Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Luzern
Band: 29 (1987)

Artikel: Zur Entstehung der Landschaft von Obwalden
Autor: Hantke, René
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-523718

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.08.2025

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

Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern | Band 29 1987

Zur Entstehung der Landschaft von Obwalden

René Hantke

Zusammenfassung

Die Bildung der Obwaldner Talung begann an der Miozän/Pliozän-Wende, nach der Platznahme der Helvetischen Decken, des Flysch und der Klippen der westlichen Zentralschweiz. Diese Einheiten bewegten sich durch die Aarmassiv-Depression gegen Obwalden. Im S-helvetischen Raum vermergeln die Kreide-Kalke; zugleich wird die Serie reduziert, und die Achsen tauchen gegen den Brünig ab.

Schon in den ersten Vereisungen teilte sich der Aare-Gletscher in Meiringen in zwei Arme: der Hauptarm folgte dem aufgebrochenen Gewölbe des Brienzer Sees, der andere floss über die tiefste und schwächste Stelle der Helvetischen Decken, den Brünig, in die Obwaldner Talung. Die beiden andern Obwaldner Täler, die Melchtäler, folgen SSE–NNW-verlaufenden Störungen.

Die Decken bewegten sich stockwerkartig; dabei glitt das tiefste, das Dogger-Stockwerk, als letztes ab. Sie bauen die Ketten von Graustock–Huetstock, Glogghüs-Hochstollen und Haupt auf; dazwischen bildeten sich die Melchtäler.

In den Vereisungen stand das Aare-Eis über dem Brünig bis auf 2000 m in der Riss- und bis auf 1800 m in der Würm-Eiszeit. Mehr als 35% des risszeitlichen und mehr als 30% des würmzeitlichen Eises flossen durch die Obwaldner Talung.

Bis ins Spätwürm floss Eis von den Wendenstöcken ins Hochtal von Melchsee-Frutt und in den höheren Ständen weiter ins Melchtal. Mit dem Spätwürm bildeten sich in Obwalden Seen: Alpnacher, Sarner, Rudenzer und Lungerer See, jene um den Brünig und in den Quellästen der Melchtäler. Während des Eisabbaus brachen in den Melchtälern und im Engelberger Tal Bergstürze nieder. Im letzten Spätwürm stiessen die Gletscher noch gegen Melchsee-Frutt vor.

Résumé

La formation de la vallée d'Obwalden débuta à la limite Mio/Pliocène, après la mise en place des nappes helvétiques, du Flysch et des Klippes de la Suisse primitive occidentale. Ces unités tectoniques se déversèrent par la dépression du massif de l'Aar vers Obwalden. Dans la nappe helvétique méridionale, les calcaires du Crétacé passent en marnes, la séquence se réduit et les axes plongent vers le Brünig.

Lors des premières glaciations, le glacier de l'Aar se partageait à Meiringen en deux: le bras principal suivit l'anticlinal éventré du lac de Brienz, l'autre s'écoula par le passage le plus bas et le plus faible dans la nappe helvétique, le Brünig, vers le synclinal d'Obwalden. Les deux autres vallées, les Melchtäler, suivent des accidents tectoniques orientés vers SSE–NNW.

Les nappes se déversèrent par étages, celui du Dogger glissa en dernier; elles constituent des chaînes du Graustock–Huetstock, du Glogghüs

et du Haupt. Entre celles-ci se formèrent les Melchtäler.

Durant les glaciations, les vallées environnantes alimentaient le glacier de l'Aar qui, au Brünig, atteignit 2000 m au Riss et 1800 m au Würm. Plus de 35% de la glace rissienne et plus de 30% de la glace würmienne s'écoulèrent par la vallée d'Obwalden.

Jusqu'au Tardiwürmien, la glace provenant des Wendenstöcke transflua dans la vallée de Melchsee-Frutt. Lors des stades würmiens élevés, elle s'écoula directement dans le haut Melchtal.

Au Tardiwürmien des lacs se formèrent: ceux d'Alpnach et de Sarnen, Rudenz, Lungern, Brünig et des hauts fonds des Melchtäler. Lors du retrait glaciaire, des éboulements se produisirent dans les Melchtäler et dans la vallée d'Engelberg. Au dernier stade, les glaciers descendirent jusqu'à Melchsee-Frutt.

Summary

The formation of the Obwalden valley began at the Mio/Pliocene boundary, at the mise-en-place of Helvetic nappes, Flysch and Klippes of western Central Switzerland. These tectonic units moved through the Aarmassif depression to Obwalden. In the southern Helvetic nappe the Cretaceous limestones become marly, the sequence is reduced and the axes plunge to the Brünig Pass.

Already at the first glaciation, the Aar glacier was divided at Meiringen into two branches: the main branch followed the broken anticline of Lake Brienz, the other flowed to the lowest and weakest Helvetic section, the Brünig, and the Obwalden syncline. The two other Obwalden valleys, the Melchtäler, follow faults oriented SSE–NNW.

The nappes moved in superposed sheets; the Middle Jurassic one slided as the last over the plunging units forming the chains of Graustock–Huetstock, Glogghüs and Haupt. Between these chains the Melchtäler were formed.

During the glacial periods the Aar glacier reached at the Brünig at 2000 m in Rissian and 1800 m in Würmian time; therefore more than 35 or 30% of the Aar-ice flowed through Obwalden.

Until the middle Late-Würmian ice, from the Wendenstöcke transflowed into the high valley of Melchsee-Frutt and, during the highest Würmian stages, directly into the upper Melchtal. Since the Late-Würmian lakes were formed: the lake of Alpnach, Sarnen, Rudenz, Lungern, those of the Brünig area and at the high parts of the Melchtäler. During the glacier retreat, landslides were produced in the Melchtal and Engelberg valleys. At the latest stage, glaciers advanced as far as Melchsee-Frutt.

Die tektonische Geschichte bestimmt die Talanlagen

Die Landformung in Obwalden nimmt ihren Anfang mit der Platznahme der Decken. Ihr Gesteinsinhalt wurde in Jura-, Kreide- und Tertiärzeit, vor 180–40 Ma (=Millionen Jahren), im nördlichen Schelf und in S anschliessenden Teilen des Ur-Mittelmeers abgelagert und später, bei der Bildung der Alpen, von dort ausgeschert und nordwärts verfrachtet.

Für die Platznahme der Decken in Obwalden ergibt sich aus der jüngsten Napf-Schüttung ein frühestes Datum. Aufgrund von Säugerfunden 240 m unterhalb des Napf-Gipfels reicht diese Schüttung als Schwemmgut einer Ur-Aare mindestens bis in die Säugerzone nm 5/6[1], d. h. bis vor 13 Ma. Erst darnach glitten Obwaldner Flysch und, auf ihm reitend, Reste der mittelpenninischen Klippen-Decke, den Giswiler Stöck, auf den aus ihrem Ablagerungsraum ausgescherten helvetischen Decken nordwärts vor. Diese fuhren beim Emporheben des Aar-Massivs durch die Hasli-Senke, das frühere Ur-Aaretal, weiter nach N. Dabei wurden sie von der subalpinen Molasse unterfahren.

Nach Kaufmann (1886, 1887K) hat Arbenz (1907, 1911K, 1934a,b) versucht, den

1 Die Obere Süsswassermolasse beginnt mit der Säugerzone nm (*N*eogene *m*ammal zone) 5, vor gut 15 Ma, sie dürfte bis nm 9, vor 9 Ma, gereicht haben.

Bau der Obwaldner Berge zu enträtseln. Die helvetischen Kreide-Falten des Brienzer Grates tauchen gegen NE ab; dabei verstärkt sich das Gefälle der höheren Falten zwischen Rothorn und Wilerhorn gegen E. Zugleich stellen sich faziell südlichere Bereiche ein. Im Brünig-Gebiet erreichen die Falten ihre tiefste Lage und ihre mergelreichste, erosionsanfälligste Ausbildung. Ihre Mächtigkeit wird reduziert, da oberkretazische Wang-Schichten gegen SE auf immer tieferer Kreide aufliegen. In der Wilerhorn-Mulde greift die Transgression, Wang-Brekzien mit Komponenten von Seewer Kalk bis Schrattenkalk, bis auf die Druesberg-Schichten hinunter (Staeger 1944).

Auch die vom Brünig gegen NE sich erweiternde Talung zwischen den helvetischen Sachsler Bergen im SE und dem penninischen Obwaldner Flysch im NW ist strukturell bedingt. Dieser hat bei Blattverschiebungen an seiner Basis seitlich auseinander gerissene helvetische Kreide-Alttertiär-Elemente an den Alpenrand geschleppt. Dort bauen diese Hohgant, Schrattenflue, Schafmatt, Schimberg und Pilatus auf. Der Obwaldner Flysch bildet die rundlicheren Höhen des Glaubenberg. Die Kreide-Falten der Sachsler Berge haben sich längs Gleithorizonten von ihrer Jura-Unterlage gelöst und sind selbständig vorgefahren. In der Graustock–Huetstock-Kette hat sich ihre Jura-Unterlage ebenfalls in Falten gelegt und ist weiter vorgeglitten. Dieser Stockwerk-Baustil der helvetischen Dekken hat schon in Frühphasen der Platznahme eingesetzt. Zuerst glitt das höchste Stockwerk ab: Malm, Kreide und Alttertiär der Druesberg-Decke; dann folgten längs Gleitbahnen an der Dogger-Malm-Grenze weitere Malm-Schollen. Bei der Versteilung der Schubbahn durch spätere Hebung des Aar-Massivs geriet zuletzt das ursprünglich Tiefste, der Dogger von Hochstollen und Glogghüs, als nunmehr höchstes Stockwerk in Bewegung und fuhr an die muldenartig gestauchte Malm-Scholle. Diese baut Haupt- und Seefeldstock auf (Fig. 1).

Die gegeneinander bewegten Schollen glitten auf reliefiertem Untergrund. Zuvor, bis ins obere Mittelmiozän, hatte die Ur-Aare den Napf-Schuttfächer geschüttet. Gegen E, hinter den älteren Entlebucher Schuttfächern, folgen weitere Quersenken bis zum Rigi/Rossberg-Fächer. Durch sie vermochten später helvetische Decken mit Obwaldner Flysch und Giswiler Klippen auf ihrem Rücken so weit vorzudringen.

Mit dem Ramersberg ob Sarnen und seiner Fortsetzung gegen NE in den Muoterschwanderberg stellt sich ein weiteres Bau-Element ein. Es trennt das ebenfalls von rückwärtigen Jura-Kernen abgefahrene und an den Alpenrand verfrachtete südliche Pilatus-Element Stockwald–Musflue–Matthorn von der Druesberg-Kreide. Diese trägt zwischen Gräfimattstand und Niderbauen die Klippen Arvigrat-Stanserhorn und Buochserhorn-Musenalp.

Beidseits des Muoterschwanderbergs haben sich die Senken des Alpnacher Sees und des Drachenried gebildet. Während der Alpnacher See bei Stansstad mit dem Vierwaldstätter See zusammenhängt, ist das Drachenried, einst ein flachgründiger See, bei Ennetmoos durch einen Schuttwall vom Becken von Stans getrennt. Dieser Wall hat den in Kaltzeiten jeweils vorgestossenen Brünigarm des Aare-Gletschers als Mittelmoräne von dem bei Stansstad ausgetretenen Engelberger Gletscher getrennt.

Die kaltzeitliche Ausgestaltung der Alpentäler

Die jüngere Ausgestaltung der Obwaldner Landschaft (Fig. 2 und 3) reicht noch immer weit zurück. Während Heim die Ausräumung alpiner Täler der Wirkung des fliessenden Wassers zuschrieb, sah Penck in ihr das Werk eiszeitlicher Gletscher. Doch vermochten weder Flüsse noch eiszeitliche Gletscher allein die Alpentäler auszuräumen. Beide folgten tektonischen Schwächezonen, das Wasser in Warmzeiten, die Gletscher in Kaltzeiten. Doch reichten hiefür die

pleistozänen Eiszeiten nicht aus. Schon in jungtertiären Kühlzeiten dürften auch die Gletscher der Zentralschweiz mindestens bis an den Alpenrand, wahrscheinlich – wie in der NE-Schweiz und in S-Deutschland – gar schon tief ins Vorland vorgestossen sein. Das Fehlen von Ablagerungen deutet auf Ausräumung hin, da Gleichgewichtszustände sich nur kurzfristig ausgewirkt haben können. In Kühl- und Kaltzeiten dürfte so auch in der alpin-voralpinen Zentralschweiz vorwiegend ausgeräumt worden sein. Umgekehrt wurde in Warmzeiten in den übertieften Kolken abgelagert. Zudem lag die Waldgrenze in den wärmsten Abschnitten um 200–300 m höher; die Wälder selbst waren dichter bestockt. Damit ist die auf RÜTIMEYER (1869) zurückgehende Talboden-Theorie, welche Härteterrassen an den Talflanken als Überreste alter Talböden zu interpretieren sucht, endgültig aufzugeben. Da und dort erkennbare Reste sind als Schichtterrassen strukturell bedingt, oder als Eisrandterrassen zu deuten; bei ihnen wurde Hangschutt von einem über längere Zeit sich kaum verändernden Eisrand gestaut.

Bereits die Schmelzwässer und vorab die ersten kaltzeitlichen Gletscher sind streng tektonischen Anlagen gefolgt. Aare-Eis drang aus der Brienzer See-Talung über einen noch etwas höheren Ur-Brünig nach Obwalden. Dies wiederholte sich in den pliozänen und in den pleistozänen Kaltzeiten. Bei jedem Vorstoss wurde das zuvor durch innere Spannungen und Verwitterung, vorab durch Frostsprengung, gelokkerte Gesteinsmassen ausgeräumt, das Brienzer See-Becken eingetieft und der Brünig niedergeschliffen.

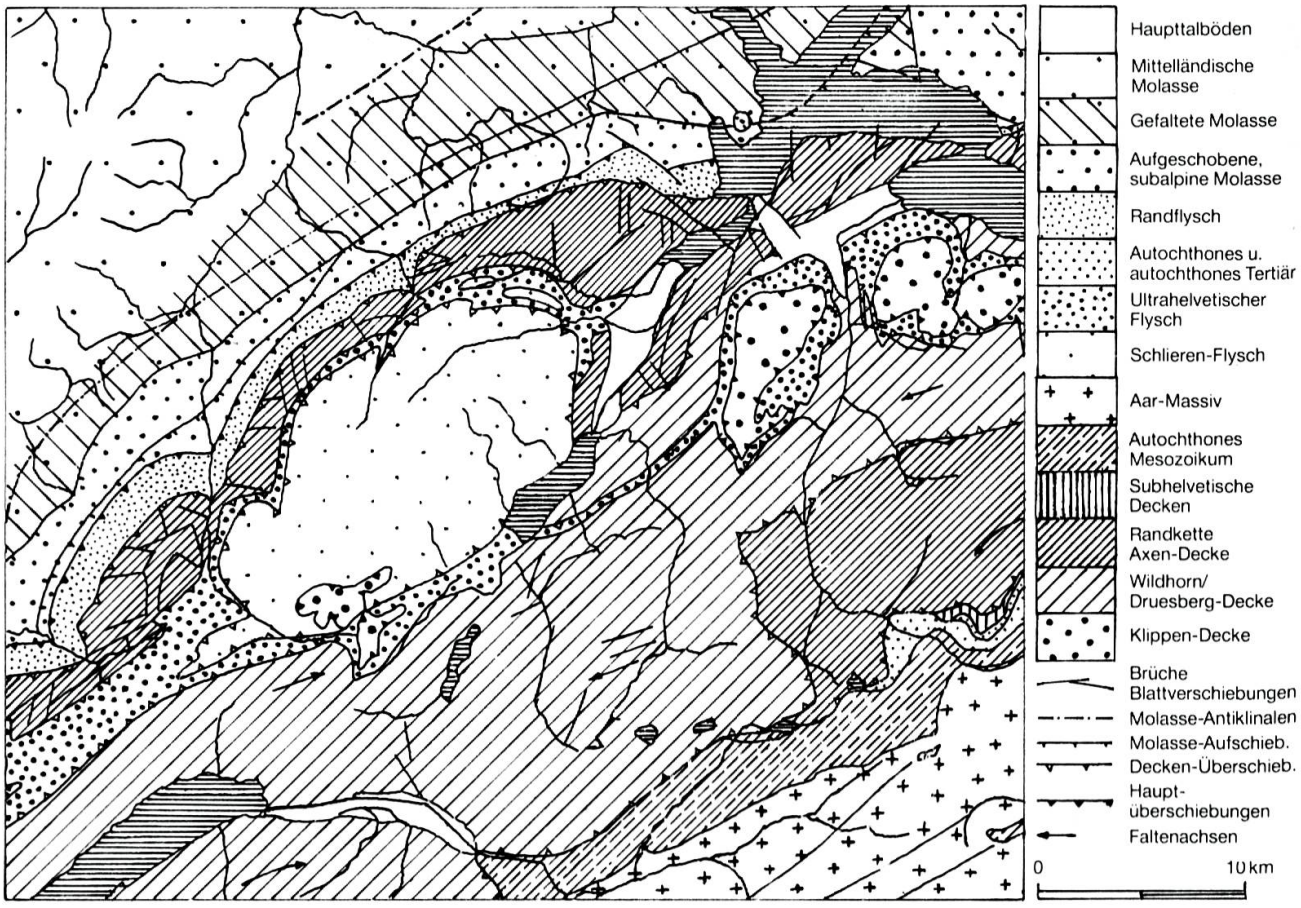


Fig. 1: Tektonische Karte von Obwalden, weitgehend nach der Tektonischen Karte der Schweiz 1:500000, herausgegeben von der Schweiz. geol. Komm. und vom Bundesamt für Landestopographie im Atlas der Schweiz.

Fig. 2: Die Obwaldner Talung mit Sarner See, Obwaldner Flyschberge, Giswilerstock und Brienzer Rothorn-Kette. – Aus: Kant. Forstamt Obwalden 1981: Die Pflanzenwelt in Obwalden, Flora.

Die riss- und würmzeitlichen Transfluenzen nach Obwalden

Eine höchste Überprägung durch den eiszeitlichen Aare-Gletscher und seine Zuflüsse zeichnet sich am Hasliberg W der Planplatten auf 2170 m ab. Dann fiel die – offenbar risszeitliche – Eisoberfläche bis zum Gipfel auf 2000 m ab. S der Aareschlucht ist die Burg bis zum Signal 2061.4 und, markanter, bis P. 1868 überschliffen. Am Ausgang des Rosenlauitales sind Chrüterläger

Fig. 3: Die Obwaldner Talung mit Lungerer See und Brünigpass. Im Hintergrund Wetterhorn- und Schwarzhorn-Kette. – Aus: Kant. Forstamt Obwalden 1982: Die Pflanzenwelt in Obwalden, Ökologie.

(1953 m) und, weiter N, Birglen (1910 m) und Gyresprung (1889 m) noch überfahren. Nach einer Vereinigung mit dem Eis aus Urbach-, Gadmer- und Gental erhielt der Aare-Gletscher bei Meiringen Zuschüsse aus dem Rosenlaui und aus dem Kessel der Mägisalp; dann verlor er über einen Drittel nach Obwalden. Auf der W-Seite des Brünig reichte das Aare-Eis E des Wilerhorn bis auf über 1930 m und floss als über 900 m mächtiger Brünig-Arm nach Obwalden. Ein kleiner Kristallin-Erratiker liegt S des Gibel auf

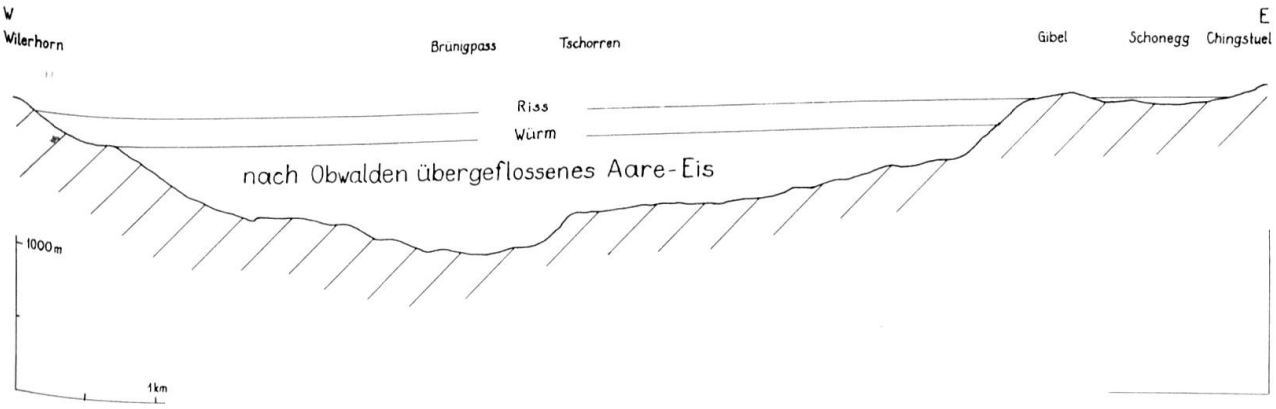
1940 m. Noch in der Würm-Eiszeit hat das Aare-Eis E des Brünig die Rundhöcker des Schluechtboden bis 1730 m überschliffen und W des Passes, am Hirendli oberhalb der Wiler Vorsäss, auf 1760 m gestanden. Als über 750 m mächtiger Strom wandten sich noch immer über 30% des Aare-Eises durch Obwalden dem Reuss-Gletscher zu (Fig. 4a, b).

In der Riss-Eiszeit floss gar etwas Eis über die Sättel des Fruttli (1907 m) N von Käserstatt, über die Schonegg (1953 m) zwischen Chingstuel und Gibel und aus dem Kessel der Mägisalp ins Kleine Melchtal über (Fig. 4a).

Ein weiteres Überfliessen eines Aare-Gletscherzuflusses, d. h. von Engstlen-Eis von den Wendenstöcken, erfolgte über die 200 m höhere Hochfläche Tannenalp-Melchsee-Frutt ins Melchtal. Es wird – neben den rundhöckerartig überprägten Dogger/Malm-Grenzschiefern zwischen Hohmad und Glogghüs (Fig. 5) – SE des Tannensees durch einzelne Erratiker von eozänem Nummulitenkalk, Quarzsandstein und autochthonem Malm belegt (ARBENZ 1934b, TRÖHLER 1966). Diese sind noch im jüngeren Spätwürm, als der Gental-Gletscher bereits selbständig geworden war, vom Eis auf die Hochfläche der Tannenalp getragen worden.

Bei 300 m höheren Ständen floss Engstlen-Eis noch über den Sattel der Chrüngen zwischen Gross Hohmad und Boni und wandte sich durch das knopflochartig aufgebrochene Kar der Bettenalp direkt gegen die Stöckalp ins Melchtal. In den höchsten Eisständen drang es in breiter Front zwischen Hohmad und Haupt gegen NW und überfuhr den rundhöckerartig überschliffenen Grat Tannenschild-Frutt.

In Obwalden erhielt das Aare-Eis von beiden Talseiten Zuschüsse, von W von Wilerhorn-Höch Gumme, vom Giswiler-



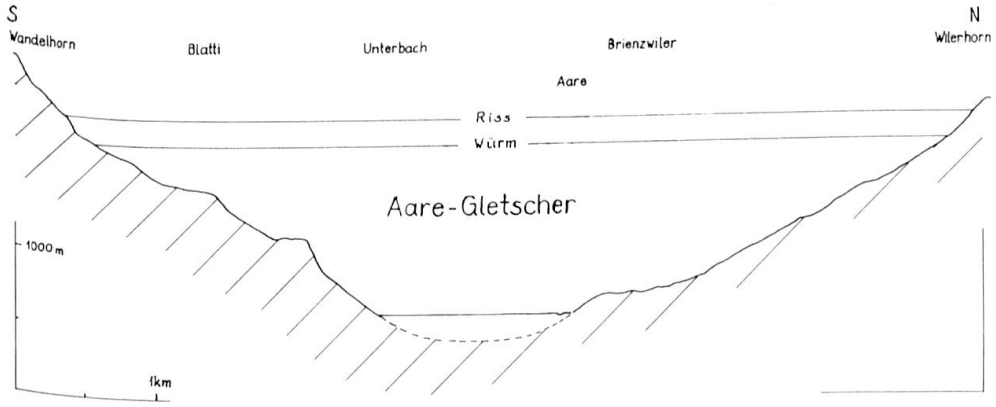


Fig. 4: Querschnitte durch das abfliessende Aare-Eis zur Zeit des Riss- bzw. des Würm-Maximums.

a) Das nach Obwalden übergeflossene Aare-Eis.

b) Der durch die Brienzersee-Talung abgeflossene Aare-Gletscher.

stock, von den Flyschbergen zwischen Nünalpstock und Schlierentälern sowie vom Pilatus, von E aus den Melchtälern, den Sachsler Bergen, vom Gräfimatt- und Arvigrat sowie vom Stanserhorn. Auf der SE-Seite des Pilatus zeichnen sich höchste Überprägungen bei Hinter Chretzen bis zum Rundhöcker um 1550 m ab. Der E-Grat gegen den Lopper ist bis über 1490 m überschliffen. Zwischen Arvigrat und Stanserhorn drang etwas Aare-Eis über das Aecherli (1398 m) ins unterste Engelberger Tal. Dabei dürfte es am Arvigrat bis auf 1600 m und S des Stanserhorn bis P. 1585.8 gestanden haben.

Deutlicher – wohl würmzeitlich – überprägt ist der E-Grat des Pilatus bis 1360 m, ebenso die E-Seite des Aecherli.

Die Obwaldner Talung im Spätwürm und im Holozän

Den letzten Schliff in der Landschaftsgestaltung erhielt Obwalden im ausgehenden Spätwürm und im Holozän (Fig. 2, 3 und Karte). Mit dem Zurückschmelzen des Eises und der Bildung des Vierwaldstätter Sees – er reichte zunächst nur bis zur Eisfront bei den Nasen – und des Lappens des Drachenried – seine Schmelzwässer flossen durch die Bruchzone des Rotzloch ab – wurde in Obwalden die Talsohle langsam wieder eisfrei. In den ausgekolkten Becken bildeten sich – wie in früheren Interglazialen – vor dem zurückschmelzenden Eis Seen, zunächst der Alpnacher See; er reichte noch über Alpnach hinaus und wurde von den Sanderkegeln des Chli und Gross Schliere-Gletschers begrenzt. Die beiden waren – wie die vom Pilatus abgestiegenen Eisströme, der Widi- und der Meisi-Gletscher – eben selbständig geworden. Im Haupttal hatte der Brünig-Arm die Wanne des Sarner Sees freigegeben; er stirnte bei den Rundhöckern von Rudenz, vor dem Zungenbekken des Aaried. Der vom Schuttfächer der Melchaa abgedämmte See endete zunächst erst hinter Giswil. Durch die Fächer der Kleinen Melchaa und der Gross Laui wurde der südwestliche Sarner See nach und nach zugeschüttet.

Beim weiteren Eisabbau bildete sich im Zungenbecken von Aaried der Rudenzer See, der im frühen 19. Jahrhundert zur Landgewinnung trockengelegt wurde; dahinter liegen die Rundhöcker der nächsten Talstufe. Zwischen dem Riegel von Kaiserstuhl und der zurückschmelzenden Front des Brünig-Armes entstand der Lungerer See (Fig. 3). Dabei erhielt das Aare-Eis zunächst noch Zuschüsse aus dem Kar E des Höch Gumme. Sanderkegel und Schwemmfächer des Lauibaches drängten später das SW-Ende des Sees zurück. Das später bis S der Passhöhe zurückgewichene Eis hatte um den Brünig Seen freigegeben, die weitgehend verlandet sind. In noch höher gelegenen Kolken bildeten sich ebenfalls Seen: auf Aelggi und im Sachsler Seefeld; auch sie sind teilweise verlandet; Melchsee und Tannensee sind aufgestaut worden (Karte).

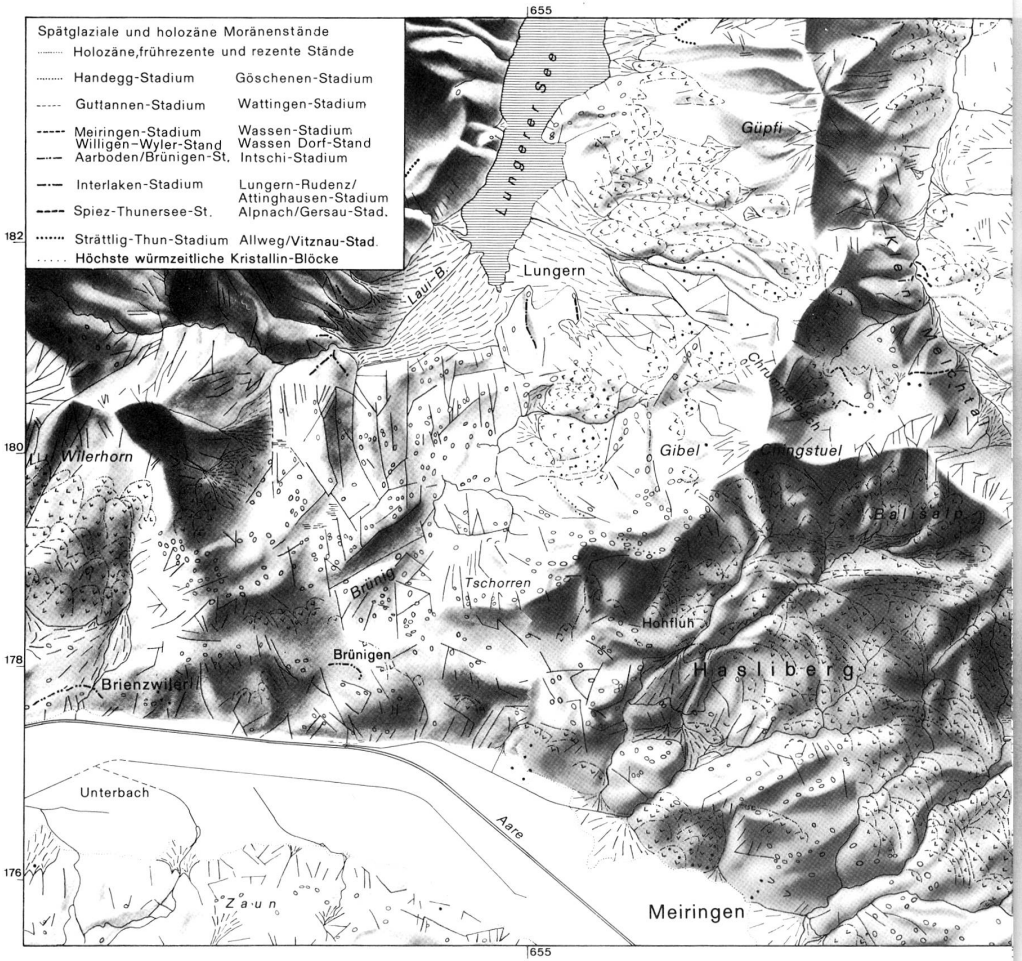
Nachdem der Aare-Gletscher hinter den Chirchen-Riegel zurückgeschmolzen war und die Aareschlucht ein letztesmal freigegeben hatte, räumte der Engelberger Gletscher das Becken von Engelberg; auch auf Gerschni und Trüebsee bildeten sich Seen. Während die flachgründigen längst verlandet sind, verblieb vom 9 m tiefen Trüebsee noch der NW-Teil.

Die Landschaftsentwicklung in den Melchtälern

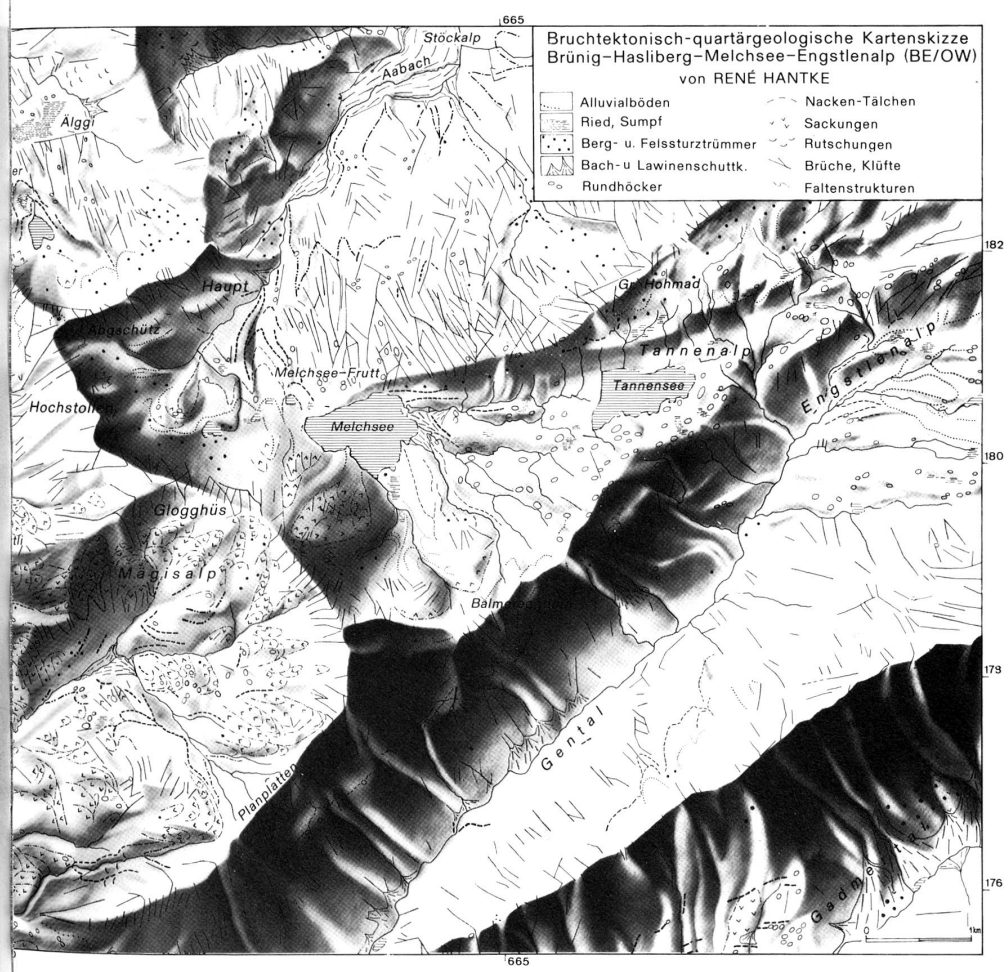
Wie die Obwaldner Talung, sind auch die Melchtäler tektonisch vorgezeichnet: das Kleine Melchtal folgt Querstörungen im Bereich der Talalp, von Seefeld und Aelggi; beide lassen sich bis Giswil verfolgen. Die gleiche SSE–NNW-Richtung tritt im Melchtal in der Kalkplatte der Schratten N und NE des Melchsees in zahllosen Brüchen in Erscheinung (Arbenz 1911K, Rod 1947). Die mittleren Abschnitte der Melchtäler sind durch mehr S–N- bis SSW–NNE-verlaufende Störungen bedingt. Der Durch-

Fig. 5: Vom übergeflossenen Eis der Wendenstöcke rundhöckerartig überprägte Oxfordschiefer auf Melchseealp (Kt. Obwalden). Blick gegen Südosten, zum Tällistock und ins Triftgebiet. – Aus: Kant. Forstamt Obwalden 1982: Die Pflanzenwelt in Obwalden, Ökologie.

bruch von Flüeli-Ranft hängt mit Querstörungen im Kulminationsbereich der nördlichen Gewölbe der Druesberg-Decke zusammen. Analoge Störungen lassen sich vom Jochpass gegen Sarnen verfolgen; jene längs der NE-Seite der Graustock–Huetstock-Kette haben zum Niederbrechen bedeutender Sturzmassen, zur Ausräumung der Kessel von Trüebsee und von Engelberg geführt.



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 16. 12. 1986



Den Herren Prof. E. Spiess, H. Stoll, Dr. D. Staeger und A. Uhr sei für ihre Mithilfe bestens gedankt.

Eine mit der Graustock–Huetstock-Störung vergleichbare Bruchzone zeichnet sich auf Melchsee-Frutt längs der NE-Flanke der Glogghüs–Hochstollen-Kette ab (Karte). Gegen NW scheint sie aufzusplittern. Hauptäste verlaufen zwischen Abgschütz und Haupt ins Seefeld und gegen Aelggi. Untervorschiebungen mit SE–NW-Bewegung sind am Hochstollen und W des Kleinen Melchtales, am Chüngstuel und am Gibel zu erkennen (Karte). Die Störung zwischen Hochstollen und Abgschütz, die sich weiter W am Gibel beobachten lässt, verläuft gegen NE durch das Tal des Aabachs zur Stöckalp. SSE–NNW-orientierte Brüche haben die Dogger-Abfolge der Glogghüs–Hochstollen-Kette zerschert und liessen in ihr steile Runsen entstehen (TRÖHLER 1966). Parallel zum Kleinen Melchtal verlaufen Störungen in den Sachsler Bergen. Schmelzwässer haben von den Karschlüssen tiefe Täler eingeschnitten (Karte).

Im Mündungsbereich der Melchtäler hatten sich Rundhöcker gebildet. Sie deuten darauf hin, dass das austretende Eis vom Brünig-Arm lange Zeit zurückgestaut und erst allmählich aufgenommen wurde. S von Sachseln werden Stauschotter von Moränen überlagert. In den Hochständen drängte das Brünig-Eis die Melchtaler Gletscher zurück, was Kristallin-Geschiebe bekunden; solche treten im Kleinen Melchtal über 1 km,

im Melchtal über 2,5 km taleinwärts auf (O. WÜEST in HANTKE 1980).

In Talschlüssen des Kleinen Melchtales haben sich auf Chrummelbach, Talalp, Melchen und im Vorder Seefeld Kare ausgebildet. Ihre Anlage erfolgte schon vor dem Spätwürm; doch waren die NW- bis E-exponierten Talschlüsse damals erneut vereist. Am Abgschütz (Fig. 6) auf der NE-Seite von Hochstollen und Glogghüs reichten Zungen im letzten Spätwürm bis zum Melchsee (Karte); in der Graustock–Huetstock-Kette rückten die Gletscher ebenfalls vor. Selbst die Kare zwischen Brienzer Rothorn und Wilerhorn sowie der Sachsler Berge bargen Zungen. Am NE-Fuss von Glogghüs und Rothorn lassen sich gar Moränen des 1850er Vorstosses erkennen. An ihrem NE-Fuss halten sich Schneefelder bis tief in den Herbst, und die Senke S des Grates Rothorn–Balmeregghorn ist fast dauernd von Lawinenschnee erfüllt, der jeweils einen wachsenden Eissee aufstaut.

Bergstürze und Schuttfächer

Mit der Eisentlastung der Talhänge in der ausgehenden Eiszeit und dem häufigeren Anstieg der Tagestemperatur über 0° in höheren Lagen kam es vermehrt zum Niederbrechen von Bergstürzen. Ausser den Sturzmassen von Engelberg waren jene von der W-Flanke des Stanserhorn die bedeutendsten. Auf dem Trümmerfeld, das am Muoterschwanderberg hochbrandete, stockt der Kernwald. Weitere prähistorische Stürze ereigneten sich SW des Widderfeld-Stock, an der NW-Seite des Haupt und oberhalb von Lungern. Die Bildung von Schuttfächern ist ebenfalls meist an katastrophale Ereignisse gebunden, besonders die grobblockigen Fä-

Fig. 6: Endmoräne des letzten Spätwürm-Vorstosses am Abgschütz, dem nördlichen Vorgipfel des Hochstollen (Kt. Obwalden). Hinter dem Seefeldstock (Bildmitte) das durch Nebelschwaden markierte Kleine Melchtal. – Aus HANTKE 1980: Eiszeitalter 2 – Ott-Verlag, Thun.

cher der Stöckalp und der Cheselentrümpf. Jene der beiden Schlieren, der Laui und des Lauibaches belegen zuletzt spätwürmzeitliche Ausräumungen in den Obwaldner Flyschgebieten. Ein Teil der Fächer ist aber schon das Erbe früherer Kühlphasen; sie wurden vom nochmals vorgestossenen Eis gar nicht erst ausgeräumt, nur von spät- und nacheiszeitlichem Schuttgut überschüttet.

Die nacheiszeitliche Entwicklung von Flora und Fauna

Mit dem Abschmelzen des Brünig-Eises konnte sich die in den Eiszeiten auf engste Reliktstandorte, auf steile SE- bis W-Lagen am Pilatus, am Giswilerstock, in der Wilerhorn–Rothorn-Kette, den Melchtaler Bergen, am Arvigrat und am Stanserhorn zurückgedrängte Flora (alpin–nivale Kräuter und Gräser, Moose und Flechten) und Fauna (beschränkt bewegliche Kleintiere, Spinnen und Milben) wieder etwas ausbreiten. Zugleich begannen nach SW und SE geflüchtete Arten von ihren Refugien längs des Alpenrandes und von S über Grimsel und Brünig wieder zurückzuwandern. Im Laufe des Holozäns dehnte sich in Obwalden ein sich stets wandelnder Wald aus. In den optimalsten Klimaphasen reichte er 200–300 m über die heutige Waldgrenze. Schon vom urgeschichtlichen Menschen, sodann durch mittelalterliche und neuzeitliche Rodungen wurde jedoch der Wald mehr und mehr zurückgedrängt.

LITERATUR- und KARTENVERZEICHNIS (K)

Arbenz, P. (1907): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen.* – Eclogae geol. Helv. *9*/4: 464–483.

– (1911K): *Geologische Karte des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen 1:50000* – Geol. Spez.-Karte *55* – Schweiz. geol. Komm.

– (1934a): *Die helvetische Region.* – Geol. Führer Schweiz *2*: 96–120 – Basel (Wepf).

– (1934b): *Exkursion Nr. 60: Engelberg–Jochpass–Engstlenalp–Frutt–Melchtal–Sarnen.* – Geol. Führer Schweiz *10*: 776–789.

– et al. (1980K): *Geologische Karte von Obwalden 1:50000* – Kant. Forstamt Obwalden.

Bentz, F. (1948): *Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden).* – Eclogae geol. Helv. *41*/1: 1–77.

Buxtorf, A. (1924): *Geologie des Pilatus.* – Verh. Schweiz. natf. Ges. Luzern: 31–47.

– (1934): *Exkursion Nr. 55: Pilatus.* – Geol. Führer Schweiz *10*: 723–741.

– et al. (1916K): *Geologische Vierwaldstätterseekarte 1:50000 mit Profiltafel* – Geol. Spez.-Karte *66a*, b – Schweiz. geol. Komm.

Hantke, R. (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich *106*/1: 1–212.

– (1980): *Eiszeitalter 2* – Thun (Ott).

– (1986): *Zu Entstehung des Vierwaldstätter Sees.* – Schweizer Hotel-J. *16*/2: 13–16.

Kaufmann, F.-J. (1868): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort.* – Beitr. geol. Karte Schweiz *24*/1.

– (1987K): *Blatt XIII Interlaken-Sarnen-Stans – Geol. Karte Schweiz 1:100000* – Schweiz. geol. Komm.

Mohler, H. P. (1966): *Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médianes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage.* – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *129*.

Rod, E. (1937): *Stratigraphie des Malm der Graustock–*

Huetstock-Gruppe (Melchtal, Kanton Obwalden). – Diss. Univ. Bern – Bern (STÄMPFLI).

– (1947): *Über ein Fossillager im oberen Malm der Melchtaleralpen.* – Eclogae geol. Helv. *39*/2 (1946): 177–198.

ROESLI, F., et al. (1967): *Exkursion Nr. 33: Luzern-Brünig-Meiringen mit Abstecher Nr. 33a Pilatus und 33b Schlierenflysch westlich Alpnach.* – Geol. Führer Schweiz *7*: 583–623.

RÜTIMEYER, L. (1869): *Über Thal- und See-Bildung.* – Basel.

SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen.* – Schweiz. Paläont. Abh. *68*.

– (1965): *Schlierenflysch.* – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *31*/81: 124–134.

STAEGER, D. (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern (Kantone Bern und Unterwalden).* – Eclogae geol. Helv. *37*/1: 99–188.

– et al. (1986): Blatt 1210 Innertkirchen – Geol. Atlas Schweiz 1:25000 – Manuskript.

TRÖHLER, B. (1966): *Geologie der Glockhaus-Gruppe, mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte.* – Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Ser. *13*/10.

VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage.* – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *50*.

Für die Durchsicht von Résumé und Summary bin ich Mlle. C. SIDLER und den Herren DR. J.-P. BECKMANN und DR. E. KOBLER zu Dank verpflichtet.

Bei den Graphica durfte ich auf die tatkräftige Mithilfe der Herren DR. D. STAEGER, PROF. E. SPIESS, Direktor des Institutes für Kartographie der ETH, und seines Assistenten, Herrn H. STOLL, sowie auf Herrn G. BERTOTTI zählen.

Prof. Dr. René Hantke
Geolog. Institut der ETH
Sonneggstrasse 5
8092 Zürich