Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 48 (1968)

Heft: 2

Artikel: Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes

Autor: Labhart, Toni P.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-37786

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: 17.07.2025

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

Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes *)

Von *Toni P. Labhart* (Bern)**)

Mit 3 Textfiguren und 1 Tafel

Abstract

The cristalline rocks of the Aar Massif are the Pre-Permian basement of the autochthonous Helvetic sediments. Their tectonical overprinting during the Alpine orogenesis consists in a succession of ordinarily NE-striking cleavage systems. The total deformation of the Massif can best be seen in the recent shape of the Permian peneplain, especially on the northern border and the eastern and western end of the Massif. It can be demonstrated that during the Alpine deformation the cristalline rocks of the Massif have been narrowed to an appreciable amount. The fact that in many places the cristalline rocks surmount the younger sediments may only partially be interpreted as the consequence of a young selective elevation of the cristalline basement. Particularly, the pitch of the axis on the western and eastern end of the Massif seems to be due to a relatively early Alpine tectonical action.

The age relation of the overthrusting of the Helvetic nappes over the Massif and the Alpine tectonic movements within the Massif are not yet cleared up with certainty. In the author's opinion it is an example of "Stockwerktektonik": narrowing and formation of steep-dipping cleavages in the basement and — more or less simultaneously — the thrusting of nappes and the formation of folds with low-angle axial planes in the cover.

Das Aarmassiv ist ein Stück präpermischen Grundgebirges, welches in die alpine Faltung einbezogen wurde. In dieser vielzitierten Formulierung ist eines der grundsätzlichsten Probleme des Massivs angetönt, ein Problem, welches auch über den Massivbereich hinaus von Interesse sein muss: in welcher Art und Weise geschieht ein solches „Einbeziehen"? Der Petrograph will es wissen, weil er den ursprünglichen Grundgebirgszustand seiner Gneise und Granite rekonstruieren und daher die alpinen Einflüsse möglichst subtrahieren möchte. Der Deckengeologe und Tektoniker will vor allem die alpinen Veränderungen

---

*) Leicht erweitertes Manuskript eines Vortrages vor der Geologischen Gesellschaft Zürich am 6. November 1967.

**) Mineralogisches Institut der Universität, Sahlistrasse 6, CH 3012 Bern.

kennen lernen, die das Verhalten des Grundgebirgsklotzes während der alpinen Orogenese charakterisieren.

Seit Jahren sammeln wir im Massiv möglichst viele und detaillierte Strukturdaten, deren Interpretation uns Informationen über die Art dieses überlagerten Gebirgsbaues liefert. Von grosser Wichtigkeit ist es dabei, voralpine und alpine Gefüge auseinander zu halten. Welche Kriterien lassen sich da anwenden?

Strukturen sind präalpin, wenn die syntektonische Metamorphose mesozonal oder höher ist; der niedrige Grad der alpinen Metamorphose im Aarmassiv ist durch mehrere grossräumige Untersuchungen sichergestellt (Wenk 1962, Niggli et al. 1965). Präalpin sind Strukturen, welche von Eruptivkontakten an Stöcken und Gängen abgeschnitten werden und solche, die mit dem Eindringen der Eruptivgesteine entstanden sind. Im Bereich des Aarmassivs sind keinerlei Hinweise auf eine alpine magmatische Aktivität bekannt, hingegen ist das paläozoische Alter mehrerer Komplexe (z.B. Zentraler Aaregranit und Gasterngranit) durch Altersbestimmungen belegt (Pasteels 1964, Wüthrich 1965). Voralpin sind ferner Strukturen, welche von der permischen Oberflächenverwitterung ergriffen oder von der Triastransgression diskordant überdeckt werden. Das einzige sichere Kriterium für eine *alpine* Strukturanlage ist eine gemeinsame Deformation von Kristallin und postpermischen Sedimenten.

Ein verlockendes, aber keineswegs stichhaltiges Kriterium ist die *Richtung*. Wohl haben wir zeigen können, dass im Altkristallin Blöcke mit alten N-S oder NW-SE Strukturrichtungen konserviert sind, die von der sogenannten „alpinen" Nordost- oder Ostnordost-Richtung wesentlich abweichen (Labhart 1965). Doch ist diese Letztere seit langem im Massiv dominant: sie findet sich teilweise schon in der Bänderung der Gneise des Altkristallins, dann in der Grossorientierung des Zentralen Aaregranits und vieler jüngerer Gänge, in den steilgestellten Karbonzügen des Lötschen- und Wendentals und den mit ihrer Bildung verknüpften Schieferungen und schliesslich an weiteren hercynischen und jüngeren Bruchzonen. Man kann sich leicht vorstellen, dass es sehr heikel sein kann, alpine Gefüge zu erkennen, wenn sie diesen alten Strukturen mehr oder weniger lagekonstant überprägt sind, was in weiten Gebieten der Fall ist. Wir versuchten dieser Schwierigkeit im südwestlichen Aarmassiv zu begegnen, indem wir *alpine Deformationsabfolgen* aus der Urserenzone ins Massiv hinein verfolgten, eine Methode, die sich seither in diesem Massivteil recht gut bewährt hat.

Der Nordteil des Aarmassivs bietet ausserordentlich günstige Verhältnisse zum Studium des alten Gebirgsbaues und seiner alpinen Überprägungen. Entscheidend ist die Tatsache, dass auf Schritt und Tritt mesozoische Sedimente in allen möglichen Lagerungsverhältnissen zusammen mit Kristallin zu finden sind.

Auf über 100 km Längserstreckung und in mehreren Querprofilen ist die Auflagerung der autochthonen helvetischen Trias auf permisch verwittertes

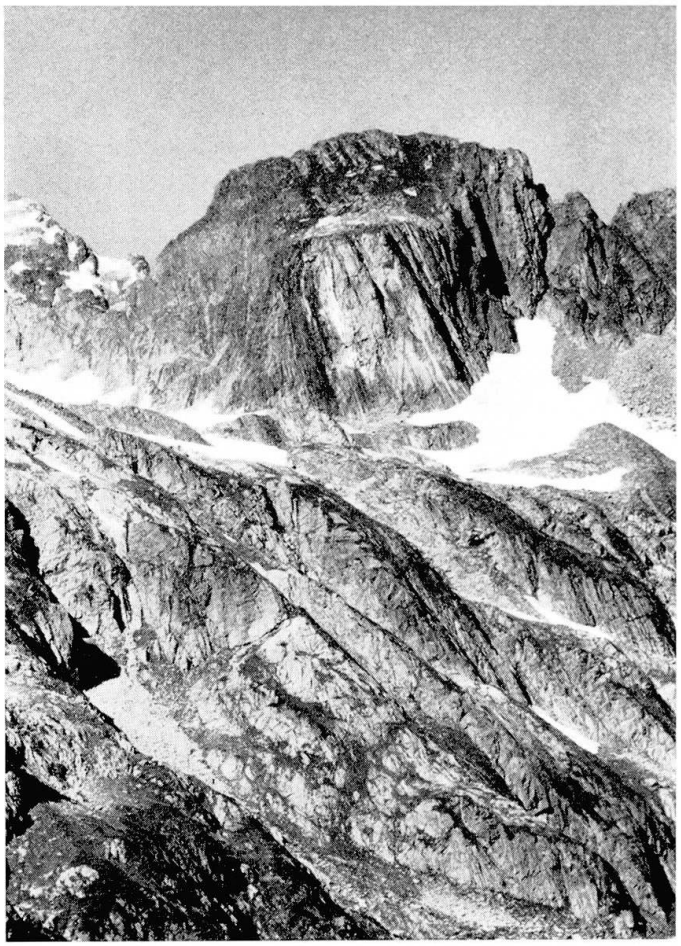


Fig. 1. Ein Beispiel für guterhaltenen, voralpinen Baustil: grosse Kalksilikatfelslinse in der S-Wand des Guferstocks östlich der Sustenpasshöhe.

Kristallin aufgeschlossen. Grosse Areale dieses Kristallins weisen zudem einen alten Baustil auf, der vom alpinen räumlich völlig abweicht (Fig. 1). Daher lassen sich Interferenzen alter und junger Gefüge an vielen Stellen beobachten (Fig. 2).

Der voralpine Baustil soll hier nicht diskutiert werden; wichtiger sind in diesem Rahmen die alpinen Deformationen.

Wie in den übrigen Massivteilen haben wir es mit einer Deformationsfolge zu tun (vgl. *Labhart* 1965 und 1966 und *Steck* 1966). Von ausserordentlicher Bedeutung ist eine mit 50° bis 80° südostfallende Schieferung, für die wir seinerzeit den Namen „*erste alpine Schieferung*" einführten (Labhart 1965, p. 69). Ihr alpines Alter lässt sich am Kontakt mit eingemuldeten Sedimenten beweisen: die steilen Achsenebenen der Sedimentfalten setzen als Schieferung ins unterlagernde Kristallin fort. Häufiger sind allerdings Sedimentplatten oder -fetzen parallel zur Schieferung eingespiesst. Charakteristisch für die erste Schieferung ist eine Striemung, welche meist etwa in der Fallinie liegt, und in der Minerale, Fossilien und Ooide sehr stark gelängt sind unter starker Einengung in der Richtung senkrecht zur Schieferung. Sehr schön ist diese Einengung etwa in der Färnigenmulde zu sehen (Alb. und Arn. Heim 1917).

Fig. 2. Erste, alpine Schieferung durchsetzt die fast horizontale Bänderung eines Amphibolits. Lauchernalp, Lötschental.

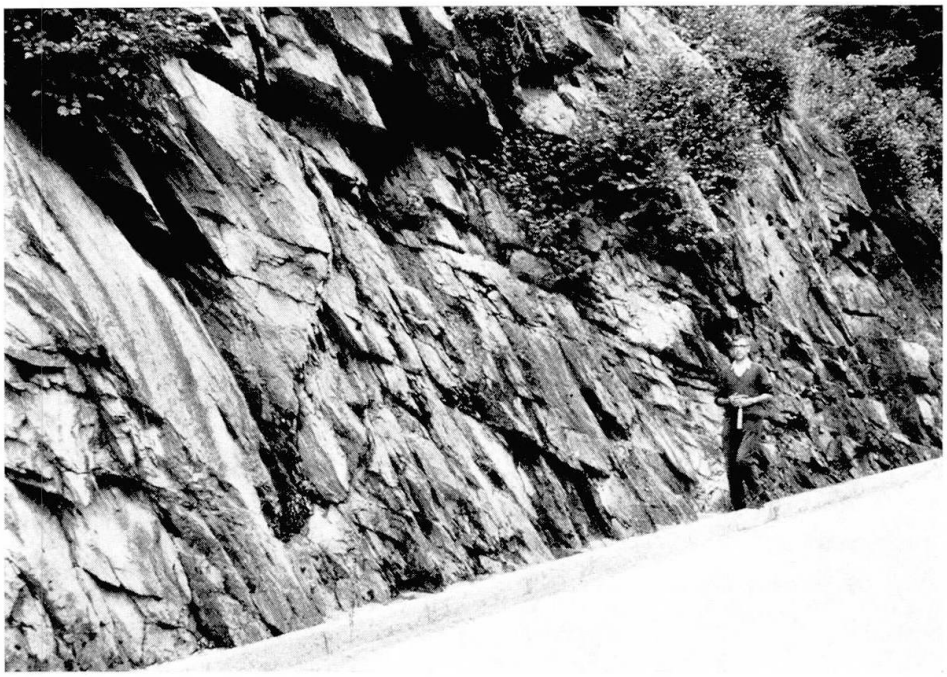


Fig. 3. Innertkirchnergranit mit zahlreichen Überschiebungsflächen. Sustenstrasse oberhalb Gadmen.

Wir haben zeigen können, dass diese Striemung in der Massivlängsachse einen nach oben geöffneten Fächer bildet, wie das vorher für die Urserenzone bekannt war (LABHART 1965, p. 69/70). Die Abweichung von der Fallinie beträgt im östlichen Massivteil bis zu 15°, im westlichen bis zu 35 und mehr Grad.

Im Querprofil wechseln Zonen intensiver erster Schieferung mit wenig oder gar nicht deformierten Altkristallinblöcken. Diese Selektivität ist einer der auffallendsten Züge der alpintektonischen Überprägung des Massivs.

Eine morphologisch ausserordentlich markante Schieferungszone zieht durch die Furche des Lötschentals[1]), die Lötschenlücke, die Grünhorn- und Lauteraarhorngruppe ins Gauligebiet und von dort über den Furtwangsattel und das Tierbergli in die Färnigenmulde im urnerischen Meiental. Eingesenkte mesozoische Sedimente finden sich am westlichen Massivende, am Furtwangsattel und im Meiental. Im Lötschental hält sich diese Zone etwa an den Verlauf des Karbonzuges und lässt einmal mehr in der Geschichte des Massivs eine alte Richtung wiederaufleben. Wir möchten uns aber nicht der extremen Meinung von BAER (1959, p. 155) anschliessen, der alle diese alpinen Scherzonen als alte, reaktivierte Brüche betrachtet.

Eine alpintektonisch viel bedeutendere s_1-Scherzone, charakterisiert durch tief eingekeilte Sedimente, beginnt am Nordhang des Lötschentals, zieht, verwischt durch jüngere Tektonik, unter den Berner Hochalpen durch, und endet irgendwo im Oberhasli, vielleicht in der Schwanzregion der Innertkirchner Sedimentkeile. Im Lötschental scheinen die Sedimente sehr weit ins Massiv hinabzugreifen: sind sie doch im Lötschbergtunnel auf 1100 m in noch unveränderter Mächtigkeit angefahren worden (HUGI 1914). Dieser Sedimentzug kann gut als die nordöstliche Fortsetzung der Muldenzone von Chamonix–Martigny aufgefasst werden. Das hat gelegentlich dazu Anlass gegeben, den Massivteil nordwestlich davon als „Gasternmassiv" (als Fortsetzung des Aiguilles Rouges-Massivs) von einem Aarmassiv s.str. abzutrennen. Östlich des Lötschentals wird eine Grenzziehung allerdings sofort schwierig, im Oberhasli verschwindet gar die „massivtrennende" Sedimentzone. Daher ist eine Abtrennung, wie sie etwa im neuen geologischen Führer vorgeschlagen wird (BADOUX 1967, Fig. 1), nicht befriedigend. Anderseits ist im Meiental auch schon die Färnigenmulde zur Abtrennung eines „Erstfeldermassivs" verwendet worden, was wiederum weiter westlich sinnlos ist. Wir finden, dass man auf derartige unklare Unterteilungen des Massivs verzichten sollte.

In den Zonen starker Schieferung werden die Altkristallingesteine oft zu chlorit- und serizitreichen Phylloniten umgewandelt. In einem Versuch der Gliederung der Serien der Externmassive (KRUMMENACHER et al. 1965) werden nun gerade derartige Schiefer des Lötschen- und Maderanertales als typische Vertreter einer „série verte" und einer „série satinée" bezeichnet, deren Meta-

[1]) Die meisten im Text erwähnten Lokalitäten sind in Tafel I eingetragen.

morphose zudem zeitlich mit der hercynischen der Casannaschiefer korreliert wird. Hier stehen wir dem an sich wertvollen Versuch eher skeptisch gegenüber.

Neben diesem sehr wichtigen ersten treten weitere Schieferungsysteme sehr zurück, im Gegensatz zu südlichen und südwestlichen Massivteilen (BAER 1959, LABHART 1965, STECK 1966).

Von Bedeutung ist aber vielerorts ein jüngeres System von Scherflächen mit geringem Südostfallen (Fig. 3). In weiten Gebieten ist der Relativsinn der Verschiebung an den gut ausgebildeten Harnischen konstant: das höhere Paket ist relativ nach Nordwesten bewegt worden. Die Dichte dieser Überschiebungsflächen variiert sehr, von sporadischem bis zum Auftreten im cm-Bereich existieren alle Übergänge. Die Verschiebungsbeträge schwanken häufig zwischen wenigen Millimetern und fünfzig Zentimetern, es sind aber auch solche von 10, 100 und mehr Metern beobachtet worden. Diese Spuren eines bedeutenden Horizontaltransportes im Innern des Kristallins sind bis jetzt zu wenig beachtet worden. Die Überlagerung von Sedimenten durch Kristallin ist zwar im Aarmassiv von alters her bekannt und berühmt. Wenn für die Deutung dieser Erscheinungen überhaupt Überschiebungen in Betracht gezogen wurden, dachte man an Verschiebungen längs einzelner mächtiger Schubbahnen (MORGENTHALER 1921). Das mag für einen Teil des überschobenen Kristallins richtig sein, etwa für den Bereich zwischen Hockenhorn und Wetterhorn, wo die überfahrenen Sedimente teilweise als Gleithorizont gewirkt haben. Anderseits haben wir am Beispiel des überschobenen Kristallins über dem Pfaffenkopfkeil zeigen können, dass sich der Gesamtüberschiebungsbetrag vorwiegend aus Teilstücken von unter einem Meter zusammensetzt (LABHART 1966). Das Kristallin ist hier nicht als Block, sondern unter intensivster Interndeformation überschoben worden. Untersuchungen über die Verbreitung der verschiedenen Überschiebungsmechanismen sind im Gange.

Es gibt eine ganze Reihe jüngerer Deformationen. Von grösserer Bedeutung ist ein nordoststreichendes, vertikales Bruchsystem, das bei steiler Lage der Harnischriefung meist einen relativ abgesenkten Südostflügel zeigt. Beobachtung von Translationen in Stollensystemen über einen Massivquerschnitt von etwa drei Kilometern im Gadmental ergaben eine Mindesthöhendifferenz des nördlichsten und des südlichsten Punktes von 500 Metern. Ähnliche Brüche haben wir im Lauterbrunnen- und Gasterntal gesehen und ECKARDT (1957) erwähnt sie aus dem Oberalpgebiet am Südrand des Massivs.

Was hat die Gesamtheit der alpinen Tektonik für eine Deformation des hercynischen Massivs bewirkt? Diese wichtige Frage ist aus dem Studium der Kleintektonik heraus nicht zu beantworten. Gerade bei der so wichtigen ersten Schieferung erkennt man zwar lokal eigentliche Synformen, man weiss, dass im Süden des Massivs aufschiebende Bewegungen dominieren (STECK 1966), beobachtet aber vielerorts eine scheinbar unregelmässige Zerhackung des Kristallins durch Bruchzonen mit wechselndem Versetzungssinn, falls man

nicht mangels geeigneter Vorzeichnungen überhaupt nichts aussagen kann; eine Gesamtdeformation ist aus diesen Feldbeobachtungen nicht zu rekonstruieren.

Hier hilft uns das Studium der heutigen Form und Lage der *permischen Landoberfläche,* bzw. der *Triastransgressionsfläche.* Vieles deutet ja darauf hin, dass die prätriadische Einebnung des hercynischen Gebirges eine sehr weitgehende war. Wir dürfen diesen Kontakthorizont für unsere Betrachtung wohl ohne weiteres als ursprünglich horizontal annehmen. Bohrungen im Mittelland haben den Kontakthorizont auf 1350 bis 2000 m unter Meeresniveau angefahren (Büchi et al. 1965), interessanterweise über einem Gestein, das dem nicht alpindeformierten Innertkirchnergranit sehr ähnlich ist (Jäger et al. 1967, p. 41/42). Am Nordrand des Massivs taucht der Kontakthorizont in den tiefen Quertälern[2]) auf Höhen von 450 bis 1200 m ü.M. auf und steigt zwischen Lötschenpass und Reusstal mit 20 bis 45° auf eine Kulmination von etwa 3000 m an. Am Petersgrat klassisch schön sichtbar, ist sie zwischen Jungfrau und dem Oberhasli durch Überschiebungen verwischt und kompliziert. Östlich des Sustenpasses ist wieder eine ähnliche Kulmination ebenfalls auf rund 3000 m vorhanden (Spannort, Krönten).

Von dieser Kulmination sinkt der Kontakthorizont, allerdings an wenigen Stellen gut aufgeschlossen, nach Südosten ab. In Färnigen liegt ein Muldenschluss unter 1400 m, im Lötschental tauchen die Sedimente, ohne eine eigentliche Mulde zu bilden, sehr viel tiefer hinunter. Wir haben also einen schönen Kuppelbau vor uns, den wir nach dem schönsten, durch die Erosion prachtvoll herauspräparierten Querschnitt im Lötschental „*Gasternrücken*" nennen. Er ist beim Bau des Lötschbergtunnels auf 1100 m Höhe in seiner ganzen Breite von 7 km durchfahren worden (Hugi 1914).

Trotzdem in fast allen Massivquerschnitten die topographische Kulmination südlich der Linie Lötschen–Färnigen liegt, ist der Kontakthorizont dort (ausser an den Massivenden) nirgends aufgeschlossen. Er muss irgendwo über den Dreieinhalb- und Viertausendern gelegen haben. Bei dieser südlichen Kulmination handelt es sich nicht um eine ruhige Grosswölbung im Stil des Gasternrückens, sondern um eine Abfolge tief ins Massiv eingreifender Sedimentmulden oder -keile mit entsprechend wichtigen Scherzonen als Fortsetzung im Massivinnern. Das ist am Südwestende des Massivs schön zu sehen (Lugeon 1914, Baer 1959, planche III).

Werfen wir nach der Betrachtung des Querprofils auch einen Blick auf das Längsprofil. Es ist seit langem bekannt, dass an den Massivenden das Kristallin unter die Sedimente „axial" eintaucht. Dieses Eintauchen kann aber auf ganz verschiedene Art und Weise geschehen. So liegt der Gasternrücken bis unter das Hockenhorn (d.h. bis 3 km vor das westliche Massivende) praktisch horizontal, senkt sich gegen den Lötschenpass mit 10—15° und verschwindet dann

---

[2]) Gastern-, Lauterbrunnen-, Aare-, Engelberger- und Reusstal.

unter den Sedimenten. In den südlichen Massivteilen entwickelt sich ein Axialgefälle bereits auf der Höhe von Brig ziemlich unvermittelt aus fast horizontalen Achsenlagen und hält unvermittelt bis ans Massivende an (BAER 1959, pl. I, LABHART 1965, Fig. 50).

Wir bekommen also im ganzen ein kompliziertes Bild der Modifikation der hercynischen Massivoberfläche. Wie ist es genetisch zu deuten?

Im Querprofil fehlt uns vorderhand eine befriedigende Erklärung des Mechanismus und des Zeitpunktes der Aufwölbung des Gasternrückens. Die Feldbeobachtungen scheinen sich zu widersprechen. Die an vielen Stellen ungestörte Auflagerung der Sedimente deutet doch wohl ohne Zweifel auf eine postsedimentäre Verbiegung, die aber mit einer Interndeformation des Kristallins verknüpft gewesen sein müsste. Das Kristallin ist aber an vielen Stellen völlig massig. Eine Kippbewegung („basculement"), wie sie BELLIÈRE (1957/58, p. 8) für den französischen Teil des Aiguilles-Rouges-Massivs annimmt, kann die Kuppelform auch nicht erklären.

Die südöstlich anschliessenden Scherzonen mit den tief eingespiessten oder eingemuldeten Sedimenten sind, wie wir gesehen haben, während der ersten Schieferung angelegt worden. Südlich der Linie Lötschen–Färnigen sind bei derselben Deformation bedeutende Aufschiebungen südöstlicher Pakete nachgewiesen (STECK, 1966, p. 64). Die generelle Überhöhung dieser südlichen Zone (derjenigen des Zentralen Aaregranits) ist also auch während der ersten Schieferung zustande gekommen. Inwiefern ein Andauern der Aufschiebungen während späterer Phasen die Überhöhung noch akzentuiert hat (STECK 1966, p. 80), ist wohl schwer zu sagen. Ob die Sedimentmulden am Südwestende des Massivs ebenfalls s_1-Mulden sind, ist nicht sicher. Sie scheinen eher bei einer jüngeren Schieferung angelegt worden zu sein (? s_2 von LABHART 1965).

Die erste Schieferung hat also, vielleicht zusammen mit jüngeren, die hercynische Massivoberfläche im Querprofil ausserordentlich stark modifiziert. Das ist bei der auf einzelne Zonen beschränkten starken seitlichen Einengung auch nicht verwunderlich. Wie gross die Gesamteinengung über die ganze Massivbreite ist, dürfte nicht leicht zu berechnen sein. Im Innern des Kristallins sind nur lokal günstige Vorzeichnungen deformiert worden, welche ein rechnerisches Erfassen gestatten. ALB. HEIM (1921, Bd. 2/1, p. 176 und 181) nahm durch Ausglätten von Sedimentmulden am Ost- und Westende des Massivs Einengungen auf ½ bis ⅓ der ursprünglichen Profilbreite an. Um wieviel sich diese Beträge bei Berücksichtigung der Dehnungen verringern, ist im Augenblick nicht zu sagen.

Zwischen Jungfrau und Gstellihorn haben jüngere Überschiebungen das Querprofil weiter verändert. Zwei Fakten sind hier besonders bemerkenswert: Erstens sind vor den überschobenen Kristallinkomplexen die Überschiebungsfläche der Wildhorndecke und die parautochthonen Schuppen steilgestellt, lokal sogar überkippt (SCABELL 1926, MÜLLER 1938). Zweitens liegen hier die

topographischen Kulminationen des Aarmassivs nördlich der Linie Lötschen–Färnigen (Lauterbrunner Breithorn, Jungfrau, Mönch, Wetterhorn). Diese Höhenlage ist nicht die Folge einer axialen Heraushebung, sondern die Folge einer Mächtigkeitszunahme des Kristallins durch Überschiebungstektonik.

Eine weitere, jüngere Komplikation des Querprofils erfolgte durch steile Brüche, wobei der Nordwestteil des Massivs staffelförmig um nicht unbedeutende Beträge gehoben wurde. Dieser Bewegungssinn ist erstaunlich, würde man doch eher erwarten, dass im Zuge einer jungen, isostatischen Heraushebung des Massivs (oder einer entsprechenden Absenkung des Vorlandes) Brüche mit umgekehrtem Versetzungssinn auftreten. Möglicherweise ändern die Brüche wenig nördlich des Massivrandes ihren Versetzungssinn; derartige Brüche wären jedenfalls eine plausible Erklärung des Mechanismus einer wohl nicht bestrittenen relativen Heraushebung des Massivs.

Ganz anders gelagert ist die Frage, ob das Kristallin auch in der Massivlängsrichtung gegenüber den Sedimenten herausgehoben wurde. Im allgemeinen wird das Axialgefälle an den Massivenden und die Fächerstellung der ersten Striemung als ein Beweis für eine junge Hebung und eine Längsaufwölbung des Massivs nach Anlage dieser Gefüge betrachtet (Baer 1959, p. 139, Steck 1966, Labhart 1965, p. 70, mit Vorbehalten auf p. 73).

Wir sind heute der Auffassung, dass weder die Fächerstellung der ersten Striemung noch die südwestfallenden Achsen Argumente für eine junge, selektive Hochwölbung des Kristallins liefern. Das Axialhoch im Aarmassivraum kann durchaus bei der ersten Schieferung angelegt worden sein, indem die Streckung primär als Fächer ausgebildet wurde. Dieser liesse sich vielleicht so erklären, dass das stark eingeengte Kristallin an den (? durch N-S-Brüche vorgezeichneten) Massivrändern seitwärts eine günstige Ausweichrichtung gefunden hätte. Das würde bedeuten, dass gleichzeitig angelegte (B_1-)Mulden von Anfang an ein südwestliches Achsialgefälle aufgewiesen hätten. Dass die Streckungsrichtung und die Faltenachsen nicht senkrecht aufeinander zu stehen brauchen, haben Nabholz und Voll am abtauchenden Gotthardmassiv gezeigt (Eclogae geol. Helv. 56/2). Die jüngste Hebung, welche dieses in der Tiefe geformte Kristallinhoch der Erosion zugänglich machte, hätte dann die ganze Zone Aig. Rouges-Massiv–Rawilmulde–Aarmassiv gleichermassen erfasst. Immerhin scheint es einige Anzeichen für eine schwache, selektive Heraushebung des Kristallins zu geben, so die Axialflexur der Dala (Baer 1959, p. 140) oder gewisse Bruchsysteme im Rawilgebiet, die Schaub (1936, p. 390) bereits als Folgen einer Hebung des Aarmassivblocks nach der Achsenanlage interpretierte.

Eine zentrale Frage ist natürlich diejenige nach der zeitlichen Korrelation der Tektonik im Massiv und im Deckengebiet. Vor allem muss der Zusammenhang zwischen der ersten Schieferung als wichtigster Massivdeformation und der helvetischen Hauptüberschiebung als wichtigstem Akt der Deckenbildung interessieren.

Eine eindeutige Antwort ist heute auf diese Frage nicht zu geben.

Schuld daran ist vor allem die Tatsache, dass die helvetische Hauptüberschiebung nur an wenigen Stellen von der Erosion über dem Massiv verschont geblieben ist. Lediglich im Glarnerland ist sie über dem Ostende des Aarmassivs als „prächtige Wölbung" erhalten (courbure magnifique; TRÜMPY 1963, p. 420). Sie zeigt nur eine grossräumige Verbiegung (wobei man allerdings die ursprüngliche Form und Lage nicht kennt). Im Berner Oberland ist die Überschiebung der Wildhorndecke — wie oben dargelegt — im Bereich grösserer, später vorgestossener Kristallinpakete eingewickelt. Auf die Existenz dieser jüngeren tektonischen Phase im Westen hat TRÜMPY (1963, p. 426) aufmerksam gemacht. Kürzlich ist durch KÄCH (im Druck) gezeigt worden, dass auch bei der Deckenüberschiebung mit mehreren Phasen zu rechnen ist. Besonders interessant ist seine Feststellung, dass in den Brigelserhörnern bei der Entstehung der Cavistrau-Decke bereits eine Kristallinschwelle in Form eines südlichen, relativ gehobenen Blocks vorlag.

Die Mehrphasigkeit der Bewegungsabläufe und die unterschiedliche Bedeutung oder gar das Fehlen einzelner Phasen in verschiedenen Massivabschnitten erschweren natürlich zeitliche Korrelationen ausserordentlich.

Trotz all dieser Komplikationen wollen wir versuchen, in grossen Zügen einen, wenn auch hypothetischen Bewegungsablauf zu skizzieren.

Die helvetischen Decken dürften die ursprüngliche sedimentäre Bedeckung des Tavetscher Zwischenmassivs oder entsprechender westlicher Massivteile gewesen sein (TRÜMPY 1963). Es bedurfte sicher einer bedeutenden tektonischen Aktivität, um diese in einer Senke liegenden Sedimentmassen (TRÜMPY 1965) in nach Norden überliegende Deckfalten zu legen oder sie gar als Schubmasse nach Norden abwandern zu lassen, umso mehr als offenbar bereits Kristallinblöcke als hindernde Schwellen vorhanden waren. Eine Einengung der Urserenzone, bzw. der ganzen Mulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv, welche die Abscherung der Sedimente provozierte und ihre Dislokation nach Norden in Gang brachte, schiene uns die gegebene Erklärung. Tatsächlich lässt sich die erste Schieferung als Zeuge einer bedeutenden Einengung aus der Urserenzone und dem Tavetscher Zwischenmassiv mit völlig gleicher Ausbildung und Raumlage der s-Flächen und vor allem auch der Striemung/Streckung ins Aarmassiv hinein verfolgen.

Diese erste Schieferung könnte unter einer Deckenhauptschubmasse von SE nach NW (bzw. von SSE nach NNW) durch das Massiv gegangen sein. Die Einengung im kristallinen Untergrund, verbunden mit der relativen Heraushebung südöstlicher Massivteile liessen sich sehr gut mit einem Schweregleitmechanismus im Deckgebirge kombinieren. Dabei wurden nur tiefste (autochthone) helvetische Sedimente ins Massiv eingemuldet oder eingespiesst. Andere Sedimentpakete wurden unter der Schubmasse als parautochthone Schuppen mitgerissen, wobei dieser Dislokationsstil an gewissen Stellen auch auf hochge-

presste und bereits eingeengte Kristallinbereiche übergriff (Innertkirchner Keile). Man hätte es in diesem Fall mit einer ausgesprochenen Stockwerktektonik zu tun: steile Schieferung mit steilen Sedimentmulden und -fetzen im Grundgebirge, flache Schuppen und flachvergente Faltung im Deckgebirge.

Wir sind überzeugt, dass detaillierte, strukturelle Untersuchungen noch viele Unklarheiten und Widersprüche beseitigen werden. Voraussetzung ist dabei, dass Kristallin und Sedimente gemeinsam untersucht werden und dass das Gespräch zwischen Grundgebirgs- und Deckgebirgsgeologe, gerade wegen des oft völlig anderen Blickwinkels, nicht gescheut wird.

Herrn Professor R. Trümpy, Zürich, sei für Diskussionen und mannigfache Anregung bestens gedankt. Herr P. Käch, cand. geol., stellte in verdankenswerter Weise ein unveröffentlichtes Manuskript zur Verfügung.

Anmerkung während der Drucklegung

Während der Drucklegung ist eine Arbeit von A. Steck (Basel) über alpidische Strukturen im westlichen Aarmassiv erschienen (Eclogae geol. Helv. 61/1, 19—48). Da sich die beiden Arbeiten in manchen Punkten berühren, soll hier unter einigen Stichworten kurz darauf eingegangen werden.

Altersabfolge alpiner Deformationen: Die bereits in Steck (1966) herausgearbeitete Deformationsfolge wird für ein grösseres Gebiet des Zentralen Aaregranits bestätigt. Erneut wird auf die überragende Bedeutung der ersten Schieferung (mit lokal berechenbaren Einengungen um 60%) hingewiesen. Auch die Tendenz zur Aufschiebung südöstlicher Pakete während dieser Deformation wird bestätigt (p. 24).

Überhöhung südlicher Massivteile: Steck berechnet die Höhe des Kristallin-Sedimentkontakts über dem Aletschhorn auf 6500 m ü. M. Wenn auch die Berechnungsmethode diskutabel ist, gibt dieser Wert doch eine Grössenordnung der bedeutenden Überhöhung der südlichen Massivteile.

Axialgefälle und Axialkulminationen: Auch Steck kommt zum Schluss, dass das Axialgefälle am westlichen Massivende während und nicht nach den alpinen Deformationen angelegt worden ist. Wir können seinen Argumenten nur dort nicht folgen, wo er von den „gleichen, ursprünglichen Lagen der Gefügeelemente" spricht (p. 41/42). Weder kennen wir die ursprüngliche Lage der Lineare, noch dürfen wir axiomatisch annehmen, dass sie bei ihrer Entstehung untereinander parallel waren!

Steck bestätigt mit gefügekundlichen Methoden die Aletschhornkulmination von Albert Heim. Zur Formulierung „Die Axialkulmination des Aarmassivs befindet sich im Aletschgebiet" (p. 37) müsste lediglich geltend gemacht werden: es handelt sich um die Axialkulmination des südwestlichen Aarmassivs. Dass im Norden (Gasternrücken) die Verhältnisse anders liegen, haben wir oben dargelegt; die Untersuchungen im nordöstlichen und östlichen Massivteil sind zu wenig weit fortgeschritten, um mit Sicherheit über Axialkulminationen und -depressionen urteilen zu können.

Verteilung alpiner Scherzonen im N-S-Profil: „Die Verschieferung des hercynischen Kristallins ist am Massivsüdrand am intensivsten, von hier wird sie gegen Norden immer schwächer" (p. 24). Diese Formulierung könnte zu Missverständnissen Anlass geben. Wir möchten deshalb hier festhalten, dass es nördlich des Zentralen Aaregranits, auf welchen sich obige Aussage bezieht, wieder mächtige Zonen mit intensivster alpiner Verschieferung gibt (Lötschen-Färnigen u. a.).

Korrelation massivinterne Tektonik/Deckenüberschiebung: STECK verlegt die „alpine Verschieferung, Zerscherung und gleichzeitige Hauptkristallisation" in eine Spätphase der alpinen Gebirgsbildung (p. 42). Wir haben oben unsere Arbeitshypothese vom Zusammenspiel der Bewegungen im Massiv und den Deckentransporten dargelegt. Beide Ansichten sind als vorderhand nicht beweisbare Hypothesen vertretbar. Merkwürdig erscheint uns aber, dass STECK dann die Einkeilung der Urseren-Zone, d. h. das Zusammenrücken von Gotthard- und Aarmassiv in eine Frühphase der Gebirgsbildung verlegt. Angesichts der gleichartigen Deformationsabfolge in den Sedimenten der Urseren-Zone und dem Kristallin des Massivs erscheint eine derart extreme zeitliche Trennung der Deformationen äusserst unwahrscheinlich. Bedingte die Annahme einer solchen Trennung nicht, dass die so frappant gleichorientierten s_1 (erste Schieferung) und L_1 (erste Streckung) von STECKS Diagramm D 17 (Kristallin) und D 18 (Sedimente der Urseren-Zone) zeitlich überhaupt nichts miteinander zu tun hätten?

Literatur

BADOUX, H. (1967): Géologie abrégée de la Suisse. Geologischer Führer der Schweiz, Bd. I.

BAER, A. (1959): L'éxtrémité occidentale du massif de l'Aar. Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 82, 1—160.

BELLIÈRE, J. (1957/58): Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. Mém. Soc. Géol. Belgique 81, 1—129.

BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. und ZIMDARS, J. (1965): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. u. -Ing. 32/82, 7—38.

ECKARDT, P. M. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. Diss. Zürich.

HEIM, ALB. (1921): Geologie der Schweiz, Band 2/1.

HEIM, ALB. und HEIM, ARN. (1917): Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri). Vjschr. natf. Ges. Zürich 61, 503—530.

HÜGI, T. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 94.

HUGI, E. (1914): Schlussbericht über den Bau des Lötschbergtunnels der Berner Alpenbahn, geologischer Teil.

JÄGER, E., NIGGLI, E., WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 134.

KÄCH, P. (1968): Die Tektonik der Brigelserhörner. Eclogae geol. Helv. 61/1 (im Druck).

KRUMMENACHER, D., BORDET, P. et LE FORT, P. (1965): Les massifs externes et leurs séries métamorphiques. SMPM 45/2, 856—874.

LABHART, T. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 124.

— (1966): Mehrphasige Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. Eclogae geol. Helv. 59/2, 803—830.

LUGEON, M. (1914): Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 30/I

MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. Eclogae geol. Helv. 16/2, 179—217.

MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 74.

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. Eclogae geol. Helv. 58/1, p. 335—368.

PASTEELS, P. (1964): Mesures d'ages sur les zircons de quelques roches des alpes. SMPM 44/2. 519—541.

SCABELL, W. (1926): Beiträge zur Geologie der Wetterhorn-Schreckhorn-Gruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz. NF 57/III.

SCHAUB, H. (1936): Geologie des Rawilgebietes. Eclogae geol. Helv. 29/2, 337—407.

STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 130.

TRÜMPY, R. (1963): Sur les racines des nappes hélvétiques. Livre Paul Fallot II, 419—428.

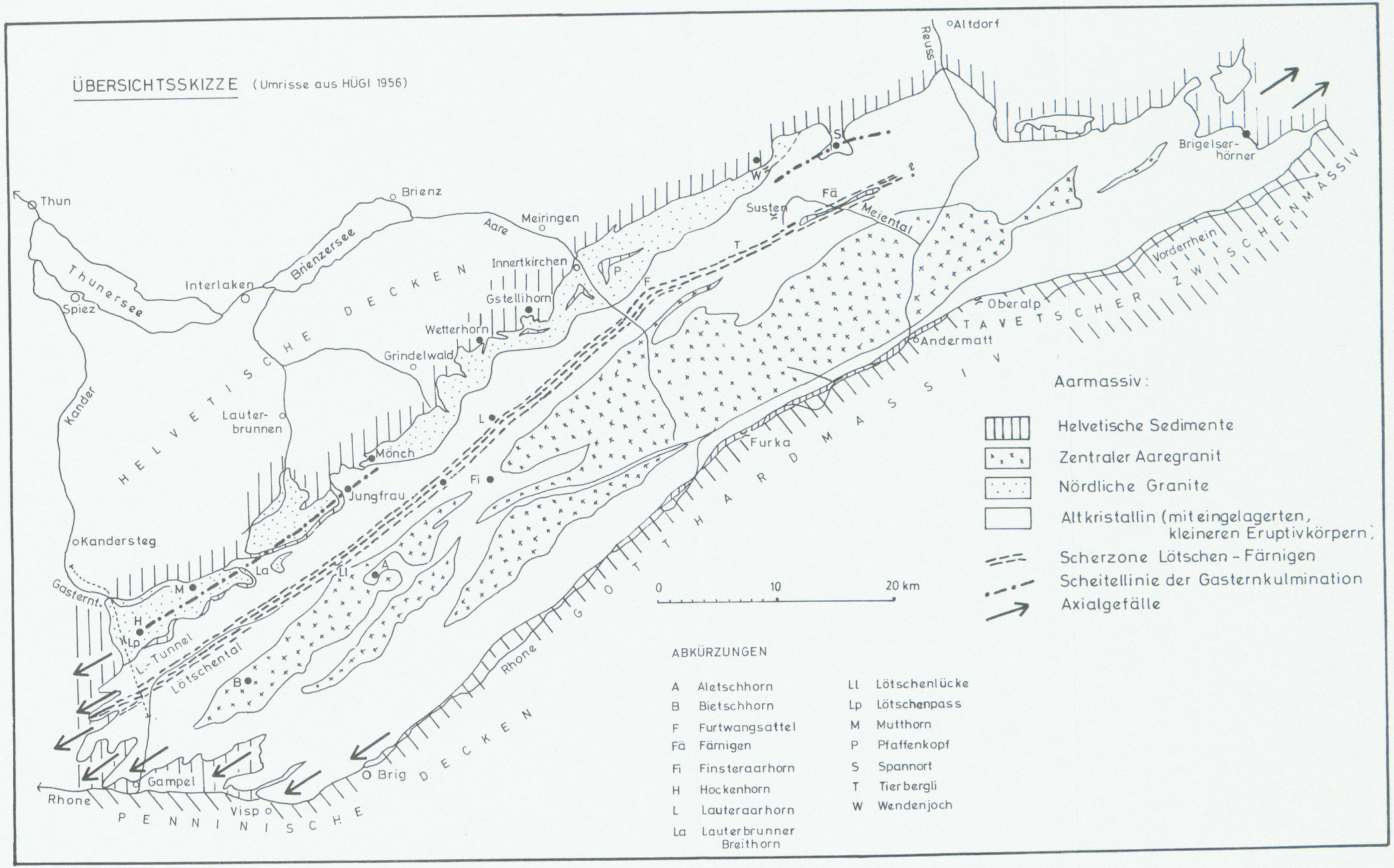
— (1965): Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. Umschau 65/18, 573—577.

WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM. 42/1, 139—152.

WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin überprägten Aarmassiv. SMPM 45/2, 875—971.

Manuskript eingegangen am 16. November 1967.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. Min. Petr. Mitt.
Band 48, Heft 2, 1968

TONI P. LABHART: Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes