

Der Entwicklungsgang und seine Stadien

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Jahrbuch der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft**

Band (Jahr): **69 (1937-1938)**

PDF erstellt am: **12.07.2024**

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.

Systematischer Teil.

I. Der Entwicklungsgang und seine Stadien.

Die morphologische Uebersicht hat auszugehen von dem bestehenden Formenschatz des Gebirges und aus dessen Gliederung die Entwicklung der Landoberfläche, bestenfalls eine Unterscheidung von Eintiefungsfolgen nach Talräumen aufzustellen zu versuchen.

Schon 1878 hat *Alb. Heim* die äußere Modellierung des Gebirges dem Angriff von Verwitterung und Abtragung auf die immer mehr herausgeschälten Gesteinsschichten zugeschrieben. „Die Dislokation hat das ganze volle Gebirge aufgestaut, aber Verwitterung und Erosion haben es durch Täler tief in Berge zerteilt und zergliedert“ (47, II, S. 66).

Das Säntisgebirge wird von *Heim* morphologisch definiert als ein verstärkter Faltenjura. Als reines Faltengebirge zeigt dieser noch nahezu völlige Uebereinstimmung der Oberflächengestaltung mit dem geologischen Bau: Die Gewölbe sind zu Bergketten herausgewittert, Mulden beherbergen die Längstäler, die vorherrschen. Reliefinversion, d. h. Ausräumung von weniger widerständigen Schichten der Gewölbekerne, so daß die harten höheren Schichtlagen zu beiden Seiten des Längstales zu Schichtkämmen ausgestaltet wurden, tritt im Jura nur untergeordnet auf. Die Strukturform ist erst selten überwunden, da das Gebirge sich noch in der ersten aufsteigenden Entwicklung befinde. Auch bei längeren Hebungsstillständen vermochte die Erosion nicht wesentlich in die Breite zu arbeiten, weil der Abfluß über den großen zusammenhängenden Kalkmassen eine Umwandlung zur unterirdischen Entwässerung erfuhr. Der oberirdische Abfluß setzte über den Malm- oder Kreidekalkflächen aus: schon nach kurzem Lauf verschwinden die sich bei kräftigen Regengüssen oder zur Zeit der Schneeschmelze bildenden Bächlein, ja oft auch größere, dauernd fließende Wasserläufe im zerklüfteten Fels.

Alles dieses gilt in verstärktem Maße auch für das Säntisgebirge mit der engen Faltung von abwechselnd festen, aber löslichen und vielfach stark zerklüfteten Kalken und den weichen, leicht zerstörbaren Mergeln bis Kalkschiefern. Ja dieses Gebirge ist durch seine

Struktur und seine Gesteinszusammensetzung in noch höherem Maße geeignet zu einer Herausschälung und langen Erhaltung der tektonischen Ausgangsformen.

Die Untersuchung der Hauptketten hat nun aber gezeigt, daß deren Lage wie auch die Kammhöhen oft eine weitgehende Unabhängigkeit von der geologisch-tektonischen Grundform zeigen. So wechselt in der Kammlinie der nördlichen Kette mehrfach die Strukturform; die Gebirgskette streicht vom Thurquertal im Gewölbescheitel der ersten Antiklinale über den Schrattenkalkschenkel in die Seewerkalkmulde am Neuenalpispitz und läuft hierauf zurück bis in die Drusbergschichten des Gewölbekernes I. Vom Windenpaß an durchquert der Hauptkamm über den Lütispitz die ganze Synklinalzone I und wird in der Schafwies vom zweiten Gewölbe getragen. Nach mehrfachen Ueberschneidungen der verschiedenen geologischen Einheiten stellt sich erst östlich des Gyrespitz die Uebereinstimmung der orographischen mit der tektonischen Hauptlinie ein. Wenn auch diese Einhaltung der Gebirgsrichtung zum Teil in der geringen Mächtigkeit des Seewerkalkes im Muldenzug I begründet sein mag, bleibt doch die Unabhängigkeit der Berghöhen von ihrer tektonischen Stellung mit den heutigen Abtragungs-Verhältnissen unvereinbar. Solche Fälle sind als letzte Auswirkungen ehemals anders verlaufender Oberflächenformen zu erklären.

Hochflächen.

Wir haben im Säntis unter den Kammlinien gelegene, ausgedehnte Flachformen kennen gelernt (Tierwies, Fleckli-Zwinglipaßregion, Roßegg). Diese Verebnungen auf ca. 1900–2100 m Höhe und in auffälligem Gegensatz zu den sie umschließenden steilen Bergketten gehen in mehr oder weniger gleichmäßiger Böschung über die verschiedensten stratigraphischen Glieder und tektonischen Einheiten hinweg; auch Querstörungen, denen hier zwar nur geringe vertikale Verstellungen zukommen, sind im Relief ausgeglichen. Es ist nicht möglich, sich diese Verebnungen aus der Wirkung von flächenhafter Abspülung und einer gleichmäßig fortschreitenden Korrosion des Kalkes *in ihrer heutigen isolierten Höhenlage* entstanden zu denken. Solche Vorgänge müßten nach allem, was bisher gezeigt wurde, die Muldenzüge doch in verstärktem Maße eingesenkt und die Gewölbe jeweils herausgeschält haben. Auch Abschleifung durch das Eis ist auszuschließen; es liegen in der großen Form weder Karnischen noch Gletschertröge vor. Natur-

lich sind über die Firndecke des Eiszeitalters aufragende Wände der Gipfelgruppen stärker zurückgewittert und die Felssohle am Stufenrand gegen die tiefen Längstalzüge in der Richtung des Eisabflusses vom Gletscher konvex abgeschliffen worden. Aber die ganzen hochgelegenen Verebnungen lassen sich nur als Denudationsformen erklären, als Teile eines noch ausgedehnteren Flachreliefs, entstanden zu einer Zeit, als die älteste Durchtalung des Gebirges noch in ihren Anfängen begriffen war. Es ist daher auch nicht möglich, dieses Flachrelief in eine Beziehung zu irgendwelchen Talsystemen zu setzen. Das Säntisgebiet war seit dem Abschluß der Hauptfaltung unter einer mächtigen Flyschbedeckung infolge der andauernden Hebung von dieser Hülle größtenteils befreit worden, die höheren Gewölbescheitel des Kreidekernes sind sogar schon abgetragen gewesen, als die Ausräumung der Muldenzonen zu den Längstälern begann.

Weitere von den Strukturverhältnissen unabhängige Flachformen haben sich im Hauptkamm im Gebiet von Hinterwinden auf 1680 bis 1720 m, am Oberwieskopf auf 1860—1920 m, an der Lauchwies über 1820 m Höhe erhalten. Die Tierwieshochfläche erstreckt sich etwa von 2000 auf 2130 m, die Roßegg von 2080 bis gegen 2200 m Höhe hinauf. Die weit ausgedehntere Verebnung am Südfuß des Altmanns ist selektiv in mehrere Absätze gegliedert, vom Fleckli (2040 — 2200 m) über den Zwinglipaß (2021 m) gegen Hädern (1750 m) hinunter, sowie den Kraialpfirst und Roslenfirst hinauf (2100—2150 m).

Mit fortschreitender Eintiefung der Längstäler fand die Ausbildung dieses Flachreliefs ein Ende. Es geht aus der geschilderten Entwicklung hervor, daß die Altformen nicht als System im Sinne von Eintiefungsfolgen bezeichnet werden können; entsprechende Talböden sind nirgends erhalten. Wenn wir dem Jungpliozän die tiefe Durchtalung des Alpenlandes und seine Entwicklung zum Hochgebirge zuschreiben (46, I, S. 27), kann die Entstehung des Flachreliefs spätestens bis ins Mittelpliozän angedauert haben.

Alte Talböden.

Tektonische Verstellungen, die zu einem langsamen Aufsteigen des Gebirges bei einer im Einzelnen vielleicht ungleichmäßigen, aber stetigen Talentwicklung führten, setzen sich durch lange Zeiträume im Spätpliozän fort. Es ist anzunehmen, daß beim Beginn der Eiszeit die Talzüge im großen Ganzen der heutigen Lage entsprachen. Das Säntisthurltal hatte dank der leichteren Zerstörbarkeit des Antiklinalkerns

die älteren Synklinaltäler in der Eintiefung überholt und auch nach Nordosten konnte sich, von den Gewölbebrüchen begünstigt, vom Fuß des Altmann über die heutige Meglisalp hinweg, ein breiter Talzug ausbilden. Der Austritt der präglazialen Täler aus dem Säntis war sehr wahrscheinlich bereits auf die Höhe der heutigen Hochflächen des Alpenvorlandes erniedrigt; Säntisthurtal und Teselalptal also über ein altes oberstes Thurtal in 1100 bis 1300 m Höhe gegen das Toggenburg geöffnet. Das Oberkellen-Seealptal sowie das noch aus den beiden Wurzeln Fählenalp-Säntiseralp und Roslenalp-Furgglenalp gebildete Säntiser Tal mündeten bei 1300 m Höhe in das Becken von Schwende-Brülisau. Ueber die Verhältnisse während der beiden älteren (Deckenschotter-) Eiszeiten ist keine genaue Angabe möglich; die vorhandenen Talkerben sind damals wohl ausgeweitet und eine starke Schuttdecke entfernt worden. Die letzte, in ihren Ausmaßen so beträchtliche Hebung der Alpen, welche in der zweiten (großen) Interglazialzeit zu der tiefen Einschneidung der Haupttalzüge führte, worauf dann seit dem Abschluß dieses Interglazials wieder eine Aufschüttungsperiode folgte, kann mit den jungen, tektonischen Bewegungen des Säntisgebirges gleichgesetzt werden.

Diese letzten Deformationen lassen sich nicht mehr als Faltung bezeichnen. Die fertigen Antiklinalketten wurden noch in verschiedenem Sinne verstellt. Die Hebung ganzer Schollen ist sehr bedeutend, derart, daß die heutige staffelförmige Längsaufwölbung der Ketten mit dem verstärkten Absinken zum Rheintal beendet wurde. Während die horizontale Verschiebung im allgemeinen zurücktritt, bildet der Sax-Schwende-Bruch hiervon eine Ausnahme. Der Westflügel ist in der Nordkette gegen 800 m, am Roslenfirst noch 300 m über den Ostflügel gehoben; dieser dagegen bei Schwende wohl 2 km, am Stiefelgewölbe noch 600 m nach Norden verschoben worden. Auch wenn die starke Horizontalverschiebung am Sax-Schwende-Bruch bis über das Mitteldiluvium gereicht hat (*Heim*, 10, S. 369), so muß dafür doch auch ein langer Zeitraum zur Verfügung gestanden haben. *M. Jerosch* schreibt (6, S. 219) dagegen die Bildung des alten Tallaufes Fählenalp-Säntis, „vielleicht schon bis zum Akkumulationsstadium“ der Zeit vor der Querverschiebung zu.

Die starken, bis ins mittlere Diluvium andauernden Spannungen infolge der Aufwölbung des Westalpenkörpers mußten an der Deckenstirn größere Bewegungen auslösen. „Nicht ungleicher Deckenschub aus S, sondern ungleicher Widerstand im Norden ist die Ursache

der Horizontalverschiebung auch am Sax-Schwende-Bruch“ (10, S. 369).

Die Talböden der präglazialen Eintiefungsphase wurden von der mit den tektonischen Verstellungen im allgemeinen schritthaltenden Tiefenerosion zerstört. Doch auf der Struktur beruhende Formen dieser Täler sind dort, wo eine Verkarstung der alten Böden einsetzte, auf die heutigen Denudationsterrassen vererbt worden.

In diesem Sinne können Gräppelen- und Teselalptal der Südseite, der Seealptalzug von der Meglisalp und Fehlalp hinaus zur Bommenalp, sowie das Säntisertal mit seiner Verlängerung in die Alp Soll als altdiluviale Talräume bezeichnet werden (6, S. 222). Für das Rheintal ist vielleicht im Grabserberg (780 m) und den Terrassen des Gamserberges auf 700—800 m Höhe ein Hinweis auf die damalige Lage der Talfläche gegeben.

II. Der glaziale Anteil am Formenschatz.

Schon im allgemeinen Abschnitt der Arbeit habe ich den beträchtlichen Anteil der stark veränderten Abtragungsvorgänge der Eiszeit an der Ausgestaltung des Gebirges hervorgehoben. *Albert Heim* ist durch Ueberschätzung der Möglichkeit der flächenhaften Abwitterung und Abspülung zu der Ansicht gelangt, die Gestalt des Säntisgebirges sei eine von Gletscherwirkung freie (6, S. 288). Die Löslichkeit der Kalke, welche als einziges hartes Gestein die Möglichkeit der Entstehung von Eisschliffen und Schrammen boten, verhinderte eben die Erhaltung dieser eindeutigen Zeugen der Glazialerosion. Ablagerungen am Eisrande im Inneren des Gebirges haben sich erst seit dem letzten Rückzug der Gletscher aus dem Vorlande bilden können; sie sind zahlreich vorhanden, aber wegen des Fehlens längerer Eishalte und der starken Zerstörung des der Abschwemmung ausgesetzten Lockerschuttes ist es zu keiner Bildung und Erhaltung deutlicher Aufschüttungsformen gekommen. Es wurde auch schon darauf hingewiesen, daß infolge der kurzen Eistransportstrecke Moränengerölle nicht vom üblichen Gehängeschutt unterschieden werden kann. Wir sind also zur Beurteilung der Frage des Ausmaßes der Eiserosionen auf die Formen der Täler und Bergänge angewiesen. Aus ihnen folgerte erst kürzlich *O. Flückiger* ganz richtig auf die starke glaziale Ueberformung der Kalkketten des Säntis (43, S. 69).