung gegen ihr Ende. Im Hintergrund La Serpentine und die Firnkuppe der Pigne d'Arolla. (Foto A. Wipf).

scheiden. Sie können ihre Identität über beliebig lange Fliessstrecken beibehalten und auch spaltenreiche Strecken überstehen.

Wegen der Schattenwirkung des Schuttes ist die Oberflächenablation unter der Mittelmoräne reduziert. Das hat zur Folge, dass sich diese von ihrer Entstehungsstelle an, wo sie in der Regel zuerst eingetieft ist, allmählich über die Eisfläche erhebt: Selbst bei geringer Schuttbedeckung kann so unter der Mittelmoräne ein Eiskamm von 10–30 m Höhe entstehen. Gegen das Zungenende kommt es infolge der abnehmenden Fliessgeschwindigkeit bei gleich bleibender Schuttmenge zu einer Stauwirkung. Diese, verbunden mit seitlichem Abrutschen vom immer höheren Eiskamm, bewirkt eine Verbreiterung des Schuttstreifens und damit die charakteristische Keilform der Mittelmoränen vor ihrem Ende (Abb. 2).

Zwei oder mehr benachbarte Mittelmoränen können sich irgendwo auf dem Eisstrom vereinigen und eine doppelte bis mehrfache Mittelmoräne bilden. So entstehen einige wenige Hauptstränge, oder die Mittelmoränen vereinigen sich sogar bis zur vollständigen Schuttbedeckung des Eises. Dies ist heute beispielsweise der Fall bei Oberaletsch-, Fiescher- und Zmuttgletscher, Glacier de Zinal, Glacier de Tsijore Nouve u.a. (Abb. 3).

Einfache und mehrfache Mittelmoränen erreichen den Eisrand in Abhängigkeit von der Stärke ihrer Parentalgletscher und vom Grundrelief entweder

- terminal: Die Mittelmoräne erreicht das Zungenende; oder
- lateral: Die Mittelmoräne ufer seitlich aus und kann sich über eine kürzere oder längere Strecke als sekundäre Seitenmoräne fortsetzen; oder
- auf einem Nunatak.

Bei ihrer Mündung, das heisst an der Stelle, wo die Mittelmoräne den Eisrand erreicht, wird ihr Schutt angehäuft. Dadurch entstehen bei stationären Gletscherständen sedimentologisch komplizierte, aber morphologisch charakteristische Akkumulationen. Ein Teil des Moränenmaterials wird vom Schmelzwasser verschwemmt. Dadurch werden Mittelmoränen zu Hauptlieferanten für prä- und paraglaziale Schotterbildungen.

Merkwürdigerweise findet sich der Begriff «Mittelmoräne» in der alpinen Quartärliteratur nach PENCK & BRÜCKNER 1909 nur ganz sporadisch. Auch bei den genannten Arbeiten von BURRI, WINSTORFER und AUBERT taucht er kaum auf.

Die fast vollkommene Abwesenheit von Mittelmoränen in der Quartärliteratur des 20. Jahrhunderts kann auf die schon von PENCK 1886 ausgesprochene und von PENCK & BRÜCKNER 1909 für alle alpinen Gletscher zementierte Behauptung zurückgeführt werden, dass «*der Hauptgesteinstransport... nicht auf dem Rücken der Gletscher, sondern unter deren Sohle durch die Grundmoräne*» vor sich gehe (l.c. S. 93 und

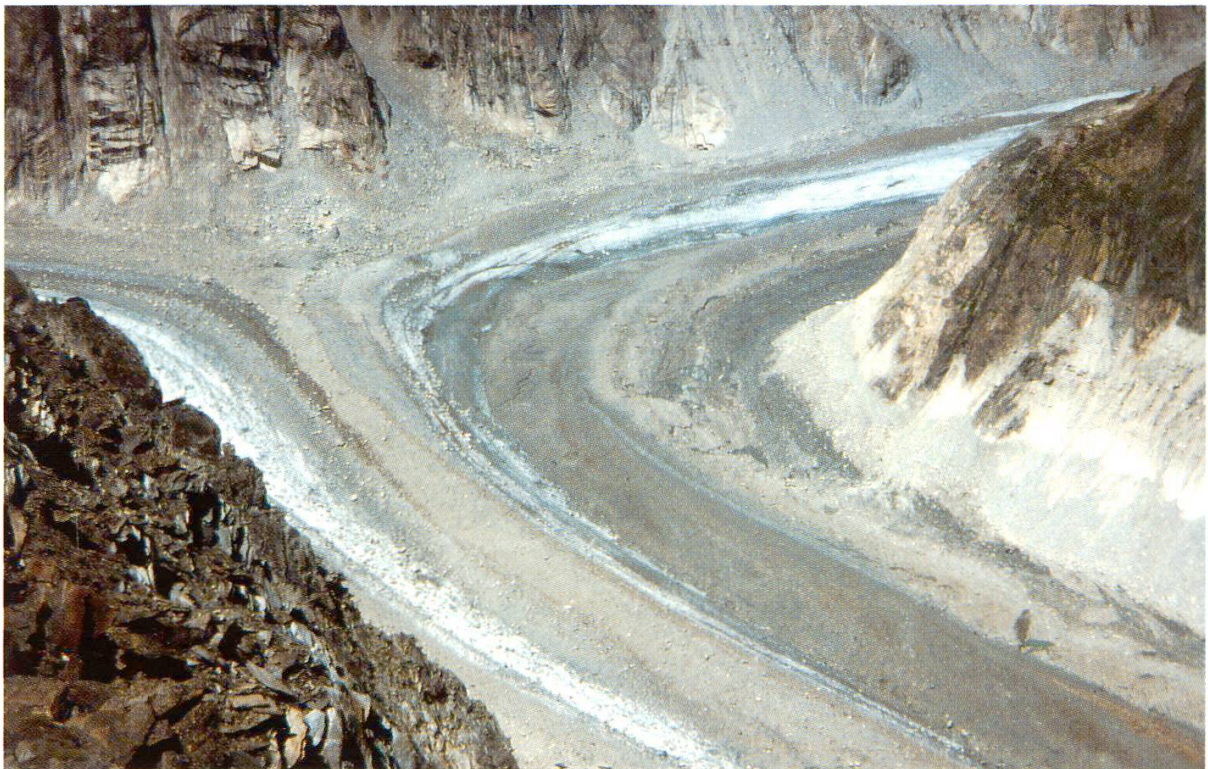


Abbildung 3: Beispiel einer \pm vollständig schuttbedeckten Gletscherzunge: Der Oberaletschgletscher beim Zusammenfluss mit dem Beichgletscher (links im Bild), gesehen vom Sparrhorn. Beide Gletscher führen schon vor ihrem Zusammenfluss Mittelmoränenkomplexe. (Foto G. Wagner 1998).

S. 116). Diese Feststellung muss zumindest für die aus den Hochalpen stammenden Gletscher der Schweiz als Fehldiagnose eingestuft werden. Welch potente Schuttförderbänder Mittelmoränen darstellen, davon können wir uns sowohl bei unsern rezenten Gletschern wie bei ihren historischen und prähistorischen Aufschüttungen an vielen Orten eindrücklich überzeugen. Vielfach sind es gerade die imposantesten Quartärstrukturen, die sich bei genauerem Zusehen als Mittelmoränen erweisen. Es ist auch ganz und gar nicht vorstellbar, wie die enormen, aus dem Wallis stammenden Schottermassen, die heute im Gebiet des eiszeitlichen Rhonegletschers das schweizerische Mittelland bedecken, als Grundmoränen aus dem Genferseebecken hätten herausbefördert werden können. Vielmehr muss angenommen werden, dass der eiszeitliche Rhonegletscher, der im Höchststadium der Würmeiszeit das Mittelland bis in den Oberaargau bedeckte, zahlreiche mächtige Mittelmoränen besessen hat, ja, dass er in den späteiszeitlichen Stadien auf dem grössten Teil seiner Breite schuttbedeckt gewesen ist. Die Mittelmoränen lieferten das Ausgangsmaterial für die grossen Schotter-schüttungen im Mittelland.

Über Mittelmoränen heutiger Alpengletscher existieren kaum systematische Studien. Eine löbliche Ausnahme machen da zwei Arbeiten angelsächsischer Autoren über Walliser Gletscher: SMALL et al. 1979 und GOMEZ & SMALL 1985. Sie beschreiben die Mittelmoränen der Arolla-Gletscher und des Glacier de Tsijiore Nouve. Eine Typologie von Mittelmoränen gibt die Arbeit von EYLES & ROGERSON 1978 an kanadischen und norwegischen Beispielen.

Über Mittelmoränen des eiszeitlichen Rhonegletschers im schweizerischen Mittelland wurde in der Studie WAGNER 1997 und 2001 berichtet. In der vorliegenden Arbeit beschränken wir uns auf Mittelmoränen der späteiszeitlichen Rückzugsstadien sowie der historischen Gletscherstände im Wallis.

2. Mittelmoränen heutiger und historischer Gletscher im Wallis

Zahlreiche heutige Walliser Gletscher erhalten gerade durch ihre Mittelmoränen ihr charakteristisches Aussehen. Jedem Bergwanderer sind auch die mächtigen Seitenmoränenwälle bekannt, die sich in einer gewissen Entfernung vom heutigen Eis entlang der meisten Gletscher verfolgen lassen und die oft für das Anlegen von Bergwegen benutzt wurden, sei es, dass der Weg über den Kamm der Moräne führt oder dass er die zwischen der Moräne und dem Berghang liegende Längsmulde benutzt. Diese Moränen sind in der «Kleinen Eiszeit» entstanden, das heisst in der Zeit der grossen Gletschervorstösse des 17. und des 19. Jahrhunderts (der grössten seit Ende der Eiszeit!). Nach der Mitte des 19. Jahrhunderts ging die «Kleine Eiszeit» in die bis heute anhaltende Zeit allgemeinen Gletscherschwundes über. Wir bezeichnen die Moränen der «Kleinen Eiszeit» mit BURRI als *historische Stadien* («*stades historiques*», «*moraines élevées*»), die älteren, späteiszeitlichen gesamthaft als *prähistorische Stadien*. Aus allen Stadien sind neben den Seiten- und Stirnmoränen auch markante Mittelmoränenbildungen vorhanden.

2.1 Grosser Aletschgletscher

LK 1269 Aletschgletscher und 1249 Finsteraarhorn, Geologische Karte der Aletschregion 1:50 000

2.1.1 Heutige Mittelmoränen

Weltweit bekannt ist das Bild des Grossen Aletschgletschers (*Abb. 4, 7*) mit seinen zwei markanten Mittelmoränen, welche am Konkordiaplatz beim Zusammenfluss des Grossen Aletschfirns, des Jungfraufirns und des Ewigschneefälts am Südfuss des Kranzbergs bzw. des Trugbergs entstehen. Die vom Trugberg stammende linksseitige Mittelmoräne ufert heute bei den Chätzulechern aus. Die vom Kranzberg stammende rechtsseitige erreicht das Zungenende und endet über der Massaschlucht.

Von den drei Teilgletschern ist der vom Grossen Aletschfirn stammende rechtsseitige mit einem Einzugsgebiet von etwa 30 km² der grösste. Die beiden andern haben Einzugsgebiete von je etwa 20 km². Auf dem rechtsseitigen Teilgletscher entfalten sich im Zungenendgebiet zwei weitere, kleinere Mittelmoränen. Auf der Gletscherzunge



Abbildung 4: Der Grosse Aletschgletscher, gesehen vom Aufstieg zum Sparrhorn. Die grosse Mittelmoräne endet terminal über der Massaschlucht. Die kleinere südliche Mittelmoräne ufert über der Bildmitte aus (Pfeil links). Der Pfeil rechts zeigt den Ort (Punkt 2029 im nördlichen Aletschwald), wo sie in der «Kleinen Eiszeit» ausuferte und die in *Abbildung 5* sichtbaren Strukturen schüttete. (Foto G. Wagner 1998)

oberhalb des Märjelensees finden sich neben den beiden Hauptmittelmoränen mehrere wenig ausgeprägte dunkle Längsstreifen. Sucht man den Ursprung dieser kleinen sekundären Mittelmoränen, die erst im Zungengebiet sichtbar werden, so kommt man auf die Teilfirnfelder, welche die genannten drei Hauptfirnfelder aufbauen bzw. auf Felsgrate, welche in die Firne hineinragen. Am deutlichsten ist dies beim Grossen Aletschfirn festzustellen, der sich aus drei auf der Landeskarte mit Namen versehenen Teilfirnen aufbaut: dem Äbeni-Flue-Firn, dem Gletscherhornfirn und dem Kranzbergfirn. Die Felsgrate, welche diese drei Teilfirne voneinander trennen – es sind die SE-Grate von Äbeni Flue und Gletscherhorn –, liefern den Schutt und den Felsgrus, aus dem kleine Mittelmoränen entstehen. Da ihr Ursprung weit über der Gleichgewichtslinie (der Firnlinie) liegt, kommen sie erst im Zungengebiet zum Vorschein, teils infolge der Oberflächenablation («ablation dominant medial moraines», vgl. S. 65), teils infolge des schon erwähnten «Agassiz-Effektes», durch den Gesteinsmaterial aus dem Innern des Gletschers an die Oberfläche zurückgeschafft wird. – Die Mittelmoräne zwischen dem Ewigschneefäld und dem Grüneggfirn ufert schon weit oberhalb von Märjelen aus und wird zur sekundären Seitenmoräne.

2.1.2 Mittelmoränen der Kleinen Eiszeit

Die grössere westliche (rechtsseitige) der beiden Hauptmittelmoränen des Grossen Aletschgletschers, die Kranzbergmoräne, endigt heute – und endigte wohl schon in der «Kleinen Eiszeit» – am Zungenende in der Massaschlucht (*Abb. 4*). Dort konnten keine charakteristischen Aufschüttungen entstehen. Die kleinere östliche (linksseitige) Mittelmoräne, die Trugbergmoräne, erreicht die Massaschlucht nicht, sondern ufert heute unterhalb der Chatzulecher in einem wilden Eis- und Trümmerchaos seitlich aus. Rekonstruiert man die Stelle, wo sie während der «Kleinen Eiszeit» den Eisrand erreicht haben muss, so kommt man auf das hügelige Gebiet mit P. 2029 und P. 2051 (auf älteren Karten 2023.4). Dort liegen in der heutigen Landschaft tatsächlich einige schöne, in der Fliessrichtung etwas ansteigende kurze Moränenwälle (*Abb. 7: Kl. E.*). Sie zeigen die typische Form der Aufschüttung einer lateral ausufernden Mittelmoräne (*Abb. 5*).

2.2 Fiescher Gletscher

LK 1269 Aletschgletscher, Geologische Karte der Aletschregion 1:50 000

Der heutige Fieschergletscher besitzt eine Haupt- und mehrere kleinere Mittelmoränen, die sich auf der Endzunge zu einer einzigen flächendeckenden Obermoräne vereinigen. Die Hauptmittelmoräne hat ihren Ursprung bei der Einmündung des Galmigletschers am Südfuss des Finsteraarhornes. Sie wird durch dieses sowie durch die beidseitigen Felshänge der Finsteraarhornkette sehr reich mit Felsschutt alimentiert. In der «Kleinen Eiszeit» endigte die wohl auch damals nahezu auf der ganzen Breite schuttbedeckte Zunge in der Wysswasserschlucht. In diesem wild zerklüfteten Umfeld



Abbildung 5: Endaufschüttungen der südlichen Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers aus der «Kleinen Eiszeit» bei Punkt 2029 (Koord. 646,45/139,0) im nördlichen Aletschwald. Vgl. Abb. 4 und 7. (Foto 1998)

konnten keine charakteristischen Moränenstrukturen entstehen. Für die Stadien der «moraines intermédiaires» und der «moraines basses» ergibt sich jedoch eine ähnliche Situation wie für den Aletschgletscher (vgl. 3.2).

2.3 Gornergletscher

LK und Geologisches Atlasblatt 1348 Zermatt

Die zahlreichen Mittelmoränen dieses komplexesten Eisstromsystems der Alpen sind schon von AGASSIZ 1840 ausführlich dargestellt worden. Die Mittelmoränen zwischen den Eisströmen Gorner- und Grenzgletscher sowie zwischen Zwillings- und Schwärzeglletscher lassen sich nach vollständiger Ausaperung im Spätsommer bis an ihre Ursprungsstellen verfolgen (Abb. 1). Das gilt nicht für die Mittelmoräne im Gornergletscher noch für diejenige zwischen Grenz- und Zwillingsgletscher. Verfolgen wir diese bergwärts, so verschwinden sie auch im Spätsommer im Eis oder Firn. Es ist aber nicht schwer, durch «Rückwärtsextrapolation» im Gelände ihre Ursprungspunkte an den Vereinigungsstellen von je zwei Firnfeldern aufzufinden.

2.4 Zmuttgletscher

LK 1347 Matterhorn

Das System des Zmuttgletschers wird von drei grossen Firngebietern genährt: Schönbiel-, Stockji- und Tiefmattengletscher. Im Zungengebiet bedeckt heute der Schutt der

grossen, bei der Vereinigung dieser Hauptströme entstehenden Mittelmoränen zusammen mit einigen kleineren die ganze Gletscherbreite. Unter dem Schutt sind die Eiskämme der einzelnen Mittelmoränen erkennbar. Das heutige Vorfeld des Gletschers, das Zungenendgebiet der «Kleinen Eiszeit», weist in den durch die Kraftwerkbauten nicht veränderten Teilen den Charakter einer «Hummocky-Moraine»-(«Buckelmoränen»-)Landschaft auf. Dies ist die typische Landschaftsform, die von vollständig schuttbedeckten Eiszungen («debris-mantled glacier snouts» nach BENN & EVANS 1998) hinterlassen wird. Es finden sich keine Querwälle, wohl aber bei P. 2200 (Koord. 618,55/095,05) zwei ausgeprägte kurze Längswälle aus reinem, kantigem Obermoränenschutt (*Abb. 6*), Endaufschüttungen der zwei Mittelmoränen-Hauptkämme. Seitenmoränen aus der «Kleinen Eiszeit» sind erkennbar, treten jedoch an Mächtigkeit hinter den Mittelmoränen zurück.



Abbildung 6: Endaufschüttungen von zwei Mittelmoränen aus der «Kleinen Eiszeit» im heutigen Vorfeld des Zmuttgletschers. Sie zeigen die typische Walfischform. Fliessrichtung von links unten nach rechts oben. Im Hintergrund der Findelengletscher. (Foto 1998)

3. Mittelmoränen prähistorischer Stadien

3.1 Grosser Aletschgletscher

LK 1269 Aletschgletscher, LK und Geologisches Atlasblatt 1289 Brig, Geologische Karte der Aletschregion 1:50 000

3.1.1 Moraines intermédiaires

Als Wanderer im Aletschwald kennt und schätzt man den «Moränenweg», jenen Weg, der hinter der Riederfurka beginnt und von dort aus über eine Strecke von gut zwei

Kilometern einem ebenso markanten wie wechselhaften, streckenweise doppelten Moränenwall folgt und von 2050 m allmählich auf 2200 m ansteigt. Dort, beim Weg, der von der Moosfluh herunterkommt, endigt dieser Wall – er hat im Gelände keine Fortsetzung mehr, sondern streicht nach rückwärts in die Luft hinaus: Es ist die Stelle, wo die östliche Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers, die Trugberg-Moräne, in jenem späteiszeitlichen Stadium festen Boden erreichte. Sie setzte sich von dort als sekundäre Seitenmoräne kilometerweit fort. Dieses Stadium muss von recht langer Dauer gewesen sein und mehrere Schwankungen erfahren haben: Stellenweise ist der Wall deutlich doppelt ausgebildet. Auffällig sind auch Strecken, wo der Wall in der Fliessrichtung ansteigt, eine Erscheinung, wie sie für ausufernde Mittelmoränen typisch und durchaus plausibel ist (vgl. *Abb. 5*).

Wo endigte in jenen Stadien die grössere westliche, die Kranzberg-Mittelmoräne? Um ihre Aufschüttungen zu finden, müssen wir die Gletscherachse über die Massaschlucht bis ins Rhonetal verfolgen. Dort finden wir in der Tat eine wahrhaft imposante Moränenbildung, welche sich als Riegel bis an die Rhone vorgeschoben hat: die Masegga bei Naters (*Abb. 7–9*). Es handelt sich hier um eine der gewaltigsten Moränen unseres Landes. Nur zu unterst, bei den Kraftwerkbauten der Massawerke, ist in der eindrücklichen Struktur gewachsener Fels sichtbar. Die Masegga wurde bisher (AUBERT 1980, Fig. 6 und HANTKE 1980, S. 479) als Seitenmoräne des Grossen Aletschgletschers betrachtet. Seitenmoränen dieses Stadiums sind anderswo durchaus vorhanden: rechtsseitig an den Hängen westlich Naters unterhalb und oberhalb der Felsen, linksseitig in einem dem Felsen aufgesetzten, von Biel (P. 763) nach Bitsch abfallenden und vom Bitschbach durchschnittenen Wall. Die Masegga aber kann nur als Endaufschüttung der grossen Kranzberg-Mittelmoräne verstanden werden. AUBERT 1980 schreibt über diese Struktur (S. 120): «*La complexité de la morphologie de la région fait penser que Masegga est en réalité le vallum latéral droit d'un lobe du glacier qui occupait la région de la gorge actuelle de la Massa.*» Mit dieser interessanten Formulierung – rechte Seitenmoräne eines linken Gletscherlappens – hat eigentlich AUBERT die Interpretation als Mittelmoräne auch schon gegeben.

3.1.2 Moraines basses

Im Stadium der «moraines basses» erreichte der Aletschgletscher, wie AUBERT 1980 feststellte, noch das Haupttal und stiess mit seiner Stirn an den Gegenhang im Gebiet von Ried. In dieser Gegend müssten also auch die Aufschüttungen seiner Mittelmoränen gesucht werden. Man braucht in der Tat nicht lange zu suchen: An den von der neuen Simplonstrasse durchquerten Hängen oberhalb Ried finden sich zwischen 1000 und 1200 m vier frontal aufgestossene Mittelmoränen (*Abb. 7, 8, 10*): die Gmeini Egga (etwa 1200 m), der Burgspitz mit den Punkten 1114 und 1155 sowie die Hügel mit den Punkten 1124 und 1171. Es ist anzunehmen, dass die mächtigste dieser Strukturen, der Hügel Burgspitz, von der Kranzberg-Mittelmoräne aufgeschüttet wurde. Die nördlichste wäre dann der Trugberg-Mittelmoräne zuzuordnen. In jenem Stadium muss

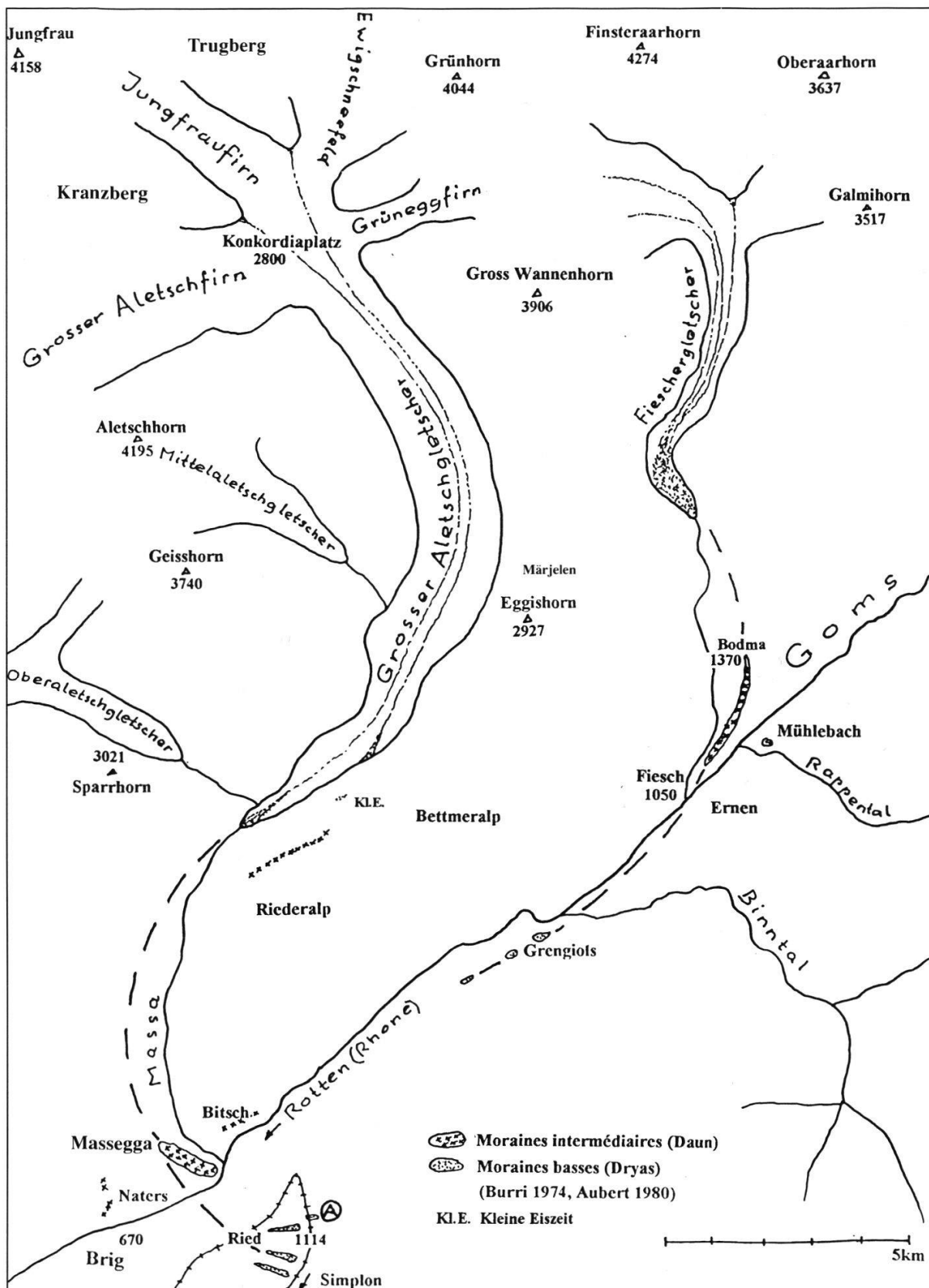


Abbildung 7: Grosser Aletschgletscher und Fieschergletscher mit ihren historischen und prähistorischen Mittelmoränen. Die unterbrochene Linie zeigt die Verbindung der verschiedenen Mittelmoränen-Stadien. (A) = Aufschluss an der Simplonstrasse. Vgl. Abb. 8.

der Eisstrom durch den Zufluss von Mittel- und Oberaletschgletscher und wohl auch der Gletscher aus den Einzugsgebieten Sparrhorn–Hohstock–Unterbächhorn neben den heutigen mehrere weitere grosse Mittelmoränen besessen haben. Diese können die beiden südlichen der genannten Strukturen gebildet haben (P. 1124 und 1171) sowie auch die zwei weiteren Moränengebiete von Wickert (P. 886) und Ägerta (P. 858) links der Saltinaschlucht (ausserhalb von Abb. 8).

Dass alle diese Moränen dem Aletschgletscher und nicht etwa dem Haupttalgletscher zuzuschreiben sind, hat schon AUBERT 1980 (S. 132f.) festgestellt. Er nimmt jedoch an, dass es sich um Erosionsrelikte aus einer einst durchgehenden Moränenmasse handelt (S. 127f.): «...une série de crêtes, perpendiculaires à la pente rocheuse et constituées de matériel morainique. La morphologie de ces épais dépôts, mimant des vallums morainiques n'est en réalité que le résultat de l'érosion par les eaux de ruissellement et des torrents venus de SE.»

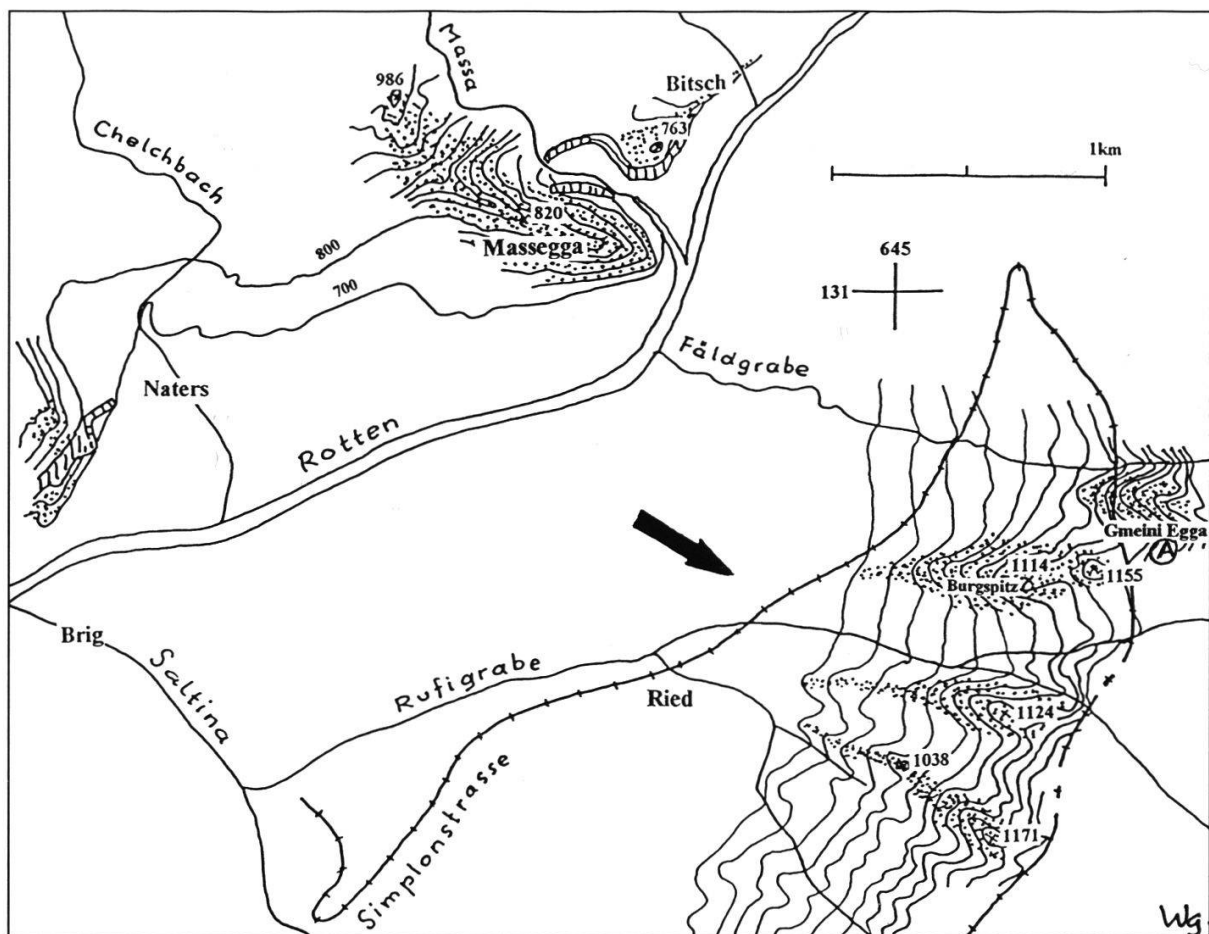


Abbildung 8: Mittelmoränen des Aletschgletschers schütteten in der Zeit der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium) die Masegga zwischen Naters und Bitsch und in der Zeit der «moraines basses» den Hügel Burgspitz und drei weitere frontal dem Gegenhang aufgesetzte Wälle an der heutigen Simplonstrasse. Der Pfeil zeigt die Fliessrichtung des Eises. Moränen punktiert. Atlasblatt 1289 Brig, Äquidistanz der Höhenkurven 20 m. Weitere Erklärungen im Text.

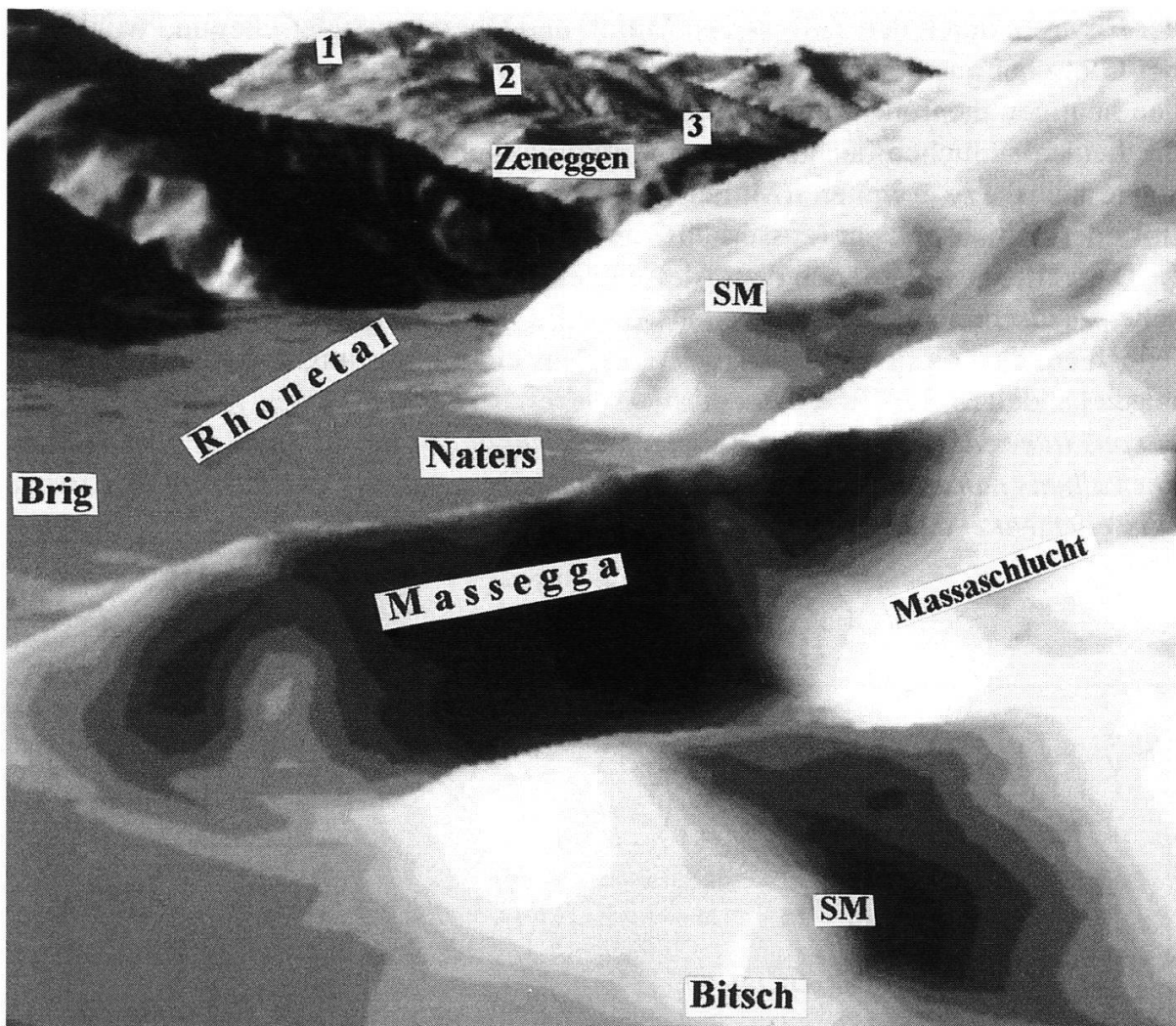


Abbildung 9: Digitales Grundrelief der Masegga, einer Mittelmoräne des Grossen Aletschgletschers aus der Zeit der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium). Zugehörige Seitenmoränen (SM) sind am Hang hinter Naters und auf dem Felsvorsprung bei Bitsch sichtbar. Im Hintergrund sind über Zeneggen die in Abschnitt 3.5.3 beschriebenen Stadien (1–3) von Mittelmoränenauflüchtungen aus dem Matteredal zu erkennen. Panorama konstruiert nach «Atlas der Schweiz interaktiv» © Bundesamt für Landestopographie (BA002538).

Gegen diese Deutung spricht die Tatsache, dass die vier Strukturen weitgehend intakte Formen aufweisen («Vollformen»), die ganz denjenigen von frontal aufgestossenen Mittelmoränen entsprechen. Es sind weder alte noch junge Anrisse zu erkennen, und die Bachgräben haben deutlich Abstand. Der Interpretation als Mittelmoränen entspricht auch AUBERTS sedimentologische Analyse des Strassenaufschlusses am Burgspitz, wo er einen äusserst komplizierten Aufbau feststellt: «*trois dépôts d'aspect totalement différent*» (S. 129). Dies entspricht durchaus den verwickelten Sedimentationsverhältnissen, die sich am Ende von Mittelmoränen-Eiskämmen ergeben.

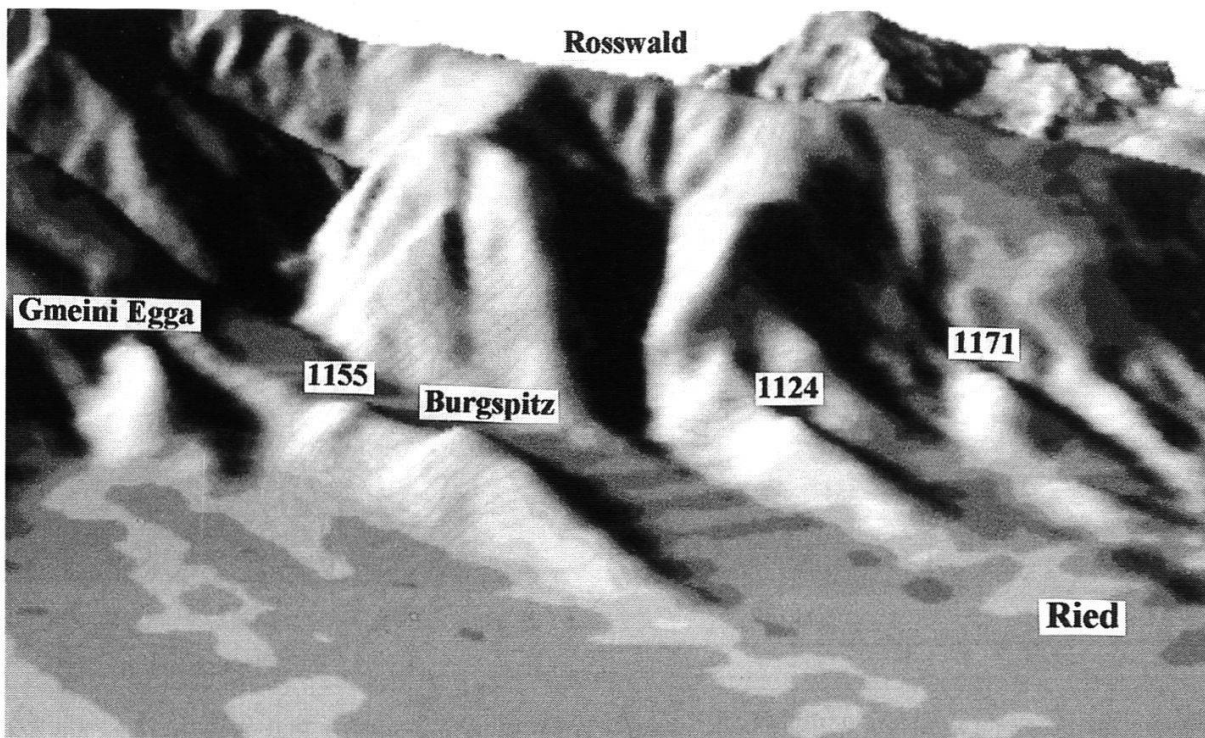


Abbildung 10: Digitales Grundrelief des Gebietes von Ried bei Brig an der heutigen Simplonstrasse mit den vier frontal dem Gegenhang aufgesetzten Mittelmoränen des Aletschgletschers aus der Zeit der «moraines basses». Panorama konstruiert nach «Atlas der Schweiz interaktiv» © Bundesamt für Landestopographie (BA002538).

3.2 Fiescher Gletscher

LK 1269 Aletschgletscher, Geologische Karte der Aletschregion 1:50 000

3.2.1 Moraines intermédiaires

In den Stadien der «moraines intermédiaires» erreichte der Fieschergletscher das Goms am Ausgang des Fieschertals (Abb. 7). Seine Mittelmoräne bildete den mächtigen Längswall, der bei Bodma neben der Mulde von St. Anna auf 1360 m Höhe ansetzt und über Punkt 1243 zum Dorf Fiesch auf 1100 m abfällt (Abb. 11–12). AUBERT 1980 schreibt über diese gewaltige Moränenstruktur (S. 119): «*Son aspect est si caractéristique que Venetz (1858) avait déjà reconnu en elle une moraine latérale. Si cette observation est vraie, elle ne l'est que partiellement. Il suffit de monter sur la crête, par n'importe quel côté, pour constater que le vallum, bien que de dimensions importantes, ne fait que coiffer un noyau rocheux de schistes plaquetés.*»

Obschon der gewachsene Fels hier im Unterschied zur Masegga bei Naters (3.1.1) recht hoch hinaufreicht, stellt die gewaltige, in ihrer Gesamtmorphologie durchaus von Moränen geprägte Struktur doch ein überaus eindruckliches Analogon zu der Masegga dar. Die Analogie geht in 3.2.2 noch weiter.

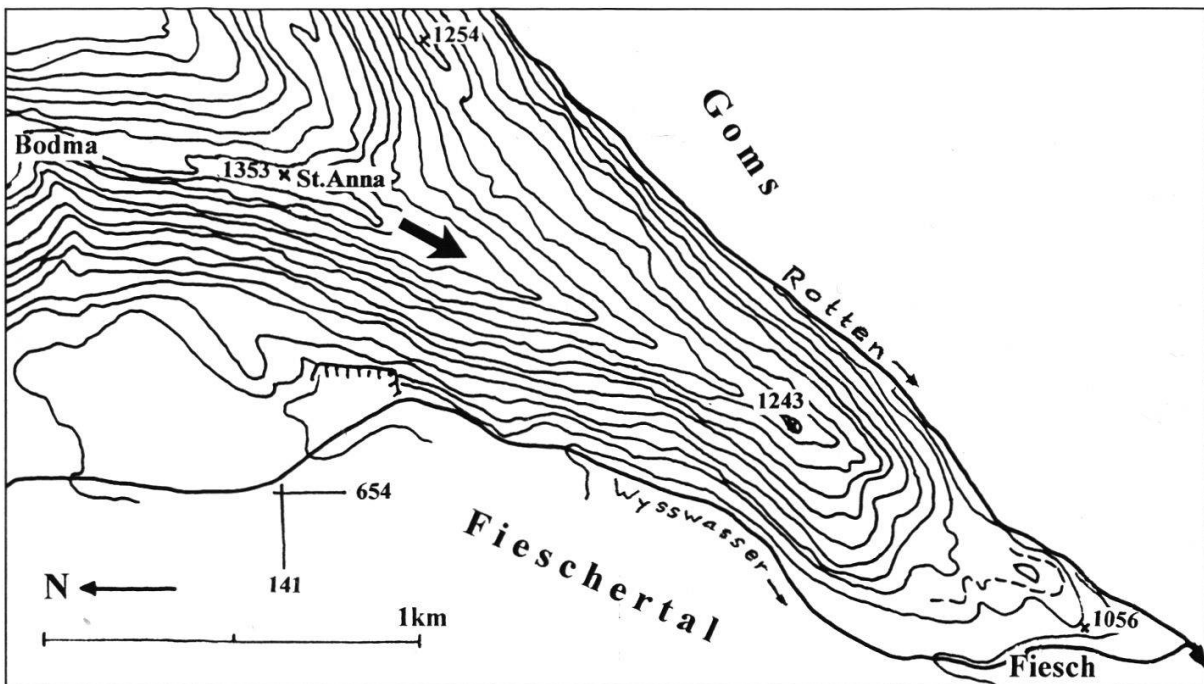


Abbildung 11: Die gewaltige, einem Felssporn aufgesetzte Mittelmoräne des Fieschergletschers aus der Zeit der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium) zwischen Goms und Fieschertal. Der Pfeil zeigt das Ansatzgebiet der Mittelmoräne bei der Mulde von St. Anna. Kartenbild nach LK Blatt 1269 Aletschgletscher 1:25 000. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m.

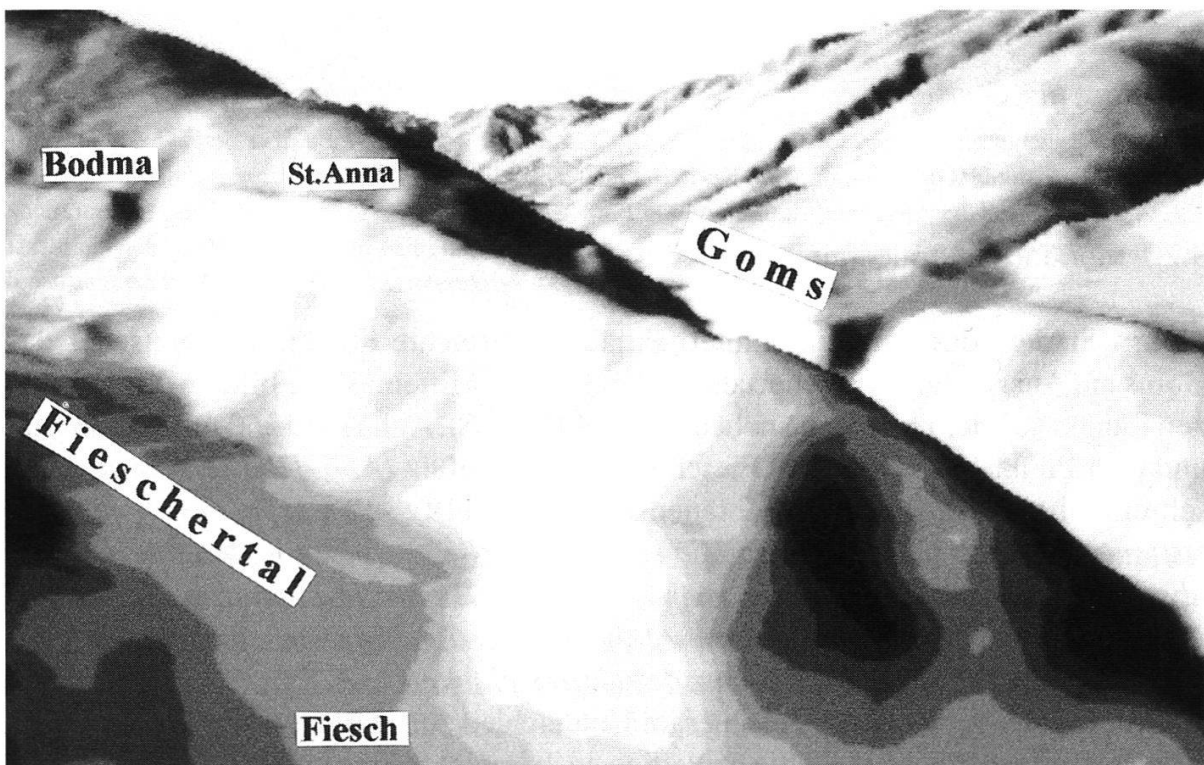


Abbildung 12: Digitales Grundrelief der Fiescher Moräne (Abb. 11) von SW, als Panorama konstruiert nach «Atlas der Schweiz interaktiv» © Bundesamt für Landestopographie (BA002538).

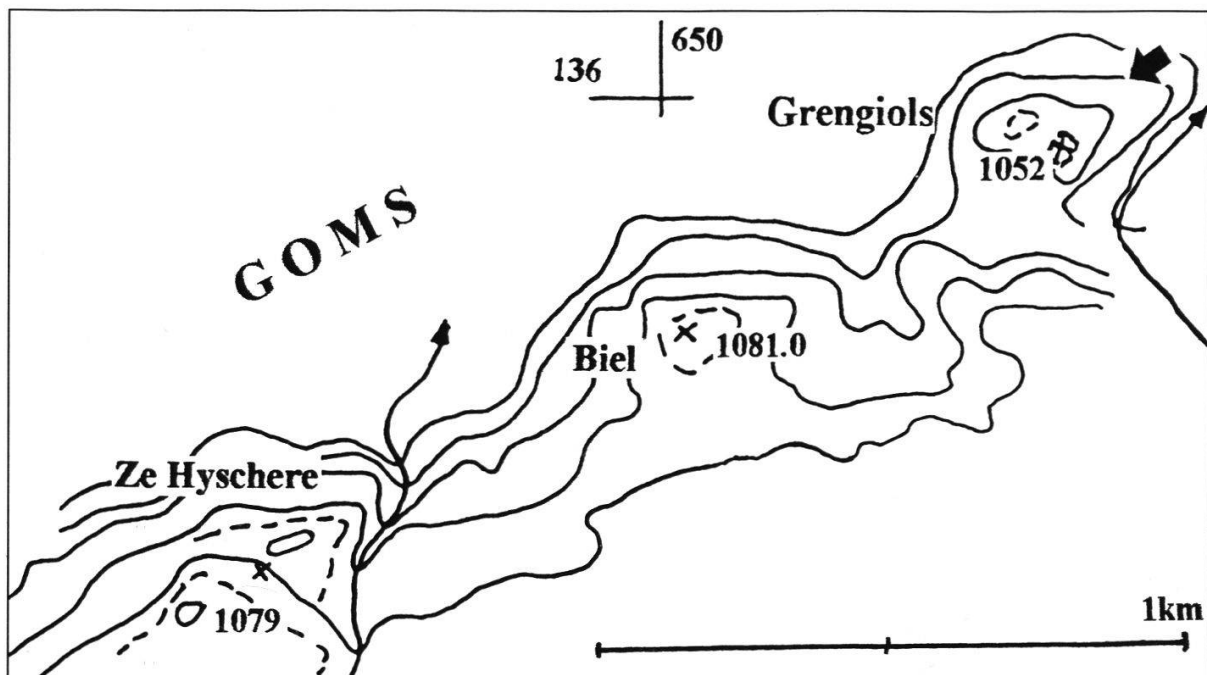


Abbildung 13: In den Stadien der «moraines basses» endigte die Mittelmoräne des Fieschergletschers am Südhang des Haupttals und schüttete die Moränenhügel von Grengiols, Biel und Ze Hyschere. Der Pfeil zeigt die Herkunftsrichtung der Mittelmoräne. Kartenbild nach LK Blatt 1269 Aletschgletscher 1:25 000. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m.

3.2.2 Moraines basses

Im Stadium der «moraines basses», als der Aletschgletscher den Gegenhang des Rhonetals bei Ried erreichte, erstreckte sich der Fieschergletscher im Haupttal bis in die Gegend von Grengiols (Abb. 7, 13). Die markanten Hügel auf der linken Seite des Haupttals im Gebiet von Grengiols–Biel–Ze Hyschere mit den Punkten 1052, 1081.0 und 1079 sind als Aufschüttungen seiner Hauptmittelmoräne zu interpretieren. Sie bilden eine lineare Serie von drei Stadien der «moraines basses». Ihre nach NE ins Leere streichenden «Sporne» zeigen genau die Herkunft der Mittelmoräne, das heisst die Fliessrichtung des Gletschers an.

AUBERT beschreibt auch dieses Hügelplateau als besonders auffällige Struktur. Er sagt darüber (S. 126): «*Ce replat, à 1080 m d'altitude en moyenne, où sont construits les villages de Grengiols et Bister ... frappe par sa morphologie particulière... Cette morphologie fait penser que les glaciers locaux devaient butter contre un obstacle, et que la cote de ce dernier variait. Il s'agit certainement du glacier de Fiesch qui, lors du stade des moraines basses, s'étalait sur le replat de Grengiols-Bister, créant ainsi un barrage.*» Da bei AUBERT die Mittelmoränenoptik fehlt, interpretiert er diese auffällenden Hügel als Bildungen der lokalen Seitengletscher, die durch den im Haupttal liegenden Strom des Fieschergletschers gestaut gewesen wären.

Wo lag in diesen Stadien die Stirne des Haupttalgletschers, des eigentlichen Rhonegletschers? Er kam in jener Zeit nicht über das obere Goms hinaus: AUBERT (S. 112 bzw.

116) sieht seine Stirn für das Stadium der «moraines intermédiaires» in dem markanten Querwall bei Obergesteln, für die Stadien der «moraines basses» – weniger sicher – zwischen Niederwald und Steinhaus. Da der Rhonegletscher keine Mittelmoränen besitzt und auch damals nicht besessen haben kann, sind keine entsprechenden Bildungen zu finden.

3.3 Langgletscher

LK und Geologisches Atlasblatt 1268 Lötschental

Die grosse Mittelmoräne des Langgletschers hat in zwei prähistorischen Stadien schöne Aufschüttungen hinterlassen. Den Stadien der «moraines intermédiaires» ist der mächtige, teilweise doppelte, blockreiche Längswall zuzuordnen, der bei Glet-



Abbildung 14: Blockreiche, doppelte Mittelmoräne des Langgletschers aus der Zeit der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium) bei Gletscherstafel/Fafleralp. (Foto 1998)



Abbildung 15: Mittelmoränen-«Finger» des Langgletschers aus der Zeit der «moraines basses» bei Ried im Lötschental. Fliessrichtung von links nach rechts. (Foto 2000)

schers tafel, 300 m hinter der heutigen Postauto-Endstation Fafleralp, endigt und über den der Wanderweg zum Gletscher verläuft (*Abb. 14*). Die zugehörigen linken Seitenmoränen sind am Hang östlich davon deutlich zu erkennen. Den Stadien der «moraines basses» dürften die markanten Mittelmoränen-Längswälle beim Weiler Ried 1 km unterhalb Blatten zuzuordnen sein (*Abb. 15*). Diese Strukturen sind zu klein, um im Kartenbild aufzufallen, im Gelände aber typisch und überzeugend.

3.4 Rossbodengletscher

LK und Geologisches Atlasblatt 1309 Simplon

3.4.1 Moraines intermédiaires

Der hier zu besprechende Fall ist insofern mit demjenigen des Glacier de Saleina (3.8.1) vergleichbar, als es sich um eine Mittelmoräne zwischen zwei Gletschern handelt, die sich heute nicht mehr berühren: dem Rossbodengletscher und dem Griessernugletscher. Der Ansatz ihrer gemeinsamen Mittelmoräne – aus dem Stadium der «moraines intermédiaires» – ist in der Gäli Egga mit P. 2291 imposant ausgebildet. In diesem Stadium erreichte der vereinte Eisstrom die Gegend des heutigen Simplon Dorf. An ihrem Ende bildete die Mittelmoräne den mächtigen Wall, der N von Simplon Dorf unter einem Winkel von etwa 40 Grad ins Chrummbachtal vorstösst (*Abb. 16*). Er ist im oberen Teil deutlich zweiphasig (zwei parallel verlaufende Kammlinien). Die Mittelmoräne war hier im Begriffe, rechtsseitig auszuufern, das heisst, sich mit der rechten Seitenmoräne zu vereinigen:



Abbildung 16: Doppelte Mittelmoräne des Rossbodengletschers aus der Zeit der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium) nördlich von Simplon Dorf. (Foto 1998)

Nahe südlich neben ihr liegen zwei kleinere, parallel laufende Seitenmoränenwälle. Die linke Seitenmoräne ist kräftig ausgebildet in dem markanten Wall zwischen den Punkten 1647 und 1713 SW Eggen, der sich wahrscheinlich am linken Hang des Chrumbachs weiterzieht bis in die Moränen zwischen Sidegga und Bru.

Das Moränengebiet S von Eggen ist morphologisch belastet durch die Blocktrümmer, die beim Abbruch des Rossbodengletschers am 19. März 1901 zu Tale gefahren sind. Die genannten Wallmoränen sind aber davon nicht betroffen.

3.5 *Gletscher der Visper Täler*

LK und Geologisches Atlasblatt 1348 Zermatt, LK und Geologisches Atlasblatt 1308 St. Niklaus, LK 1288 Raron

3.5.1 *Moraines intermédiaires*

Der Gletscher aus dem Saastal endigte nach WINISTORFER 1977 in den Stadien der «moraines intermédiaires» bei Stalden. Er muss mehrere Mittelmoränen besessen haben, die sich vermutlich in dem engen Tal zu einer \pm allgemeinen Schuttbedeckung des Gletschers vereinigt hatten. Sie schütteten am Gegenhang aus dem reichlichen Oberflächenschutt die Hügellandschaft, auf der das Dorf Stalden gebaut ist (*Abb. 17b*).

Der Gletscher aus dem Mattertal erreichte in diesem Stadium die Gegend von Stalden nicht. WINISTORFER 1977 (S. 34) vermutet, dass er bei Kalpetran endigte. Es ist jedoch zu beachten, dass sich bei Kalpetran zwar zahlreiche grosse erratische Blöcke finden, aber keine grösseren Moränenstrukturen. Solche sind aus prähistorischer Zeit bedeutend weiter oben im Mattertal reichlich vorhanden, nämlich im Gebiet zwischen Zmuttbach und Gornera SW von Zermatt. Dort liegt eine reich gegliederte, dem Serpentinfels aufgesetzte Moränenlandschaft mit dem Wald von Aroleit und den Siedlungen Blatten und Zum See. Es finden sich darin rundbucklige Moränen, aber auch ausgesprochene Längswälle, so insbesondere der schöne, mit zahlreichen Blöcken besetzte Wall beim Dörfchen Zum See. Es handelt sich offensichtlich um klassische, wenn auch durch den liegenden Fels stark beeinflusste «Hummocky-Moraines», das heisst um eine Landschaft, wie sie von einem schuttbedeckten Gletscher hinterlassen wird.

BEARTH unterscheidet in den Erläuterungen zum Atlasblatt Zermatt nur zwischen «*jüngeren Moränen der heutigen Gletscher und älteren Moränen*», ohne nähere Stadienbezeichnung. Im Stadium seiner älteren Moränen «*stiessen die Zungen des Oberen Theodul- und Gornergletschers noch vereinigt in das Rundhöckergebiet von Aroleit vor*» (l.c. S. 7). Auch der Zmuttgletscher muss an dem grossen Eissystem beteiligt gewesen sein, lässt sich doch seine linke Seitenmoräne am Talhang von In den Grueben bis auf die Höhe von Winkelmaten verfolgen. Die zahlreichen Mittelmoränen aus dem Zmutt- und dem Gornergletschergebiet müssen in dem schmalen Zungenbereich zu einer \pm vollständigen Schuttbedeckung des vereinten Eisstromes geführt haben.

BEARTH würdigt die Moränen in diesem Gebiet nicht näher, er kartiert es insgesamt als Ophiolith-Rundhöckerlandschaft mit wenig aufgesetzter Moräne. Ist es möglich, dass in jener Zeit, als der Gletscher aus dem Saastal bis nach Stalden reichte, derjenige aus dem Mattertal trotz des viel grösseren Einzugsgebiets nicht über Zermatt hinausgekommen ist? Jedenfalls handelt es sich hier um die höchstgelegenen prähistorischen Stadien im Mattertal. Und diese sind nach BURRI 1974 als «moraines des stades intermédiaires» zu betrachten.

Die interessante Landschaft harret noch einer gründlichen Bearbeitung. Eine solche hätte auch die Frage zu klären, ob der Hügel von Winkelmaten, soweit er aus Lockermaterial und nicht aus gewachsenem Fels besteht, als Bergsturz, wie von BEARTH kartiert, oder als Moräne zu qualifizieren sei. Die morphologischen Indizien sprechen unseres Erachtens für Moräne, nicht für Bergsturz. Der auffällige Hügel wäre dann als Fortsetzung des Hummocky-Moränen-Strangs von Zum See–Aroleit aufzufassen, von dem er nur durch den breiten Taleinschnitt des Findelenbachs abgetrennt ist.

3.5.2 Moraines basses

In den Stadien der «moraines basses» reichte der vereinigte Visper Gletscher nach WINISTORFER 1977 (S. 34) bis Visp und schüttete an seinem Ende den Längswall, der im Gebiet von Hohbrunne am rechtsseitigen Hang ansetzt und sich in den Kirchhügel von Visp hineinzieht (*Abb. 17c*). Zum gleichen Stadium rechnet WINISTORFER auch die Hangterrasse zwischen Oberstalden und Bizinen auf 1050 m, ferner die Moränen von Gspon auf 1860 m (*Abb. 17d*) und von Binen bei Grächen auf 1560 m (*Abb. 17e*). Alle diese Strukturen können als ausufernde Mittelmoränen interpretiert werden.

3.5.3 Moraines anciennes («maximum glaciaire post-würmien»)

Im Gebiet zwischen den Ausmündungen des Visper- und des Turtmantals beschreibt WINISTORFER zahlreiche Moränen und Schotter auf Höhen zwischen 1100 m und 2100 m, die den postglazialen Höchstständen zugeordnet werden müssen, die höchsten vielleicht gar dem Würm-Maximum. Auf dem ausgedehnten Balkon südlich der Rhone zwischen Visp und Turtmann, den «Rarner Schatterbergen» («Envers de Rarogne») mit den Dörfern Bürchen, Eischoll, Unterbäch, Ergisch beschreibt er (S. 35f.) mehrere Quartäraufschlüsse mit erraticem Material aus dem Mattertal. Es handelt sich teils um ungeschichtete Moränen, teils um gut sortierte Schotter, die in Eisrandseen geschüttet wurden, teils um Vermengungen von beidem. Er erwähnt ferner die noch höher gelegenen Moränen im Gebiet von Zeneggen–Moosalp.

Bei der Moränenterrasse von Ergisch und der höheren von Obermatte handelt es sich vermutlich um den Fall einer und derselben seitwärts ausufernden Mittelmoräne des Gletschers aus dem Mattertal in zwei Stadien (*Abb. 18*). Ganz besonderes Interesse verdienen aber die hoch gelegenen Moränenlandschaften im Raume Zeneggen–Moosalp (*Abb. 9: 1, 2, 3*). In der Waldlandschaft Eggwald–Obri Hellela–Bielwald, teilweise

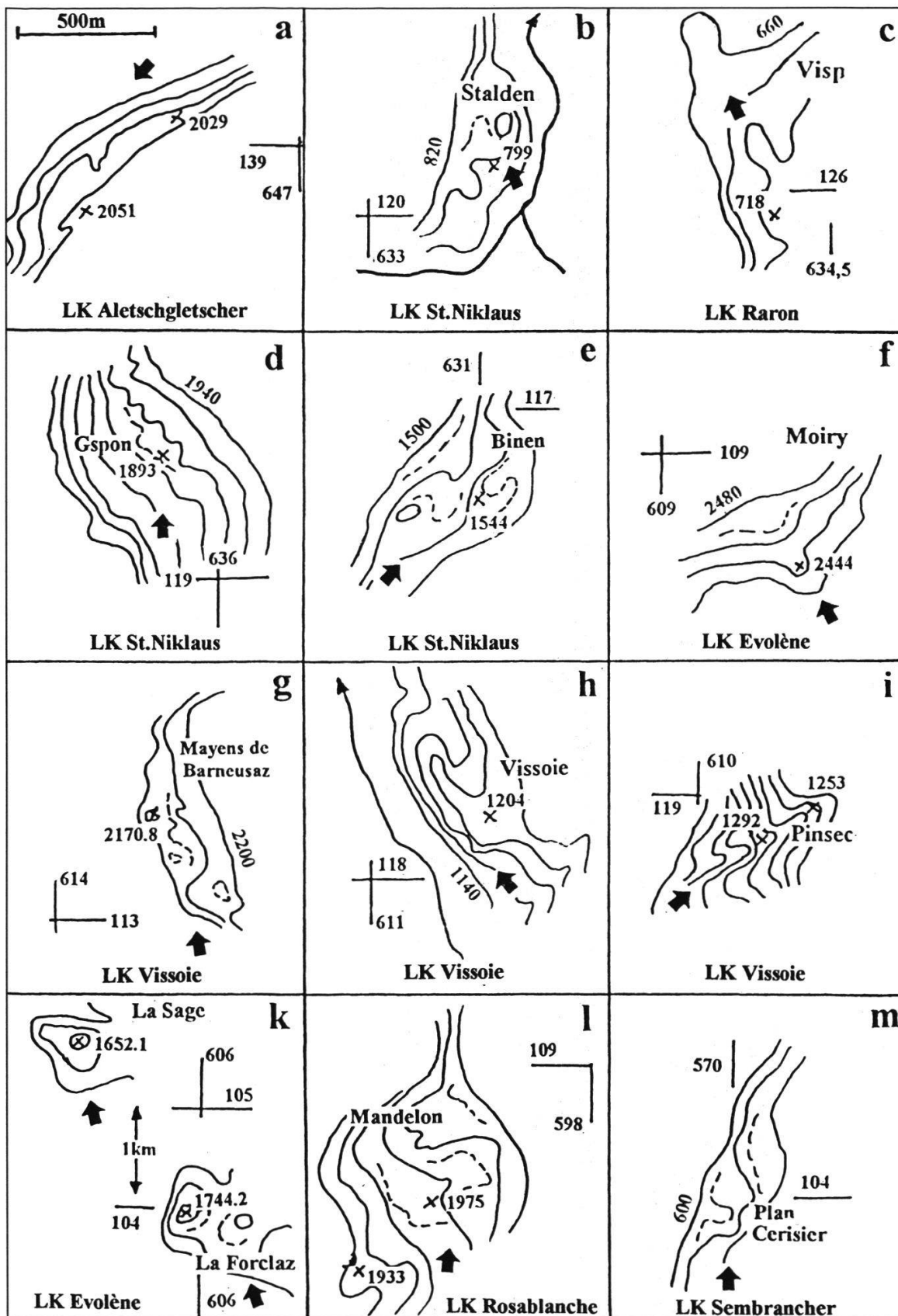


Abbildung 17: Beispiele von kleinen Mittelmoränen-Bildungen nach dem Kurvenbild der Landeskarte (LK) 1:25 000. Die Pfeile zeigen die Fliessrichtung des jeweiligen Gletschers an. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m. Der bei a angegebene Massstab gilt für alle Kärtchen. Weitere Erklärungen im Text.

auch auf freiem Feld wie bei Zeneggen und bei Sal, finden sich zwischen 1400 und 1800 m zahlreiche ausgeprägte Moränenwälle, deren Achsen nach rückwärts, das heisst nach WSW, ins Leere streichen – ein typisches Kennzeichen von auf Grund laufenden Mittelmoränen (Abb. 19). Noch höher oben, in dem Seen- und Moorplateau von Moosalp zwischen 2000 m und 2100 m, liegen ebenfalls grosse Mengen erratischen Materials aus dem Mattertal, teilweise auch hier in Wällen, die gegen das Visperetal in die Luft hinausstreichen. Sogar auf und an dem Felsbuckel des Stand (P. 2122) liegen zahlreiche prächtige Findlinge.

WINISTORFER denkt zwar bei der Beschreibung dieser Quartärstrukturen nicht an Mittelmoränen. In seiner Abbildung 5 interpretiert er sie teilweise als Drumlins. Aber im Falle der Moränen im Gebiete von Zeneggen spricht er von einer Gletscherzunge mit einem *«aspect comparable à celui des glaciers de l'Oberaar ou de Zmutt actuels»* (S. 57). Er erwähnt also – vermutlich zu Recht – Beispiele von Gletschern, deren Mittelmoränen sich zu einer \pm vollständigen Eisbedeckung vereinigt haben.

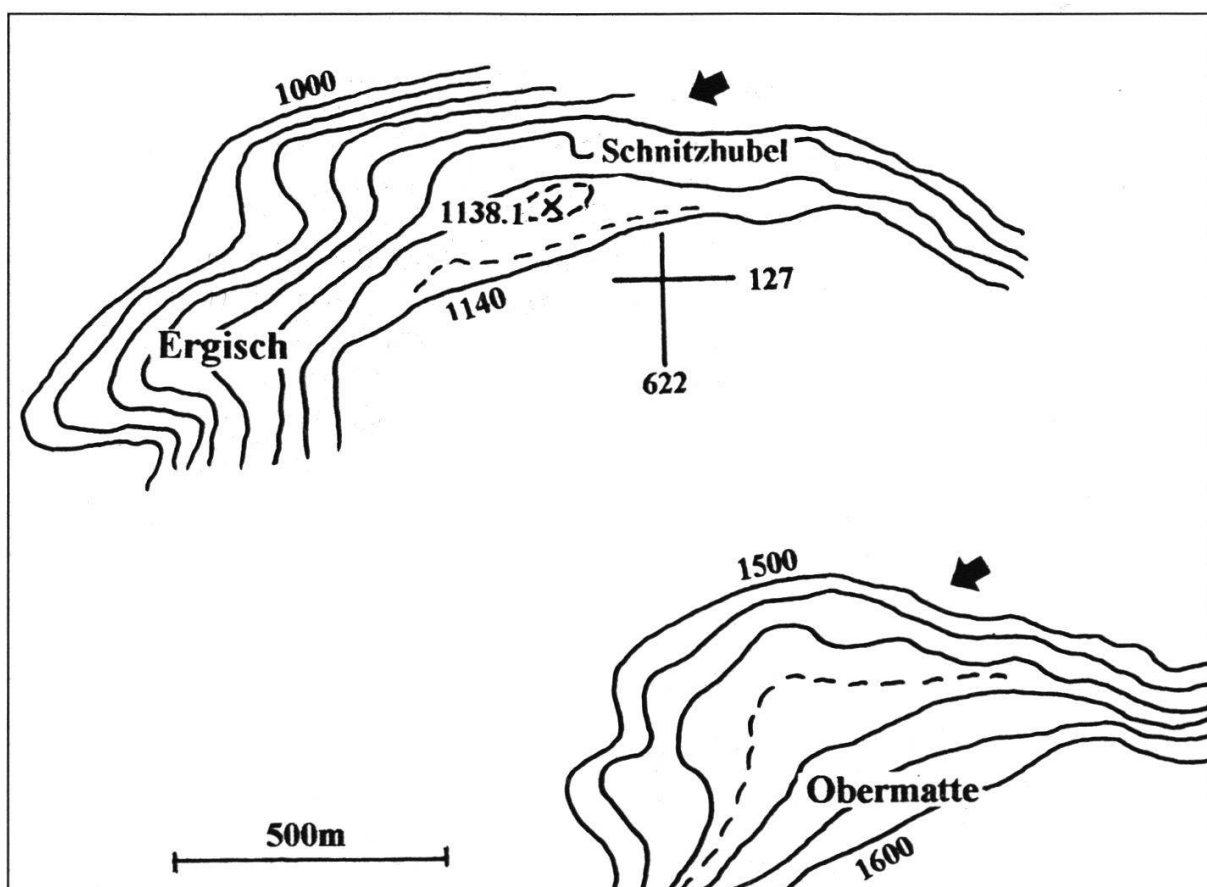


Abbildung 18: Zwei Stadien einer ausufernden Mittelmoräne des Haupttalgletschers bei Ergisch. Kartenbild nach LK Blatt 1288 Raron 1:25 000. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m.

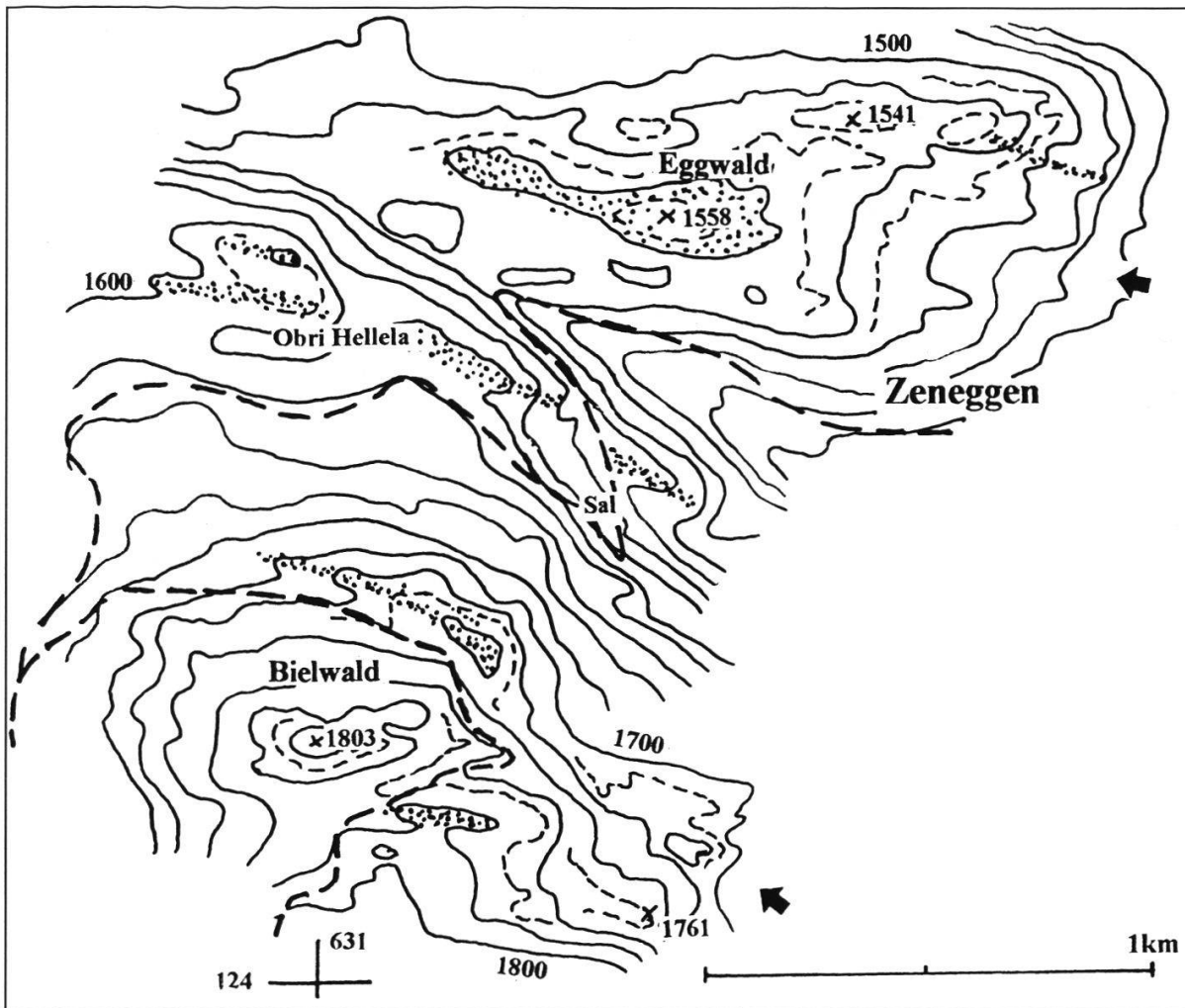


Abbildung 19: Hoch gelegene Moränenwälle (punktiert) im Gebiet von Zeneggen–Bielwald, die nach rückwärts ins Leere streichen. Sie sind als Aufschüttungen einer oder mehrerer Mittelmoränen des Gletschers aus dem Matteredal aufzufassen, die dort in verschiedenen spätglazialen Stadien «auf Grund» gelaufen sind. Die Pfeile geben die Fliessrichtung des Gletschers an. Die unterbrochene Linie zeigt die heutigen Hauptstrassen. Kartenbild nach LK Blatt 1288 Raron 1:25 000. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m.

3.6 Gletscher des Val d'Anniviers

LK 1327 Evolène und 1307 Vissoie

3.6.1 Moraines intermédiaires

In den Stadien der «moraines intermédiaires» endigte der Gletscher aus dem Val Moiry nach WINISTORFER (S. 37) oberhalb von Vissoie und versperrte dem Gletscher aus dem Val de Zinal den Ausgang ins Haupttal. Er erwähnt eine auffällige Moräne oberhalb des Zusammenflusses von Gouggra und Navisence. Diese kann zwanglos als Ansatz der Mittelmoräne zwischen den beiden Gletschern gedeutet werden.

Am linken Talhang des Val Moiry schüttete eine ausufernde Mittelmoräne die Randwälle der Seenterrasse von Le Louché und nördlich davon – besonders typisch – den Geländesporn mit P. 2444 (*Abb. 17f*). Am rechten Talhang des Val de Zinal existiert N der Mayens de Barneusaz eine kleinere analoge Struktur mit P. 2170.8, Koord. 614,3/113,3, *Abb. 17g* (beides erwähnt bei WINISTORFER S. 41).

Eine markante Mittelmoränenbildung ist der Hügel bei der Kirche von Vissoie (*Abb. 17h*). Nach WINISTORFER handelt es sich nicht um eine Moräne des Haupttalgletschers, sondern um solche eines grossen Seitengletschers aus dem Einzugsgebiet Bella Tola – Le Toûno. Es ist leicht einzusehen, dass dieser zwei bedeutende Mittelmoränen besessen haben muss.

Eine ähnliche Struktur liegt vor in dem grossen, rechtwinklig zum Hang verlaufenden Wall von Pinsec auf 1250–1350 m (Koord. 610/119, *Abb. 17i*). Hier muss es sich um eine Mittelmoräne des Lokalgletschers aus dem Einzugsgebiet Orzival handeln. WINISTORFER (S. 37 f.) widmet den Aufschlüssen in dieser auffälligen und im Einzelnen komplexen Bildung eine ausführliche Beschreibung und spricht von einem «problème difficile à résoudre». Er gibt verschiedene Deutungsmöglichkeiten, lässt aber die Frage der richtigen morphogenetischen Erklärung wie auch des Alters offen.

3.7 Gletscher des Val d'Hérens und d'Hérémente

LK 1327 Evolène, 1326 Rosablanche, 1306 Sion

3.7.1 Moraines intermédiaires

Der Gletscher aus dem Val d'Hérens endigte in den Stadien der «moraines intermédiaires» nach WINISTORFER (S. 49) nördlich von Luette (*Abb. 20*). Seine vereinigten Mittelmoränen, die wohl \pm die ganze Gletscherbreite bedeckt haben, schütteten dort die gewaltigen Schuttmassen auf der rechten Talseite. Viel weiter oben baute eine seitlich ausufernde Mittelmoräne des Glacier de Ferpècle die kleinen Hügel P. 1744.2 bei La Forclaz (Koord. 606/104) und P. 1652.1 bei La Sage (Koord. 606/105, *Abb. 17k*).

Der Gletscher aus dem Val d'Hérémente reichte bis über die Linie Hérémente–Suen hinaus. Seine vereinigten Mittelmoränen brachten die Schuttmassen zwischen Dixence-Mündung und Borgne, die unterhalb der Siedlung Ossona auch den rechtsseitigen Hang des Haupttals bekleiden. Diese sehr stark verfestigten, recht homogenen Moränenmassen wie auch diejenigen von Luette zeigen eine Neigung zur Bildung von Erdpyramiden, wie sie am schönsten an der Strasse bei Euseigne ausgebildet sind (*Abb. 20*).

Viel weiter oben schüttete eine rechts ausufernde Mittelmoräne zwischen 1920 m und 2000 m das Plateau von Mandelon (Koord. 597,6/108,8, *Abb. 17l*). Die deutliche Zweistufigkeit dieses Hangplateaus spiegelt vielleicht die beiden Stadien der «moraines intermédiaires» und der «moraines basses».



Abbildung 20: Die Gegend um Euseigne mit den Mittelmoränenkomplexen der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium), gesehen vom Dorf Hérémente. Oben rechts der Komplex von Lurette aus dem Val d'Hérens. Unten links und rechts der Komplex aus dem Val d'Hérémente, aus dem an der Talstrasse die Erdpyramiden herausgewittert sind. (Foto 1999)

3.7.2 Moraines basses

In den Stadien der «moraines basses» endigte der vereinigte Gletscher, immer nach WINISTORFER (S. 44), bei Vex. Als Bildung einer terminal endigenden Mittelmoräne kann das ins Tal vorragende Plateau bei Le Château mit P. 845.2 (Koord. 597,8/116,95) angesehen werden. Die zugehörige Seitenmoräne lässt sich nach WINISTORFER von dort bis zum Dorf Hérémente verfolgen.

3.8 Gletscher der Drances-Täler

LK und Geologische Atlasblätter 1345 Orsières, 1346 Chanrion, 1325 Sembrancher

3.8.1 Moraines intermédiaires

Crête de Saleina

Eine ähnliche Situation, wie wir sie für den Aletschgletscher im Raume Brig und für den Fiescher Gletscher im Raume Fiesch–Grensiols beschrieben haben, findet sich für den Glacier de Saleina bei Praz de Fort im Val Ferret (Abb. 21–23). Dieser Gletscher

muss sich noch in den späteiszeitlichen Stadien mit dem Glacier d'Orny vereinigt und mit ihm eine grosse Mittelmoräne gebildet haben. Sie wurde durch die gewaltigen Felsbastionen Le Portalet und Clochers du Portalet reichlich mit Schutt versehen. Im Stadium der «moraines intermédiaires» endigte sie südlich von Praz de Fort und bildete den gewaltigen Riegel der Crête de Saleina. BURRI 1974 (S. 142) bezeichnet sie für das von ihm bearbeitete Gebiet der Drances-Täler als «le plus beau vallum de ce stade». PENCK & BRÜCKNER 1909 nennen sie (S. 625) als «riesige Endmoränen bei Praz-de-Fort». HANTKE 1980 (S. 595) erwähnt sie als «rechtsseitige Stirnmoräne». VENETZ 1861 (zitiert nach BURRI 1974) spricht von den «moraines formées par les limites du glacier de Saleina». Der Gedanke, dass auch der Glacier d'Orny an dieser eindrücklichen Bildung beteiligt sein könnte, taucht erstaunlicherweise bei keinem der Autoren auf. Eine Analyse der topographischen Gesamtsituation führt aber zu dem Schlusse, dass es sich um die genannte Mittelmoräne zwischen Glacier de Saleina und Glacier d'Orny handeln muss. Die Moräne steht quer zum Haupttal und erreicht – im Gegensatz zur Masegga bei Naters – mit ihrer Stirn den Gegenhang jenseits von Bach und Strasse, wo sie einen Steilhang aus ungeschichtetem Lockermaterial mit gewaltigen Blöcken und viel Sand aufbaute. Die Mittelmoräne ist also vom Bach des Haupttales, der Drance de Ferret, durchschnitten worden, vermutlich schon während ihrer Entstehung.

Die linke Seitenmoräne dieses Stadiums zeigt sich in einem sehr ausgeprägten Wall SW von Chanton/Praz de Fort, die rechte, wenig ausgeprägt, S der Crête de Saleina bei Lavari. Wir haben es also hier, wie bei Naters–Masegga–Bitsch, mit einem vollständigen System von zwei Seitenmoränen und einer Mittelmoräne desselben Stadiums zu

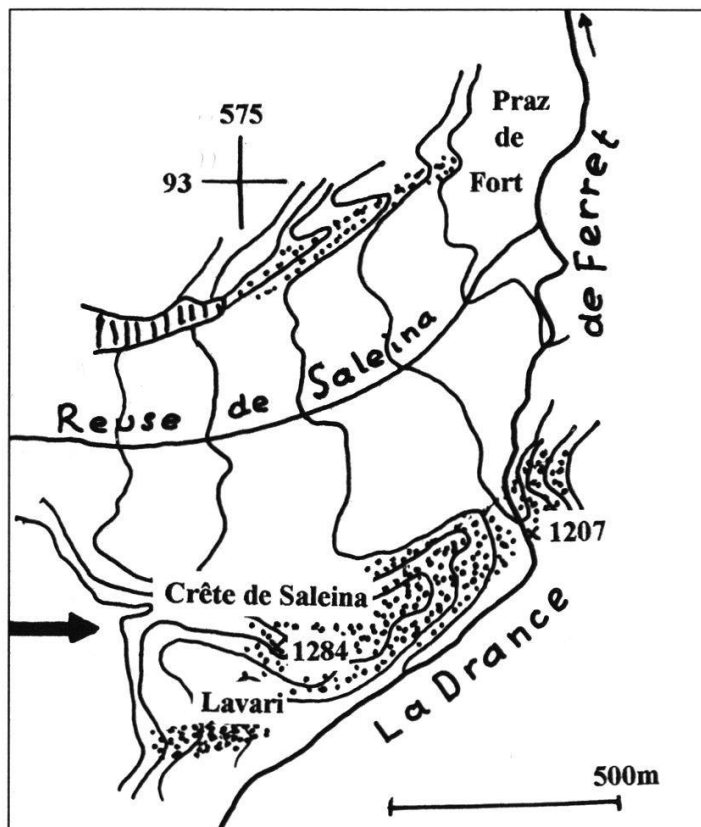


Abbildung 21: Spätglaziale Mittelmoräne des Glacier de Saleina im Val Ferret: Die Crête de Saleina S Praz de Fort. Die zugehörigen Seitenmoränen finden sich bei Lavari und W Praz de Fort. Moränen punktiert. Kartenbild nach LK Blatt 1345 Orsières 1:25 000. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m. Vgl. Abb. 22 und 23.

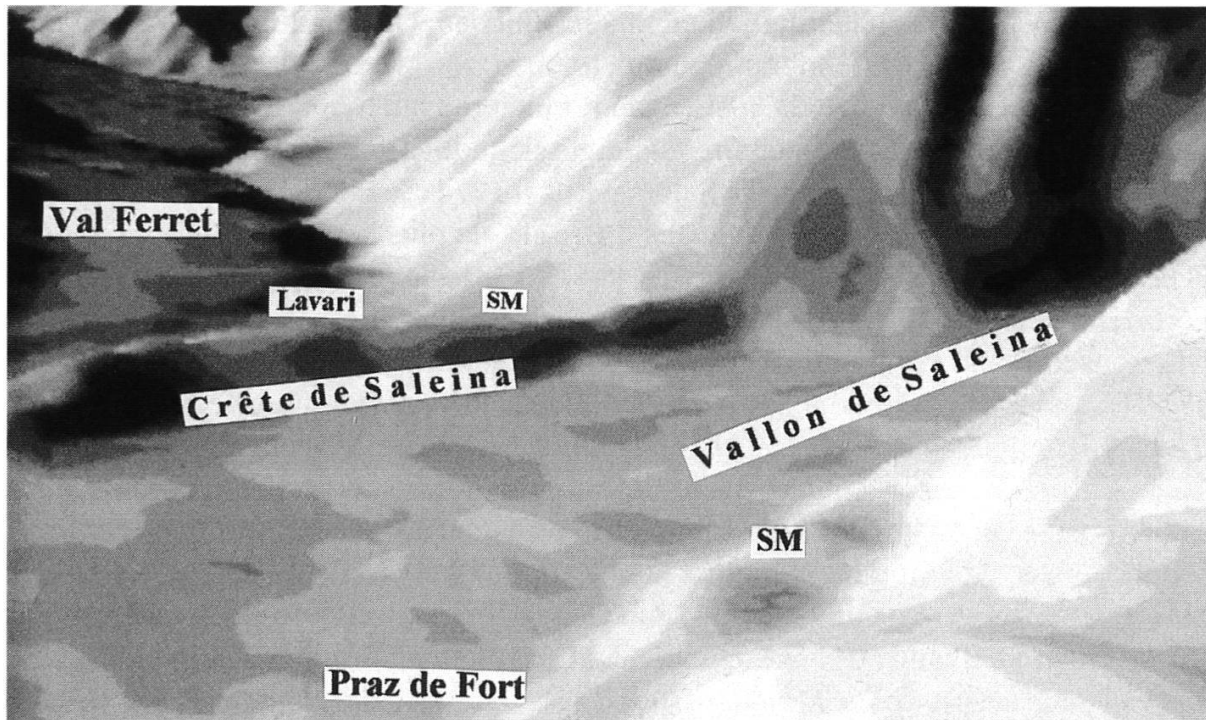


Abbildung 22: Digitales Grundrelief des Gebietes von Praz de Fort mit der Crête de Saleina, der Mittelmoräne zwischen Glacier de Saleina und Glacier d'Orny aus der Zeit der «moraines intermédiaires» (Daun-Stadium). Die zugehörigen Seitenmoränen (SM) sind bei Praz de Fort und bei Lavari zu erkennen. Panorama konstruiert nach «Atlas der Schweiz interaktiv» © Bundesamt für Landestopographie (BA002538). Vgl. Abb. 21 und 23.

tun, wobei die Mittelmoräne in beiden Fällen die weitaus mächtigste Struktur darstellt. Das ist in Anbetracht der Einzugsgebiete durchaus plausibel: Die Mittelmoräne entstand aus zwei reich dotierten Seitenmoränen. Der Haupttalgletscher der Drance de Ferret endigte im Stadium der «moraines intermédiaires» nach BURRI 1974 bei Prayon 2 km S der Crête de Saleina.

3.8.2 Moraines basses

Komplex von Sembrancher

In den Stadien der «Moraines basses» vereinigte sich der Glacier de Saleina/Glacier d'Orny mit dem Haupttalgletscher bei Praz de Fort unter Bildung einer weiteren Mittelmoräne. Bei Orsières kam dazu das Gletschersystem aus dem Val d'Entremont, welches seinerseits schon mehrere Mittelmoränen führte. Nach BURRI 1974 wurde dieses bei Orsières durch den mächtigeren Ferret-Gletscher gestaut. Der Eisstrom aus dem Val Ferret erreichte aber den Talausgang und hatte seine wohl weitgehend schuttbedeckte Stirn bei Sembrancher. Die verschiedenen Mittelmoränenkämme schütteten die dem Fels aufgesetzten Wälle zwischen La Garde und Sembrancher. BURRI (S. 146) beschreibt diesen grossen Komplex als «moraines frontales d'Entremont», betont aber, dass ihr Material aus dem Val Ferret stammt. Vermutlich lieferte dieser Mittelmoränenkomplex das Material für die Moränen

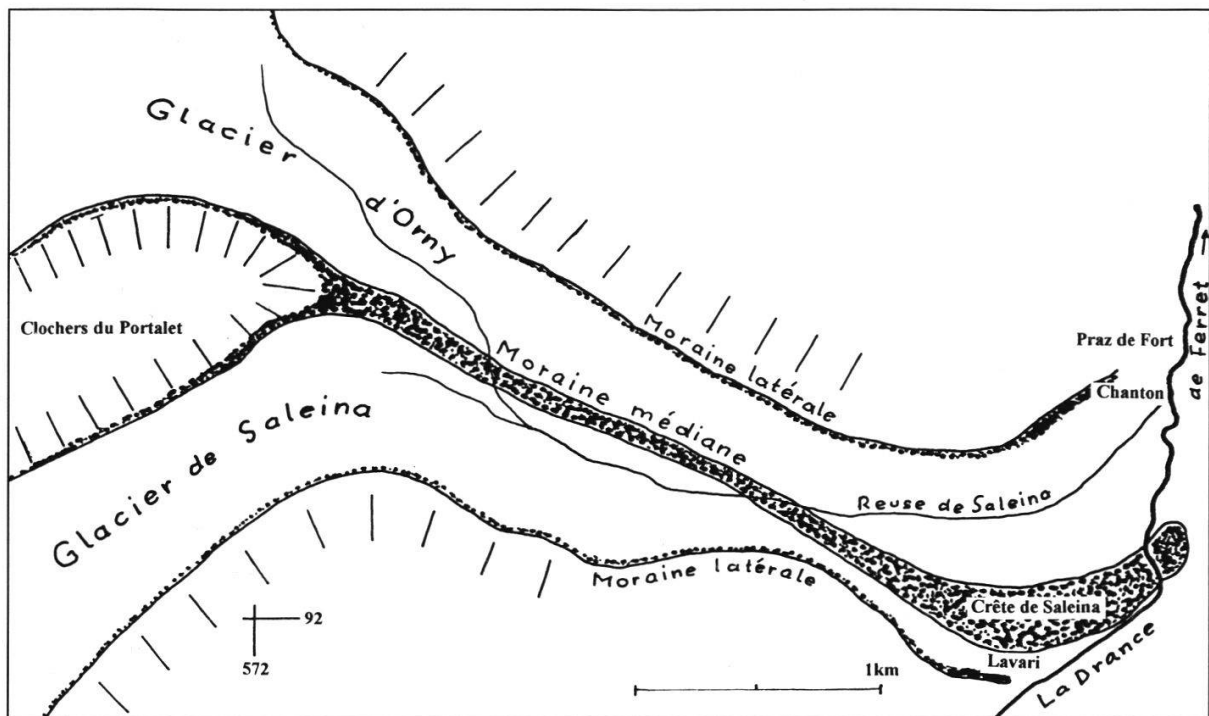


Abbildung 23: Rekonstruktion des Glacier de Saleina zur Zeit der spätglazialen «moraines intermédiaires»: Eine sehr grosse Mittelmoräne bildete sich beim Zusammenfluss des Glacier de Saleina mit dem Glacier d'Orny an der Ostflanke der Clochers du Portalet. Sie schüttete an ihrem Ende die Crête de Saleina.

und Schotter am Gehang N der Drance unterhalb von Sembrancher bis gegen Les Trappistes, die heute in einer grossen Kiesgrube ausgebeutet werden.

Insgesamt bietet sich für das komplizierte Moränengebiet zwischen Sembrancher und La Garde die folgende Diagnose an: Das Hügelsystem entstand aus Mittelmoränen der Drances-Gletscher in wenigstens zwei Stadien. Bei einem grösseren Vorstoss wurden von den Mittelmoränen des Ferret-Gletschers der Hügel 918.2 mit St-Jean, der Hügel Crête Blanche 945 und wohl auch La Garde gebildet, der Haupthügel 918.2 auf eine bestehende Felsrippe aufgesetzt bzw. dieser westlich angesetzt. Der Gletscher reichte in diesem Stadium, nach links abbiegend, über das Haupttal der Drance hinüber und schüttete aus seinem mächtigen Mittelmoränenende die oben genannten Schotter nördlich der Drance. Beim kleineren Vorstoss reichte der Gletscher nur bis zum Südrand des Haupttals und bildete die auf Felsrippen aufgesetzten quartären Teile der vier gegen Sembrancher vorspringenden «Geländefinger» von P. 749.6 bis 813.0. Vermutlich ist der kleinere Vorstoss der ältere, seine Moränen wurden beim grösseren Vorstoss überfahren.

Terrasse von Bruson–Le Sapey

Der Gletscher aus dem Val de Bagnes hinterliess nach BURRI 1974 (S. 144) in den Stadien der «moraines basses» keine Stirnmoränen, aber auf der linken Talseite oberhalb Le Châble «une terrasse inclinée, accrochée à la rive gauche, dominant la vallée de plus de 100 m, à la partie supérieure de laquelle est construit le village de Bruson» (Abb. 24a). BURRI interpretiert diese markante Struktur als «remplissage morainique (ou péri-

glaciaire) d'une dépression délimitée par le glacier et le versant. Les irrégularités de la surface représentent les anciens cours des torrents périglaciaires.» Nach unserer Interpretation handelt es sich um eine grosse ausufernde Mittelmoräne. Die starken Unebenheiten sind nicht durch sekundäre Erosion, sondern durch die Art der Aufschüttung entstanden: die deutlichen Längswälle sind auf die Eiskämme in der Mittelmoräne zurückzuführen. Die Tatsache, dass verschiedentlich parallele Wälle vorhanden sind, ist möglicherweise auf die Mehrphasigkeit der «moraines basses» zurückzuführen, sie könnte aber auch von einer Mehrfach-Mittelmoräne herrühren.

Plan Cerisier SW Martigny

Eine analoge, aber kleinere Struktur findet sich im Plan Cerisier am linken Talhang der Drance etwa 2 km SW von Martigny (*Abb. 17 m*). Sie kann auf eine ausufernde Mittelmoräne in dem vom Col de la Forclaz und aus dem Val d'Arpette stammenden Gletschersystem zurückgeführt werden, welches nach BURRI in den Stadien der «moraines basses» das Gebiet von Martigny erreichte.

3.8.3 Moraines anciennes

Terrasse von Verbier

Einige der von BURRI erwähnten hoch gelegenen Moränenstrukturen aus den «stades anciens» können als Aufschüttungen ausufernder Mittelmoränen, zum Teil wohl in Eisrandseen, diagnostiziert werden, so die ausgeprägte Hangterrasse von Verbier (*Abb. 24b*).

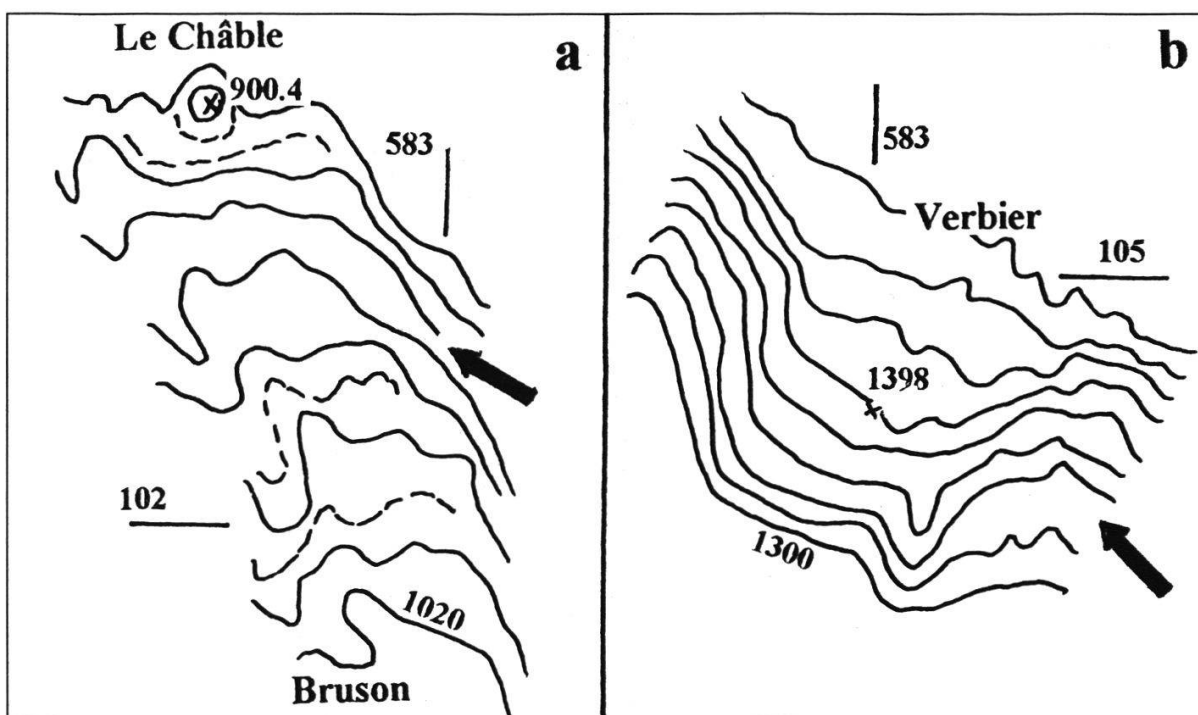


Abbildung 24: Zwei Mittelmoränenbildungen des Gletschers aus dem Val de Bagnes. Kartenbild nach LK Blatt 1325 Sembrancher 1:25 000. Äquidistanz der Höhenkurven 20 m. Erklärungen im Text.

Commeire und Plan Bleu

In einem besonders interessanten Fall spricht BURRI (1974 und «Notice explicative» zum Atlasblatt Orsières 1993, S. 43) von einer «moraine médiane»: Die Blöcke aus Mont-Blanc-Granit, die sich auf dem Plan Bleu S von Orsières (Koord. 577,2/95,2/1800 m) sowie beim Dorf Commeire am rechtsseitigen Talausgang des Val d'Entremont (579/097/1450 m) und weiter nördlich an den rechtsseitigen Talhängen zwischen Orsières und Sembrancher bis auf fast 1800 m Höhe vorfinden, können nur auf einer Mittelmoräne aus dem Mont-Blanc-Massiv dorthin gekommen sein. BURRI 1974 schreibt darüber (S. 150): «*Sur le versant droit de la Drance, entre Sembrancher et Orsières des blocs de granite du Mont-Blanc se trouvent jusqu' à près de 1800 m. Ils n' ont pu être apportés que par le glacier de Ferret. Ils sont des restes de la moraine médiane née de la confluence des glaciers de Ferret et d' Entremont.*» Hier – und nur hier – greift BURRI 1974 auf das Paradigma Mittelmoräne. Aber er geht einen Schritt zu wenig weit: Die Mittelmoräne zwischen Ferret- und Entremont-Gletscher reicht zur Erklärung der genannten Findlinge aus Mont-Blanc-Granit nicht aus. Dazu bedarf es einer Mittelmoräne des Ferret-Gletschers mit einem *linksseitigen* Zufluss, vielleicht mit dem Glacier de Saleina, welche die Täler von Ferret *und* Entremont überquerte, bevor sie auf Grund lief.

3.9 Weitere Mittelmoränenbildungen

Der eigentliche Rhonegletscher endigte in den Stadien der «moraines intermédiaires» und der «moraines basses» im Goms, ohne auffällige Mittelmoränen-Aufschüttungen zu hinterlassen. Dieser Gletscher besitzt auch heute keinen nennenswerten Oberflächenschutt. An den Hängen längs des Walliser Haupttals gibt es jedoch zahlreiche lokale Moränenstrukturen, die in der vorangehenden Behandlung der Gletscher aus den Seitentälern nicht zur Sprache kamen. Im Folgenden wird eine Übersicht über die bisher identifizierten verdächtigen Strukturen gegeben. Mit Ausnahme des Chastelbiel bei Blitzingen sind auch sie wohl auf Mittelmoränen zurückzuführen, die aus den südlichen Seitentälern stammen. Vermutlich gibt es noch viele weitere solche Strukturen. Auf den Versuch der Zuordnung zu einem bestimmten Stadium wird verzichtet.

Alle hier aufgeführten Formationen wurden schon von früheren Autoren als Quartärbildungen erkannt und beschrieben oder kartiert, sei es als Moränen oder als Schotter oder als eine Mischung von beidem. Hier geht es lediglich darum, ihnen eine neue Interpretation als Aufschüttungen von *Mittelmoränen* zu geben.

3.9.1 LK 1270 Binntal

3.9.1.1 Blitzingen, Koord. 658,7/144,2: Chastelbiel P. 1427.

Eine rechtsseitig ausufernde kleine Mittelmoräne des Gomsergletschers.

3.9.1.2 *Mühlebach*, Koord. 655,2/139,9: Kirchhügel P. 1248.
Vermutlich eine Mittelmoräne des Rappentalgletschers.

3.9.2 LK 1287 Sierre

3.9.2.1 *Unterems*, Koord. 619,8/126,7: Dorfhügel P. 1003 und Hügel P. 993.4.

3.9.2.2 *Oberems*, Koord. 619,8/125,6: Wallartige Hügel mit P. 1382.2 und P. 1332.
Hier handelt es sich vermutlich um Mittelmoränen zwischen dem Turtmanngletscher und dem Gletscher des Haupttals.

3.9.3 LK 1306 Sion

3.9.3.1 *Plateau von Champ Long bei Vex* mit P. 910.5, 894.7 und 884 (Koord. 596,8/118,7). WINISTORFER 1977 (in Fig. 7) verzeichnet hier drei Drumlins.

Zusammenfassung

Die meisten heutigen Alpengletscher besitzen eine oder mehrere Mittelmoränen: Diese gehören zu ihrem Charakterbild. Mittelmoränen entstehen beim Zusammenfluss von zwei Gletschern (ihren «Parentalgletschern») aus dem Schutt der beiden sich vereinigenden Seitenmoränen, den sie von dort wie ein Förderband bis ans Gletscherende oder den Gletscherrand weitertransportieren. An ihrem Ende entstehen typische Aufschüttungen.

Solche Bildungen sind im Wallis aus den spätglazialen Rückzugsstadien der Gletscher (BURRI 1974 bezeichnet sie als «stades des moraines intermédiaires» und «stades des moraines basses») an vielen Orten aufzufinden. Die meisten sind in den Arbeiten von BURRI 1974, WINISTORFER 1977 und AUBERT 1980 als späteiszeitliche Gletscherbildungen erkannt und sorgfältig beschrieben worden. Neu an der vorliegenden Studie ist ihre Interpretation als Bildung von auslaufenden Mittelmoränen. Diese neue Sicht erlaubt ein besseres Verständnis für manche bisher schwer erklärbare geomorphologische Formen.

Die drei bedeutendsten solchen Strukturen im Wallis sind die Massegga zwischen Bitsch und Naters, das grosse Moränensystem von Fiesch–Bodma und die Crête de Saleina bei Praz de Fort im Val Ferret. Auch aus der «Kleinen Eiszeit» (17.–19. Jh.) lassen sich an günstigen Stellen im Vorfeld der heutigen Gletscher Mittelmoränenbildungen auffinden, so beispielsweise beim Grossen Aletschgletscher und beim Zmuttgletscher.

Résumé

La plupart des glaciers alpins d'aujourd'hui possèdent une ou plusieurs moraines médianes qui leur donnent un caractère typique. Chaque moraine médiane prend sa

naissance à la confluence de deux glaciers (ses «glaciers parents») où elle est alimentée par les débris de surface latéraux de ceux-ci, c'est-à-dire par deux moraines latérales qui se réunissent. La moraine médiane agit alors comme un tapis roulant qui transporte les débris jusqu'au front ou jusqu'au bord du glacier, où il les dépose. Si le glacier reste stationnaire pendant un certain temps, des accumulations typiques sont formées.

Dans le Valais, on trouve de nombreuses accumulations de ce type datant des stades tardiglaciaires que BURRI 1974 a nommés «stades des moraines intermédiaires» et «stades des moraines basses». Leur nature glaciaire a été reconnue et décrite par BURRI 1974, WINISTORFER 1977 et AUBERT 1980. La présente étude, cependant, apporte une explication nouvelle à ces structures en les interprétant comme accumulations nées à l'écoulement terminal ou latéral de moraines médianes. Cet aspect nouveau permet une meilleure compréhension de certaines formations géomorphologiques qui restaient jusqu'ici difficiles à comprendre.

Les trois formations les plus remarquables de ce type dans le Valais sont la Masegga entre Bitsch et Naters, la grande moraine de Fiesch-Bodma et la Crête de Saleina près de Praz de Fort dans le Val Ferret. La «petite époque glaciaire» (17^{ème} au 19^{ème} siècle) a aussi formé, à certains endroits favorables, des remblais de moraines médianes, p.ex. le Glacier de Zmutt et le Grand Glacier d'Aletsch.

Abstract

Most of today's alpine glaciers have one or more medial moraines which contribute essentially to their typical look. Medial moraines are formed at the confluence of two glaciers (their «parental glaciers») through the union of two lateral moraines. They transport the superficial lateral debris of both glaciers from this point to the border or to the end of the ice-stream like a band conveyor. At their end, they form typical accumulations.

Such formations, originating from the tardiglaciaire stages called «stages of the intermediate and of the low moraines» (BURRI 1974), can be found in the Valais at many places. Most of them have been identified as glacial formations and described in detail by BURRI 1974, WINISTORFER 1977 and AUBERT 1980. The present study offers, however, a new aspect by interpreting them as accumulations of medial moraines at their end (their «mouth»). This new view allows a better comprehension of many geomorphological structures which were difficult to understand up to now.

The three most remarkable formations of this type in the Valais are the Masegga between Bitsch and Naters, the huge moraine of Fiesch-Bodma and the Crête de Saleina near Praz de Fort in the Val Ferret. But also in the «little ice age» (17th–19th century) some glaciers have formed such structures at favorable sites, e.g. the glacier of Zmutt and the Grand Glacier of Aletsch.

Literatur

- AGASSIZ, L. (1840): *Etudes sur les glaciers*. Neuchâtel. Reprinted for Dawsons of Pall Mall 1966.
- AUBERT, D. (1980): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Bull. Murithienne* 97, 101–169.
- BENN, D.I. & EVANDS D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. 734 p. Arnold, London, New York, Sydney, Auckland.
- BURRI, M. (1974): Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geol. Helv.* 67,1, 135–153.
- EYLES, N. & ROGERSON, R.J. (1978): A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *J. Glaciol.* 20, 99–113.
- GOMEZ, B. & SMALL, R.J. (1985): Medial moraines of the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland: Debris supply and implications for moraine formation. *J. Glaciol.* 31/109, 303–307.
- HANTKE, R. (1978, 1980, 1983): *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. Bd. 1, 2, 3. Ott, Thun.
- PENCK, A. (1886): *Vergletscherung der deutschen Alpen*.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- SMALL, R.J., CLARK, M.J. & CAWSE, T.J.P. (1979): The formation of medial moraines on Alpine glaciers. *J. Glaciol.* 22/86, 43–52.
- WAGNER, G. (1986): Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentals bei Bern. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F.* 43, 63–110.
- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F.* 54, 91–137.
- WAGNER, G. (2001): Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. *Eclogae geol. Helv.* 94/2.
- STECK, A. (1983): Geologie der Aletschregion. *Bull. Murithienne* 101.
- WINISTORFER, J. (1977): Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. *Bull. Murithienne* 94, 3–65.

Geologische Karten

- BEARTH, P. (1953): Zermatt (LK 1348). *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Blatt 29. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.
- BEARTH, P. (1972): Simplon (LK 1309). *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Blatt 61. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.
- BURRI, M. et al. (1983): Sembrancher (CN 1325). *Atlas géol. Suisse 1:25 000*, Feuille 77, avec Notice explicative. *Comm. Géol. Suisse*.
- BURRI, M. et al. (1993): Orsières (CN 1345). *Atlas géol. Suisse 1:25 000*, Feuille 91, avec Notice explicative. *Comm. Géol. Suisse*.
- BURRI, M. et al. (1994): Brig (LK 1289). *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Blatt 93. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.
- BURRI, M. et al. (1998): Chanrion (CN 1346). *Atlas géol. Suisse 1:25 000*, Feuille 101.
- HÜGI, TH. et al. (1985): Lötschental (LK 1268). *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Blatt 82. Mit Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.
- STECK, A. & ZBINDEN, P. (1983): *Geol. Karte der Aletschregion 1:50 000*. Beilage zu STECK, A.: *Geologie der Aletschregion*. *Bull. Murithienne* 101.