

Der Bau des westlichen Wettersteingebirges¹⁾

Mit 6 Abbildungen

VON HUBERT MILLER *), München

Zusammenfassung

Aus dem westlichen Wettersteingebirge werden verschiedene neue stratigraphische und tektonische Beobachtungen mitgeteilt.

Außer dem Neufund von Reichenhaller Schichten werden Besonderheiten in der Ausbildung von Muschelkalk, Partnachschichten, Wettersteinkalk und Raibler Schichten beschrieben. Die Tuffe des oberen Muschelkalkes entstammen entgegen der Ansicht VIDALS (1953) lokalen anisischen Eruptionen. Der unterste Wettersteinkalk gehört noch der anisischen Stufe an.

Das Gebirge läßt sich in „Hochgebirge“ und „Vorland“ gliedern: Im N hängen die beiden Teile ungestört bis wenig gestört zusammen, im SW und S ist das Hochgebirge dagegen an einer NNE-fallenden Fläche von N nach S auf das südliche Vorland („Jungschichtenzone“) aufgeschoben. Die Achsen der Großfalten tauchen im S nach E, im N nach W ein. Mehrere Aufschiebungen in S—N-Richtung sowie kräftige E—W-streichende Störungen sind, ebenso wie die „Ammer-Loisach-Störungen“, von sekundärer Bedeutung für den Bauplan des Gebirges. Die E—W-Bewegungen haben zu keinen Überschiebungen, sondern nur zu Blattverschiebungen von „Streifenschollen“ geführt.

A. Einleitung

Mit den Unterlagen, die von VIDAL (1953), FRUTH (1957), MILLER (1960) und VACHÉ (1960) geschaffen wurden, ist es heute möglich, die Grundzüge des geologischen Bauplans des westlichen Wettersteingebirges neu darzustellen.

Die neuen Erkenntnisse über Form und Ablauf der tektonischen Bewegungen innerhalb des Gebietes basieren einerseits auf einer Neukartierung, zum großen Teil im Maßstab 1 : 10 000, und auf eingehenden stratigraphischen Untersuchungen, die im ersten Teil der vorliegenden Arbeit im Auszug vorgelegt werden; andererseits waren sie nur möglich mit Hilfe der modernen tektonischen Methoden, insbesondere der exakten Ermittlung von Gefügedaten.

Der Bauplan des Wettersteingebirges und damit auch seines Westteils ist mit gutem Grund immer schon im Zusammenhang mit den Mieminger Bergen und der zwischen beiden Gebirgsstöcken gelegenen „Jungschichtenzone“ betrachtet worden. Mit der Bearbeitung des Westteils dieser Gebiete bin ich derzeit beschäftigt.

Herrn Dipl.-Geol. Dr. I. FRUTH und Herrn Dipl.-Geol. R. VACHÉ danke ich für die Überlassung ihrer unveröffentlichten Arbeitsergebnisse, Herrn Priv.-Doz. Dr. H. J. SCHNEIDER für seine stets wertvolle Anregung und Kritik.

B. Stratigraphie

1. Reichenhaller Schichten

Als tiefstes aufgeschlossenes Schichtglied treten am Westfuß der Zugspitze, im Bereich der neuen Mittelstation der Tiroler Zugspitzbahn, Reichenhaller Schichten auf. Ihr Vorkommen war im Wettersteingebirge bisher nur vom Arn-

¹⁾ Vortrag, gehalten auf der 112. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 26. September 1960 in Bad Tölz (Obb.).

*) Anschrift des Autors: Dipl.-Geol. HUBERT MILLER, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie, München 2, Luisenstr. 37/I.

spitzstock (SCHNEIDER 1953) bekannt. Die Hauptmasse des Gesteins machen bräunlichgraue bis graue, manchmal luckige Dolomite und dolomitische Kalke aus. Ihnen zwischengelagert sind — in den höheren Horizonten einige m, in den tieferen nur $\frac{1}{2}$ bis 1 m mächtige — Partien gelbgrauer bis gelbroter, dünn-schichtiger dolomitischer Kalke. Auch Rauwacken sind in geringer Menge anzutreffen. Ein geringer Gehalt an Bitumen äußert sich bei den meisten dieser Gesteine durch den Geruch frisch geschlagener Stücke.

Die Obergrenze der Serie liegt etwa 70 m unterhalb der *Dadocrinus-gracilis*-Bank des Muschelkalkes (s. unten), zu dem die beschriebenen Schichten hier in anscheinend ungestörtem stratigraphischem Verband stehen. Fossilien konnten nicht gefunden werden, jedoch ist die petrographische Ausbildung so typisch, daß die Einstufung zu den Reichenhaller Schichten als gesichert gelten kann. Ein Vergleich mit denen der Sulzleklamm im Karwendel südöstlich von Mittenwald (ROTHPLETZ 1888, SCHNEIDER 1953) bestätigte diese Annahme.

Die Schichten überlagern an einer bedeutsamen, mittelsteilen Überschiebung (s. S. 415) den Muschelkalk des Ehrwalder Köpfls. Bis zu dieser tektonisch bedingten Untergrenze beträgt die Mächtigkeit rund 100—120 m.

2. Alpiner Muschelkalk

Der alpine Muschelkalk begleitet im N und NW den Steilabfall des Hochgebirges. In einem kleinen Vorkommen findet er sich auch innerhalb des Gebirges im hintersten Höllentalanger. Geschiebe in der rezenten und subrezentem Grundmoräne des Höllentalferners lassen darauf schließen, daß Muschelkalk auch am Ende des Höllentalkares — vom Eis verdeckt — ansteht.

Der größere Teil des Muschelkalkes besteht aus grauen, tonhaltigen, mittel- bis grobgebankten Kalken, die auf Trennflächen nicht selten von schwarzen Tönhäutchen überzogen sind. Häufig sind die zahlreichen Klüfte durch reinweißen Kalkspat verheilt. Hornstein-einlagerungen zeigen sich v. a. in den höheren Partien. Nicht selten treten auch dünnbankige Knollenkalke auf, die mit größeren, kompakten Kalkbänken wechseln oder selber größere Mächtigkeit erreichen.

Auf der NW-Seite des Waxensteinkammes kommen im obersten Muschelkalk grüne Tuffite, Kristall- und Aschentuffe vor, die erstmals von VIDAL (1953) beschrieben worden sind. Auf ihre Herkunft und Alterseinstufung soll später eingegangen werden (s. S. 412).

An Fossilien finden sich relativ häufig, besonders schön in der Umgebung der Wiener Neustädter Hütte, Gebilde von elliptischem Durchmesser (5—8 mm) und mehreren cm Länge, die sich z. T. auch verzweigen. Sie erfüllen ganze Schichtbänke und können als *Rhizocorallium* sp. bezeichnet werden. Stielstücke von *Dadocrinus gracilis* MAYER finden sich reichlich in einer Bank im unteren Teil des Muschelkalkes im Verband mit *Rhizocorallium*. Aus dem gleichen Horizont konnte an einer Stelle eine individuenreiche Molluskenfauna geborgen werden. Es handelt sich dabei um schlecht erhaltene, kleine Schneckensteinkerne sowie um Lamellibranchiaten, die als *Avicula* sp., *Pecten* cf. *inconspicuus* BATTN. und *Modiola* sp. bestimmt werden konnten. Für die Altersbestimmung ist nur *D. gracilis* wesentlich, dessen Vorkommen nach ROTHPLETZ (1888, S. 417) auf den unteren und mittleren Muschelkalk beschränkt ist. Die Mächtigkeit des Muschelkalkes beträgt etwa 500 m.

3. Partnachschiehten

Die Partnachschiehten i. e. S., dunkle geschieferte Mergel von 400 m Mächtigkeit, kommen nur im N des Gebietes vor, wo sie den gleichalten Wettersteinkalk vollständig vertreten (MYLIUS 1916, VACHÉ 1960). Graubraune Kalkbänke sind ihnen stellenweise zwischengeschaltet.

Ähnliche bräunlichgraue, teilweise fleckige Kalke mit überaus charakteristischem Schichtungsrythmus (dickbankig/dünnbankig) trennen in einer Mächtig-

keit von etwa 50 m im Bereich der Wettersteinkalkfazies den Muschelkalk vom Wettersteinkalk. Sie treten im Höllental in rinnenförmigen Zügen auch innerhalb des unteren Wettersteinkalkes nochmals auf.

Bisher wurden die Partnachkalke dieser Art im westlichen Wettersteingebirge nicht als eigenständige Fazies erkannt; sie sind jedoch so charakteristisch ausgebildet und als tektonisches Leitglied wertvoll, daß eine Trennung von Muschelkalk und Wettersteinkalk durchaus gerechtfertigt erscheint.

4. Wettersteinkalk

Der Wettersteinkalk, der alle bedeutenden Gipfel des Gebirges aufbaut, zeigt die übliche Dreigliederung.

Der unterste Teil besteht aus massigen, großoolithführenden, hellbraun-grauen bis reinweißen, teilweise dolomitischen Kalken. In dieser Riffazies des Wettersteinkalkes sind stellenweise, besonders schön am W-Ende des Höllentalangers, lockerstöckige Korallen (cf. *Thecosmilia*) in großer Zahl relativ gut erhalten geblieben.

Die zweite Zone zeichnet sich durch ihre meist etwas bräunliche Farbe und gute Bankung aus. Typisch für sie ist die weite Verbreitung von Algenrasen und Algenschutt.

Die Kalkalgenflora der bayerisch-nordtiroler Mitteltrias ist floristisch bisher wenig untersucht worden. Im allgemeinen wird aus dem Wettersteinkalk nur *Diploporella annulata* SCHAFFH. erwähnt.

Die eingehende Bestimmung, die nur im Dünnschliff möglich ist, ergab für die Algenrasen speziell des Zugspitzgipfels

Teutloporella aequalis (GÜMB.),

Diploporella septemtrionalis PIA, forma trichophora,

Diploporella annulata septemtrionalis PIA, forma vesiculifera.

Die vesiculifere Form der *Diploporella annulata* (kolbenförmige Poren) war bisher in den Nordalpen nur aus dem Hölleengebirge in 1 Exemplar bekannt (PIA 1920, 1940)²⁾.

Außerdem fielen in einem Schliff Gebilde aus dichten Büscheln schlanker, gegabelter Schläuche auf, die wahrscheinlich zur von PIA 1937 aufgestellten Unterfamilie *Mitcheldeaniae* der Codiaceen (Filzalgae) gehören (PIA 1940).

In den höchsten Teilen des Wettersteinkalkes kommen keine Diploporen mehr vor, an ihrer Stelle tritt in schlecht erhaltenen Exemplaren *Gyroporella* cf. *ampleforata* GÜMB. auf³⁾. Es ist nicht ausgeschlossen, daß sich darauf eine strati-

²⁾ HERAK (1957) bestreitet die Selbständigkeit der drei von PIA (1920) in die Literatur eingeführten „Rassen“ *septemtrionalis*, *dolomitica* und *debilis* der *Diploporella annulata*. Die von PIA als Geschlechtsdimorphismus gedeuteten „Formen“ trichophora und vesiculifera führt HERAK als Unterarten der *D. annulata*. Aus Gründen, deren Darlegung nicht Sinn der vorliegenden Arbeit ist, möchte ich zumindest vorläufig an der Einteilung PIAs festhalten.

³⁾ Ein Teil der Gyroporellen des obersten Wettersteinkalkes im Wettersteingebirge (Schwarzenkopf) steht, wie aus einem während der Drucklegung gefertigten Dünnschliff mit gut erhaltenen Exemplaren hervorgeht, der bisher nur aus der norischen Stufe bekannten *Gyroporella vesiculifera* GÜMB. mit ihren dicht stehenden Poren wesentlich näher als der *G. ampleforata* GÜMB., die PIA aus dem Wettersteinkalk des Hölleengebirges abbildet. Die Zwischenräume zwischen den bei *Gyroporella* aus „Stiel“ und „Endbläschen“ bestehenden Poren sind bei den neu untersuchten Algen nur im Bereich der Endbläschen verkalkt, wie dies bei *G. vesiculifera* üblich ist; einzig im Jugendstadium greift die Verkalkung weiter nach innen, so daß die Stiele im Dünnschliffbild sichtbar werden. Die oberladinischen Exemplare scheinen somit ein Zwischenglied in einer phylogenetischen Reihe darzustellen, die mit stark verkalkten Gyroporellen (*G. ampleforata* im Anis) beginnt und zu schwach, d. h. nur im Bereich der Endbläschen, verkalkten (*G. vesiculifera* im Nor) führt.

graphische Gliederung des Wettersteinkalkes aufbauen läßt. Diese Möglichkeit geht auch aus den Arbeiten PIAS (1940, 1942) hervor.

Typisch für den oberen Wettersteinkalk sind ferner die reichliche Gastropodenführung und das Auftreten unruhiger Sedimentation, mit der im Alpstiz-Kreuzeck-Gebiet eine schwache Bleiglanz-Zinkblende-Flußspat-Vererzung einhergeht.

Auffallend ist die am Westabbruch des Gebirges (Abb. 5) gut beobachtbare Tatsache, daß nach S zu der massive „untere Wettersteinkalk“ zunehmend der gebankten, algenführenden „Lagunen“-Fazies weicht. Am Nordrand der Wettersteinkalkmasse (Waxenstein-Schwarzenkopf) fehlt dagegen der zweite Faziesbereich; auf den 800 m mächtigen „Massenkalk“ folgt gleich die höchste Zone mit Erzführung und *Gyroporella ampleforata*. Im Zugspitzgebiet ist der untere Wettersteinkalk noch 600 m mächtig, die Algenrasenzone etwa 150 m; im Bereich der Wetterspitzen ist der gesamte Komplex mehr oder weniger gebankt und algenführend.

Noch deutlicher zeigt sich eine Differenzierung des Sedimentationsraumes im N des Gebietes. Dort weicht nach einer Übergangszone von nicht mehr als 1½ km horizontaler Erstreckung, in der Partnachmergel von Wettersteinkalk überlagert werden, der Riffkalk vollständig der Beckenfazies.

5. Die Anis-Ladin-Grenze

Die Lage der Anis-Ladin-Grenze wird wegen der Fossilarmut der alpinen Mitteltrias allgemein nach lithologischen Gesichtspunkten an der Grenze vom Muschelkalk zum Wettersteinkalk bzw. zu den Partnachschichten angenommen. VIDAL (1953) vermutete, daß die erwähnten Tuffe des oberen Muschelkalkes dem südalpinen Vulkanismus entstammten und von dort eingeweht oder eingeschwemmt seien. Auf Grund einer Parallelisierung mit den Pietra-verde-Gesteinen der Buchensteiner Schichten in Südtirol legte er die Anis-Ladin-Grenze an die untersten Lagen dieser Tuffe, d. h. etwa 50 m unter die Muschelkalk-Obergrenze.

Ich möchte der Grenzziehung VIDALS nicht folgen. Erstens ist eine Parallelisierung auf petrographischer Basis über so weite Entfernung (ohne Berücksichtigung der tektonischen Einengung des Alpenkörpers: 120 km!) selbst bei Tuffen doch recht unsicher. Die petrographische Ähnlichkeit besagt m. E. nicht viel, da die Vulkanite des initialen Magmatismus einer Geosynklinale sowieso weitgehend ähnlichen Charakter aufweisen.

Zweitens fällt auf, daß die mächtigsten Vorkommen der Tuffe in der Mitte des auf den N- und NW-Fuß des Waxensteinkamms beschränkten Verbreitungsgebietes liegen, eine Tatsache, die auf die Existenz eines eigenen Förderzentrums hinweisen könnte.

Das Vorhandensein einer eigenständigen nordalpinen vulkanischen Tätigkeit wird, um nur zwei Beispiele zu nennen, durch die ladinischen Melaphyre von Lech am Arlberg und die jurassischen Ehrwaldite im südl. Wettersteingebirge belegt.

Vor allem aber spricht der paläontologische Befund für eine höhere Lage der Anis-Ladin-Grenze. So beschreibt REIS aus den Schalenlinsen des unteren Wettersteinkalkes vom Zugspitzwestabfall *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) („bei der eigenen Präparation stets festgestellt“, REIS 1926, S. 126), die nach ARTHABER (1905) und anderen Autoren Leitfossil für Anis ist. HABER (1934, S. 39) vergleicht mit Hilfe von Ammoniten den unteren Wettersteinkalk des Ehrwalder Zugspitzabfalls mit dem Muschelkalk von Reutte.

Nach HUCKRIEDE (1959) ist das oberanisische Alter vieler triadischer Tuffe der nördlichen Kalkalpen sogar direkt durch Fossilien belegt.

Aus diesen Gründen ist kaum anzunehmen, daß der oberste Muschelkalk des Wettersteingebirges bereits ladinisches Alter besitzt. Vielmehr scheint die Riffbildung, d. h. die Entstehung des Wettersteinkalkes, im betrachteten Gebiet bereits im oberen Anis begonnen zu haben. Die Tuffe des Waxensteinkammes entstammen höchstwahrscheinlich lokalen oberanisischen Eruptionen.

6. Raibler Schichten

Die karnische Stufe ist im E des Gebietes durch mächtig ausgebildete Raibler Schichten vertreten. Man kann nach REIS (1911) und VACHÉ (1960) vom Liegenden zum Hangenden drei lithologisch verschiedene Teile unterscheiden:

1. Mergel und Sandsteine,
2. Kalke und Dolomite mit eingelagerten, dünnen Sandsteinzonen,
3. Rauhwacken mit Dolomitbänken.

Die Mächtigkeitsentwicklung der verschiedenen Glieder ist regional sehr unterschiedlich. Die Mächtigkeit der Sandsteine erreicht im N (Hausberg) über den Partnachschichten 150 m, im S über dem Wettersteinkalk nur 20 m. Es scheint demnach zu Beginn des Karns zunächst der relativ tiefe über den Partnachschichten befindliche Meerestrog mit den Sandsteinen der Raibler Schichten aufgefüllt worden zu sein, bevor die klastische Sedimentation auf die Wettersteinkalkriffe bzw. -lagunen übergriff. Die Kalke und Dolomite sind in einer gleichmäßigen Mächtigkeit von etwa 250 m über beide ladinische Faziesbereiche gebreitet. Im Oberkarn teilte sich das Meer in zwei Senkungströge, in denen die Rauhwacken bis zu 200 m mächtig wurden; auf der sie trennenden E—W-streichenden Schwelle (etwa im Bereich des Wamberg-Waldecker Sattels) kamen nur ungefähr 10 m zur Ablagerung.

7. Hauptdolomit und Jüngeres

Hauptdolomit und Plattenkalk sind im nordwestlichen Vorland des Hochgebirges („Auf den Törle“, Miesingberg) weit verbreitet, der Hauptdolomit außerdem im Kern der Wettersteinhauptmulde südlich des Kreuzjochs. Die Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt etwa 1000 m, die des Plattenkalkes mindestens 300 m.

Die im NW an vielen Stellen aufgeschlossenen Kössener Schichten sind in der üblichen Mergel- und Mergelkalkfazies entwickelt. Aus der artenreichen Fauna (vgl. VIDAL 1953) ist nur ein Fund von *Cassianella beyrichii* BITT. hervorzuheben (MILLER 1960). Diese große *Cassianella* war m. W. bisher aus den Kössener Schichten nicht bekannt. Sedimente des Juras und Neokoms bilden den S- und SW-Fuß des Gebirges („Jungschichtenzone“; Abb. 4 und 5). In geringer Mächtigkeit sind sie auch am S-Ufer des Eibsees aufgeschlossen. Über ihre lithologische Ausbildung und paläogeographische Gliederung wird in einer späteren Arbeit Näheres ausgeführt.

C. Tektonik

1. Faltenbau und Bruchstrukturen des Hochgebirges

Die Gesteine des „Hochgebirges“, unter welchem Namen wir das vorzugsweise aus Wettersteinkalk und Raibler Schichten aufgebaute Gebiet zwischen der Hochwanner-Wetterspitzen-Kette (Wetterstein-Hauptkamm) im S und dem Rauhkopf-Kreuzjoch-Zug im N verstehen wollen, sind zu weiträumigen Falten von E—W- bis ESE—WNW-Streichen verbogen.

Im S beginnt die Faltenfolge mit der Reintal-Mulde. Sie enthält im Westteil des Gebirges nur Wettersteinkalk; erst weiter im E (Schachen) treten Raibler Schichten im Hangenden hinzu, im W — am Steilabbruch gegen das Ehrwalder Becken — sind in ihrem Liegenden Partnachkalk und Muschelkalk aufgeschlossen. Schon daraus geht das Eintauchen der etwa 100° streichenden Muldenachse nach E hervor. Bemerkenswert ist das Auffiedern der im W einheitlich gebauten Mulde gegen E, das sich im Schachengebiet durch das wiederholte Auftreten der Raibler Schichten äußert (KRUMM 1957). Ursache hierfür dürfte die größere Faltungsinkompetenz des oberen Wettersteinkalkes und der Raibler Schichten sein.

Im S grenzt die Reintal-Mulde mit einer Störungsfläche, deren Natur später zu erörtern ist, an das Neokom der Jungschichtenzone, im W streicht sie über

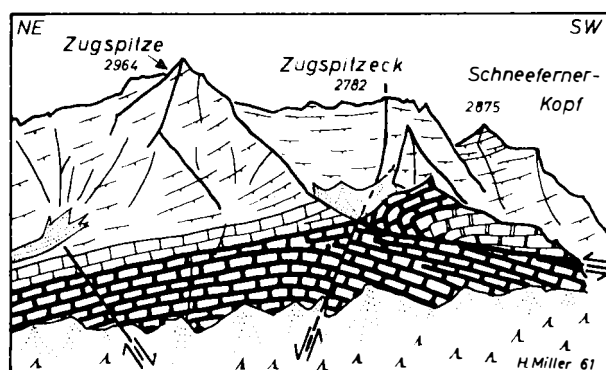


Abb. 1. Ansichtsprofil der NW-Flanke der Zugspitze, von NW gesehen. Nach einer phot. Aufnahme des Verf. Signaturen wie in Abb. 5. Der Ausstich der Hauptsattel-Aufschubung zieht vom rechten Bildrand fast horizontal zum Ausgang des österreichischen Schneekars (Bildmitte) und von hier durch den Wettersteinkalk weiter nach E.

dem Neokom der Wetterstein-Westseite in die Luft aus, im N geht sie — von Schubflächen gestört — in den Wetterstein-Hauptsattel über.

Dieser Sattel, der weiter im E nur schwach entwickelt ist (KRUMM 1957), erreicht im betrachteten Gebiet so große Bedeutung, daß der Name „Wetterstein-Hauptsattel“ hier gerechtfertigt erscheint. Er bildet gewissermaßen das „Rückgrat des westlichen Wettersteingebirges“ (VACHÉ 1960). Im wesentlichen verläuft sein First vom Ehrwalder Köpfl über Zugspitze und Alpspitze zur Stuibewand. Er trägt die höchsten Erhebungen des Gebirges. Seine E- bis ESE-streichende Achse taucht mit $20-30^\circ$ nach E ein: Während im E, an der Partnach (950 m NN), an seinem breiten First Raibler Rauhwacken angeschnitten sind, liegt am Westfuß der Zugspitze die Wettersteinkalkbasis in 2200 m Höhe.

Der Wetterstein-Hauptsattel wird durch zwei streichparallele Störungsflächen zerschnitten.

An der ersten, älteren, ist die Reintal-Mulde von S her schuppenförmig ein Stück auf den N-Flügel des Hauptsattels aufgeschoben worden. Die Schubfläche ist am Ehrwalder Köpfl (westl. der Zugspitze) ausgezeichnet zu sehen. Hier liegen — von der Törlen-Hochfläche aus gut zu beobachten (Abb. 1) — Reichenhaller Schichten und Muschelkalk, die einen rudimentären, nach N überkippten

Sattel bilden, über dem Muschelkalk des Wetterstein-Hauptsattels. Dazwischen eingeklemmt finden sich auf der SE-Seite des Ehrwalder Köpfls stark verquälte Jura- und Neokommargel, die allem Anschein nach beim Aufschiebungs Vorgang aus tektonisch tieferen Zonen mitgeschleppt wurden. Durch kleine tektonische Fenster in den vorwiegend neokomen Mergeln kann man in Bergschliff-Abrißstellen auf mylonitisierten Muschelkalk blicken (Abb. 2). Die Schubfläche fällt hier mit 30° nach S ein.

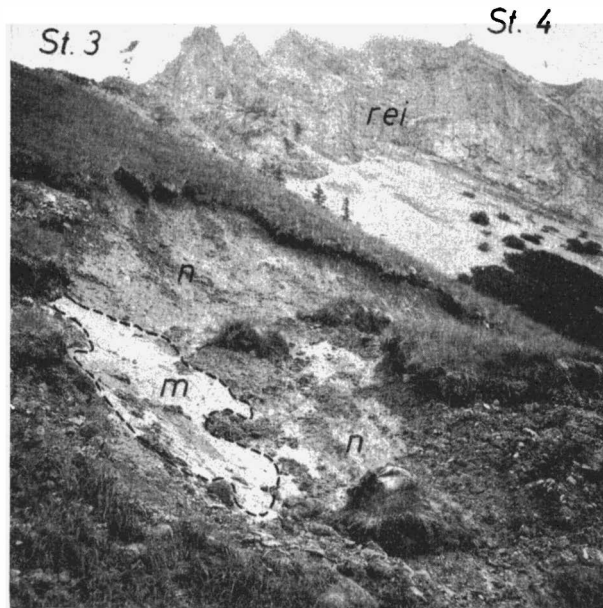


Abb. 2. Blick durch ein „Fenster“ (Bergschliff) im Neokom (n) südl. des Ehrwalder Köpfls auf den Muschelkalk (m) im Liegenden der Hauptsattel-Aufschiebung. Im Hintergrund Reichenhaller Schichten (rei) des Hangenden der Hauptsattel-Aufschiebung mit 2 Stützen der Tiroler Zugspitzbahn (St. 3, St. 4).

Die Fortsetzung der Schubfläche nach E ist nur undeutlich zu erkennen, da sie jenseits des schutterfüllten österreichischen Schneekars innerhalb des Wettersteinkalkes verläuft. Die ungemein starke Zerrüttung des Gesteins im Bereich des Schneefernerhauses und Zugspitzgipfels gibt aber einen Hinweis auf die Nähe der Störung. Südlich des Hochblassens ist sie als Aufschiebung im gebankten Wettersteinkalk zu beobachten. Nördlich des Hohen Gaif-Kopfs (vgl. Abb. 3, Prof. 1) wird sie wieder leicht kenntlich, da hier im N der Schubfläche Raibler Schichten erhalten sind, während wir im S noch im Wettersteinkalk stehen. Jenseits der Partnach scheint die Überschiebungsbewegung auszuklingen; schon $2\frac{1}{2}$ km östl. der Partnach geht der Wetterstein-Hauptsattel nach Krumm (1957) ungestört in die nördl. folgende Wetterstein-Hauptmulde über.

Man kann das südlich der Überschiebung gelegene Gebiet als Reintal-Schuppe, den nördlich gelegenen Gebirgsteil als Höllental-Masse und die Aufschiebungsfläche als Hauptsattel-Aufschiebung bezeichnen.

Unter Benützung dieser Namen läßt sich das Gesagte kurz zusammenfassen: An einer mittelsteil nach S fallenden Fläche, die durch den First des Wetterstein-

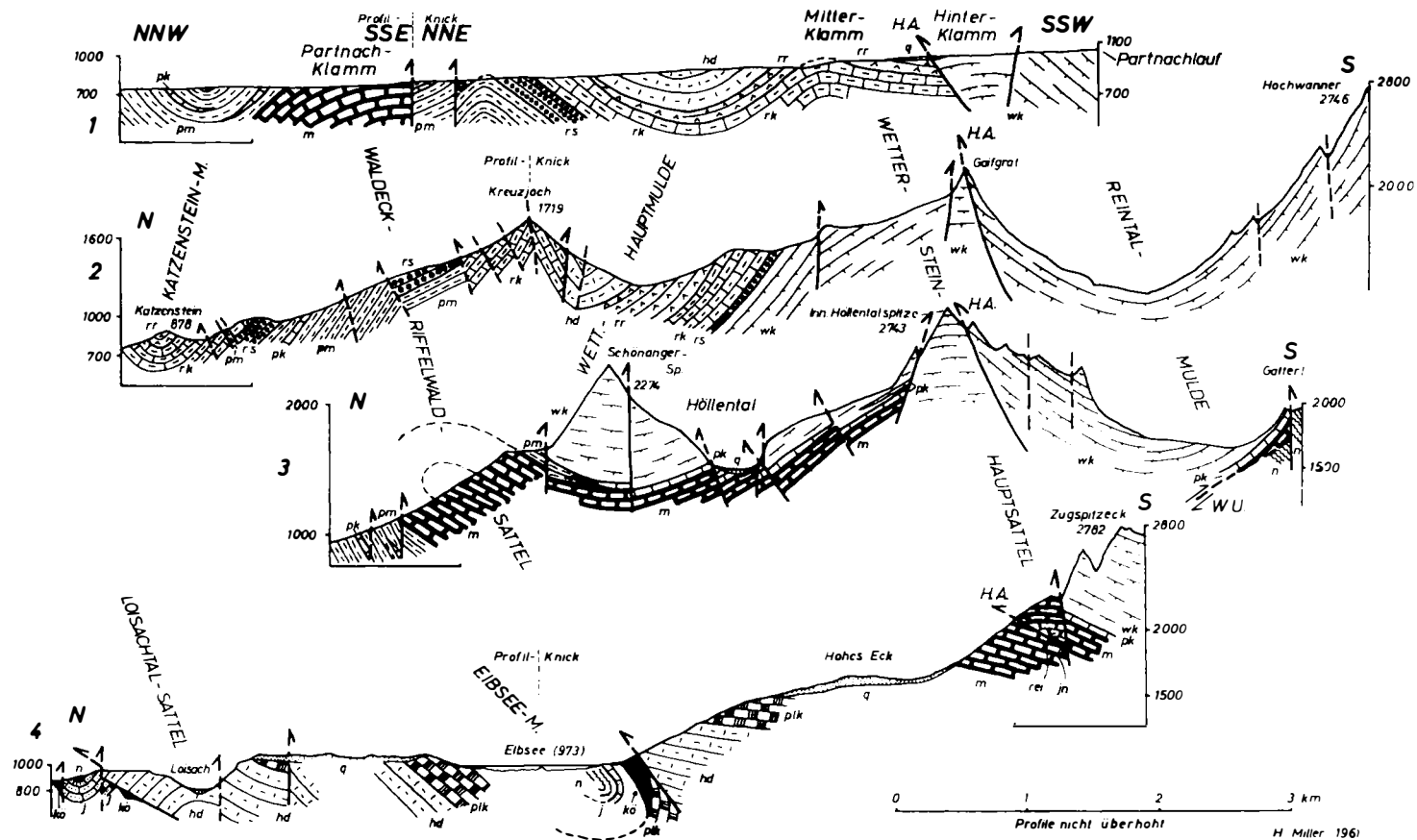


Abb. 3. Querprofile durch das westliche Wettersteingebirge. Zum Teil in Anlehnung an VIDAL (1953), FRUTH (1957) und VACHÉ (1960). q = Quar-
tär, n = Neokom, j = Oberjura, kö = Kössener Schichten, plk = Plattenkalk, hd = Hauptdolomit, rr, rk, rs = Rauhwacke, Kalk und Dolomit, Sand-
stein der Raibler Schichten, wk = Wettersteinkalk, pk = Partnachkalk, pm = Partnachmergel, m = Muschelkalk, rei = Reichenhaller Schichten.
H.A. = Hauptsattel-Aufschichtung; W.Ü. = Wetterstein-Überschiebung.

Hauptsattels zieht, wurde die Reintal-Schuppe nach N auf die Höllentalmasse aufgeschoben. Die Sprunghöhe liegt — grob geschätzt — bei rund 600 m, die Sprungweite bei annähernd 1000 m. Wegen des E-Fallens der Achsen wird die Schubfläche im W durch die Aufschiebung von Reichenhaller Schichten auf Muschelkalk kenntlich gemacht, im E durch die Aufschiebung von Wettersteinkalk auf Raibler Schichten (Abb. 3); dazwischen verläuft sie im Wettersteinkalk und ist nur schwer feststellbar.

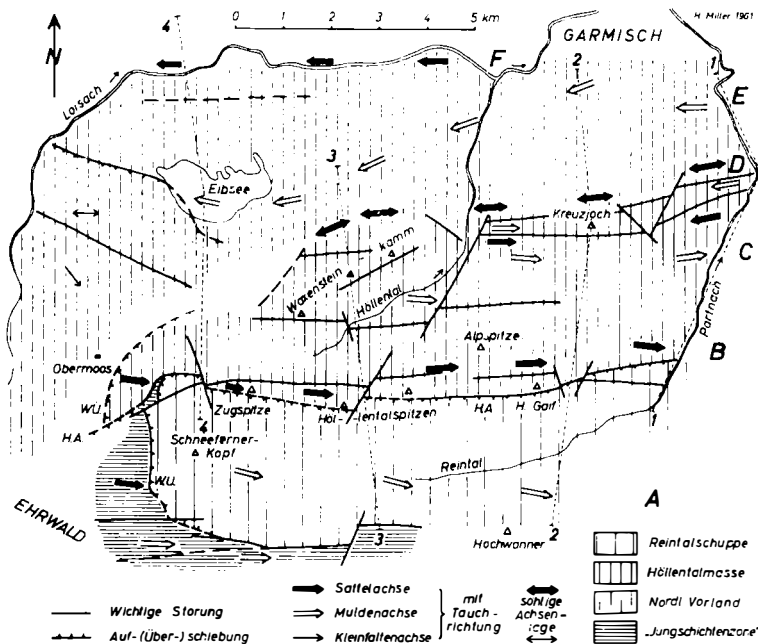


Abb. 4. Tektonische Übersichtskarte des westlichen Wettersteingebirges. Ziffern: Nummern der Profile (Abb. 3). A = Reintal-Mulde, B = Wetterstein-Hauptsattel, C = Wetterstein-Hauptmulde, D = Waldeck-Riffelwald-Sattel, E = Katzenstein-Eibsee-Mulde, F = Loisachtal-Sattel. H.A. = Hauptsattel-Aufschiebung; W.Ü. = Wetterstein-Überschiebung.

Eine zweite, steilstehende Störungsfläche, an der die S-Scholle fast 500 m abgesunken ist, begleitet die geschilderte Aufschiebung nördl. des Gebirgskammes und gibt hier Anlaß zu steilen Wänden. Im E (zwischen Hohem Gaif und Hohem Gaif-Kopf) und W (im österreichischen Schneekar) biegt sie etwas gegen S ab und durchschneidet so die vorher besprochene, ältere Schubfläche.

Nördlich schließt sich an den Wetterstein-Hauptsattel die groß angelegte, nach E bis zur Thierseemulde bei Kufstein verfolgbare Wetterstein-Hauptmulde an. Ihre Achse dreht sich nach ss-Flächendiagrammen (VACHÉ 1960) von 100° im Kreuzeckgebiet auf 85° im Partnachgebiet. Sie taucht bis zur Partnach mit 35° nach E ein, um dann sölhlig weiter zu laufen. Während sie im Kreuzeckgebiet auf Grund der Füllung mit Raibler Schichten und Hauptdolomit gut zu beobachten ist, kann man sie im Wettersteinkalk des Höllentalgebietes nur nach den selten möglichen Schichtmessungen konstruieren. Ihr Kern befindet sich hier etwa im Bereich der Höllentalangerhütte. Die Partnachkalk- und Muschelkalk-Vorkommen des Angers liegen an ihrem S-Flügel.

Die Wetterstein-Hauptmulde wird im nördlich angrenzenden Gebiet des Rauhkopf-Kreuzjoch-Zuges von einer Schollen- und Schuppenzone aus Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit begrenzt, deren starke Zerstückelung wohl auf den Gesteinswechsel Wettersteinkalk/Partnachmergel im Untergrund zurückzuführen ist. Im Querprofil fallen wieder steilstehende E—W-Störungen auf (Abb. 3).

Zwischen diese Störungszone und die Wetterstein-Hauptmulde schalten sich — von VACHÉ (1960) erstmals festgestellt — ein kleiner Sattel und eine schlecht ausgebildete Mulde ein, die beide ausschließlich an der Partnach und westlich des Kreuzecks zu beobachten sind. Im Wettersteinkalk der Höllentalklamm läßt sich nur der Sattel feststellen. Das Achsenstreichen und -fallen dieser Nebensstrukturen liegt an der Partnach bei etwa 85/20 W. Damit tritt zum erstenmal ein W-Fallen der B-Achsen auf, das im nördlich angrenzenden Gebiet zur Regel wird.

2. Das nördliche Vorland

Die Baueinheiten, die wir unter diesem Namen zusammenfassen wollen, hängen jenseits der Partnach vollkommen ungestört mit der Wetterstein-Hauptmulde zusammen. Im Bereich der Partnachklamm schalten sich die erwähnten Zwischenfalten sowie — nach W hin zunehmend — die durchgreifende Zerstückelung des Rauhkopf-Kreuzjoch-Kammes ein. Beiderseits des Ausganges der Höllentalklamm stößt der Wettersteinkalk der Höllentalmasse an einer tiefgreifenden E—W-Störung an das nördl. Vorland. Ein wesentlicher Unterschied gegenüber dem „Hochgebirge“ besteht darin, daß die Bauelemente des nördl. Vorlandes mit Ausnahme seines südlichsten (Waldeck-Riffelwald-Sattel), wie wir sehen werden, weiter nach W zu verfolgen sind, während die des Hochgebirges im W an stratigraphisch wie tektonisch andersgeartete Strukturen grenzen.

Der Faltenbau des nördlichen Vorlandes zeichnet sich durch zwei Eigenheiten aus: die Auffiederung der Strukturen nach W und das allgemeine W-Fallen der Faltenachsen.

Der aus dem östlichen Wettersteingebirge bekannte Wamberger Sattel teilt sich schon jenseits der Partnach in zwei Teilsättel (KRUMM 1957). Der südliche sei als Waldeck-Riffelwald-Sattel bezeichnet. Seine Achse liegt horizontal und streicht im Waldeck-Gebiet (südlich des Kreuzecks) ungefähr E—W, im Riffelwald biegt sie schwach gegen S um. Der Waldeck-Riffelwald-Sattel streicht ähnlich den Falten des Hochgebirges über dem Eibseebecken in die Luft aus. Der zweifelsohne tektonische Kontakt zum westl. Vorland ist nicht abgeschlossen. Der S-Flügel des Sattels ist — im Zusammenhang mit der erwähnten Zerstückelung des Rauhkopf-Kreuzjoch-Kammes — stark gestört.

Im N schließt sich an ihn die Katzenstein-Eibsee-Mulde an. Sie ist von ihrer Entstehung durch die Zerteilung des Wamberger Sattels bis ins Eibsee-Becken hinein verfolgbar. Sie zeigt ein Achsentauchen nach W. Damit hängt es zusammen, daß an der Partnach Partnachmergel ihren Kern bilden, am Katzenstein Raibler Schichten und am südlichen Eibsee-Ufer gar Jura und Neokom. Das Achsenstreichen zeigt einige Besonderheiten: Im Bereich des Katzensteins ermittelte FRUTH (1957) durch Gefügeanalysen, daß die Raibler Schichten im Kern aus der östlich davon üblichen E—W-Richtung um rund 25° gegen den Uhrzeigersinn herausgedreht erscheinen. Diese WSW-Richtung behält die Muldenachse bis an den Eibsee bei. Dort dreht die Achsenrichtung wieder in die E—W-Lage zurück. Die Mulde ist hier nach N überkippt; ihre westl. Fortsetzung über den Eibsee hinaus ist von S her durch die Törlen-Masse (s. u.) überschoben.

Der nördl. Teil des Wamberger Sattels folgt ziemlich genau dem Loisachlauf und kann daher als Loisachtal-Sattel bezeichnet werden; er ist

nördlich des Katzensteins von Schutt bedeckt. Beim Bahnhof Untergrainau bilden Raibler Schichten seinen Kern, seine Achse taucht nach W ein.

Aufschlüsse von Kössener Schichten, Jura und Neokom im Loisach- und Schwarzenbach-Tal sowie in der Friederau zeigen, daß der Loisachtal-Sattel, der mit dem Kramer massiv im N unmittelbar zusammenhängt, um einige km nach N über jüngere Schichten geschoben wurde. VIDAL (1953) spricht sogar von einem „Deckensattel“; m. E. sollte diese Bezeichnung nur auf sattelförmige Verbiegungen zweier oder mehrerer aufeinanderliegender, echter Decken angewandt werden.

Die Törlenmasse, von der oben schon die Rede war, liegt als kaum gefaltetes Schichtpaket aus flach S-fallendem Hauptdolomit und Plattenkalk im SW des Eibsees. Nach N ist sie geringfügig auf die Eibsee-Mulde aufgeschoben, nach W steht sie in direktem Verband mit den südlichen Ammergauer Bergen. Im E streichen über ihr die Falten des Hochgebirges mit Muschelkalk an der Basis in die Luft aus. Die Grenze ist durch einen km-breiten Schuttstreifen verhüllt.

Durch Messung und Konstruktion von B-Achsen an Kleinfalten im Hauptdolomit und Plattenkalk der Törlenmasse konnte eine scharfe Trennung zweier Schollen an einer auch kartierungsmäßig erfaßbaren Störung vorgenommen werden: Die Achsen der N-Scholle streichen E—W, die der S-Scholle SE—NW, die Störung selbst ESE—WNW (vgl. Abb. 4).

An besonders wichtigen Tatsachen möchte ich wiederum zusammenfassen: Im nördlichen Vorland des Wettersteingebirges teilt sich der Wamberger Sattel allmählich in zwei Sättel mit dazwischen liegender Mulde auf, deren Achsen im Gegensatz zu den Faltenachsen des Hochgebirges fast durchweg W-Fallen zeigen. Das nördliche Vorland ist vom Hochgebirge im E gar nicht, sonst nur durch Bruchstrukturen getrennt. Nach N ist es einige km weit auf junge Gesteine (Rät bis Neokom) aufgeschoben, im W zieht es in die südlichen Ammergauer Alpen weiter.

3. Das südwestliche und südliche Vorland („Jungschichtenzone“)

Zwischen der Törlen-Hochfläche und dem SW-Eck des Wettersteingebirges sind die Gesteine des „Vorlandes“ vom Schutt verhüllt. Erst am W-Fuß des Schneefenerkopfes werden sie wieder sichtbar. Mit einer schmalen Rippe aus mehrfachen Jura/Kreide-Schuppen beginnen die Aufschlüsse am NW-Fuß des Schneefenerkopfes. Weiter südlich, im Lehngrabenbach östl. Ehrwald und in seinen Seitengraben, kann man dann ohne Schwierigkeit einen gut ausgebildeten, nach S überkippten Sattel aus Sedimenten des Jura und Neokom erkennen (Abb. 5), dessen horizontal liegende Achse 100° streicht. Im S schließt an ihn eine Mulde an, deren Kern neokome Mergelkalke bilden. Der S-Flügel dieser Mulde zieht, großzügig spezialgefaltet, am Südrand der Wettersteinkalk-Masse des Wetterstein-Hauptkammes als „Jungschichtenzone“ nach E weiter. Als westliche Fortsetzung dieser „Zone junger Schichten“ läßt sich zwanglos die Lermoos-Holzgauer Mulde verstehen.

Der aus Wettersteinkalk, Raibler Schichten und stellenweise Hauptdolomit bestehende „Vorbergzug“, der die Jungschichtenzone im S begleitet, gehört topographisch zwar zum Wettersteingebirge, geologisch aber zu den Mieminger Bergen, da er bereits zur „Inntaldecke“ zu rechnen ist. Diese tektonische Einheit ist symmetrisch zur N—S-Bewegung des Wettersteingebirges von S nach N auf die Jungschichten aufgeschoben worden und überfährt in der Arnsitzgruppe auch die Wettersteinmasse selbst (SCHNEIDER 1953, S. 51). Die Überschiebung des Vorbergzuges auf die Jungschichten wird ähnlich wie die der Wettersteinmasse durch jüngere Bewegungen verwischt; Detail-Untersuchungen, die derzeit im Gang sind, lassen aber kaum eine andere Deutung als die angegebene zu.

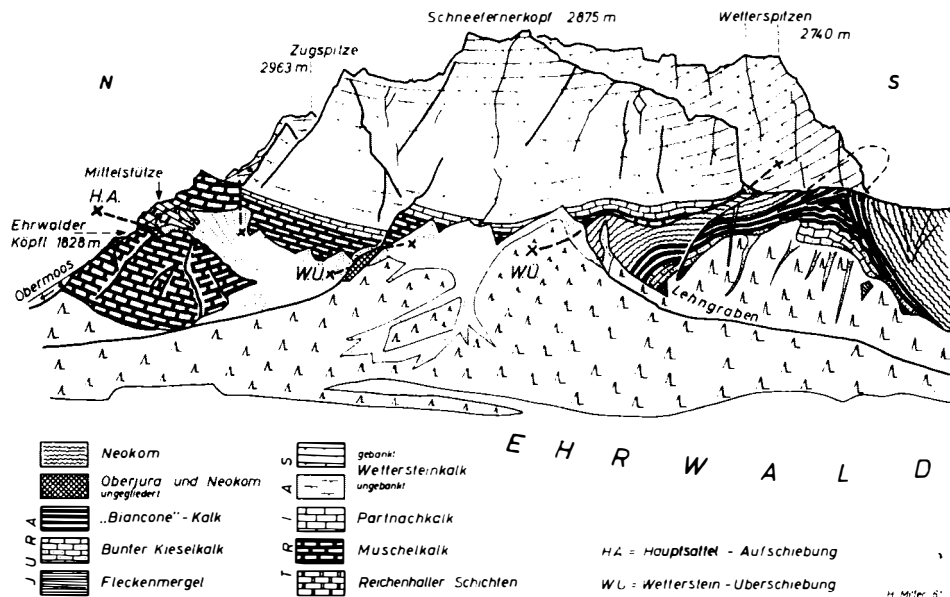


Abb. 5. Ansichtsprofil der Westflanke des Wettersteingebirges, nach einer phot. Aufnahme von Herrn Priv.-Doz. Dr. H.-J. SCHNEIDER.

4. Die Grenze Hochgebirge/Vorland im SW und S

Während im Norden Hochgebirge und Vorland ungestört ineinander übergehen, grenzen im SW und S Muschelkalk, Partnachkalk und Wettersteinkalk an Neokom. Die Grenzfläche ist im SW und S völlig verschieden ausgebildet.

Im SW werden die jungen Schichten von der Trias der Wettersteinmasse eindeutig überlagert (Abb. 5). Die Überschiebungsfläche („Wetterstein-Überschiebung“) fällt nach NNE ein. Der von W gesehen scheinbar mehr oder weniger horizontale Ausstrich der Überschiebung geht auf „antithetische“ Brüche zurück, die im dm- bis m-Bereich die Überschiebungsfläche zerstückeln. Auch Störungen, die dem morphologischen W-Rand der Triasmasse parallel laufen, verschleiern stellenweise die Einfallsrichtung der eigentlichen Grenzfläche.

Auf eine N-Komponente der Einfallsrichtung weist auch die Tatsache hin, daß am SW-Eck des Gebirges (Holzerwiesen) die Überschiebung an der Partnachkalk/Wettersteinkalk-Grenze liegt, am nördlichsten Aufschluß (nordwestl. des Schneefenerkopfes) aber stratigraphisch 250 m tiefer. Anschließend scheint sie rasch nach N abzutauchen, da sie schon $\frac{1}{2}$ km weiter nördlich mindestens in den mittleren Reichenhaller Schichten oder tiefer liegt.

Oberhalb des Ehrwalder Köpfls zieht die Hauptsattel-Aufschiebung durch Reichenhaller Schichten (s. Abb. 1). Weder in ihnen noch im darüber liegenden Muschelkalk finden sich aber Spuren der Wetterstein-Überschiebung. Durch diese Verteilung gerät die Schubfläche rasch in Gebiete, die sowohl wegen ihrer Tiefenlage wie auch insbesondere wegen ihres vermutlichen Gehalts an plastischen Salzen (Haselgebirge) die Kompensation der Überschiebungsbewegung erlauben. Eine solche muß nämlich gefordert werden, da der Kontakt des Hochgebirges zum Vorland im N völlig normal ist.

Im S ist von einem NNE-Fallen der Grenze Trias/Neokom nur stellenweise etwas zu sehen. Meistens wird sie, wo sie überhaupt aufgeschlossen ist, von durchschnittlich E—W-streichenden, steilstehenden Störungen gebildet, an denen

die N-Scholle an Blattverschiebungen mit Vertikal-Komponente relativ abgesunken ist. Daher liegt hier heute z. T. das tektonisch Hangende der Wetterstein-Überschiebung (Trias im N) neben ihrem tektonisch Liegenden („Jungschichten“ im S; vgl. Abb. 3, Prof. 3!).

Am Ostfuß des Öfelekopfes (linker Hang des Leutaschtales; vgl. BÖGEL 1960, Prof. 2) wird — in Analogie zum Westfuß des Schneefernerkopfes — wieder deutlich, daß die Wettersteinmasse tatsächlich über der Jungschichtenzone liegt, und die steilstehenden Störungen, mit denen der Wettersteinkalk des Hauptkammes an die Jungschichten grenzt, sekundärer Natur sind.

5. Gefügeanalyse und Störungssysteme

Die meisten der angegebenen Raumlagen der Großfaltenachsen sind mit Hilfe des SCHMIDTSchen Netzes aus Einzelmessungen an Schichtflächen ermittelt worden.

Einige besondere Ergebnisse brachte die Einmessung bzw. Konstruktion von Kleinfalten des Muschelkalkes und Partnachkalkes sowie der „Jungschichten“ der SW-Seite (Abb. 6). Es zeigte sich, daß ihre B-Achsen fast durchweg in gleicher Richtung wie der Großfaltenbau, d. h. in E- bis ESE-Richtung streichen und nach E eintauchen. Nur 3 Werte weichen von dieser Regel ab: 2 Achsen im Partnachkalk des Höllentalangers streichen 5° bzw. 170° , also senkrecht dazu, eine im Muschelkalk des Ehrwalder Köpfles streicht 65° . Auf die Bedeutung dieser abweichenden B-Richtungen wird später eingegangen (s. S. 424).

Durch die Serienmessung von Störungsflächen konnten mehrere Störungssysteme klar definiert werden, die alle auch im Gelände mehr oder weniger gut zu erkennen sind. Die Richtung des ältesten schwankt zwischen 80° und 125° und äußert sich in den großen B-parallelen Störungen am S-Rand des Gebirges, nördlich des Zugspitz-Gaif-Grates, an der S-Begrenzung des Höllentalangers, in den Bernardeinwänden und an der N-Grenze des Hochgebirges. Rutschstreifen verlaufen mittelsteil bis horizontal, meist nach W geneigt (LEUCHS 1930, KNAUER 1933).

Ein zweites System, das nur im Höllental gut in Erscheinung tritt, verläuft in SW—NE-Richtung; die Anlage des Höllentales geht z. T. auf die Störungszone dieser Richtung zurück.

Ein drittes, aus 2 Richtungen bestehendes Störungssystem enthält die als „Ammer-Loisach-System“ bekannten Störungen der NNW- und NNE-Richtung.

6. Ansichten früherer Autoren über den Bau des Gebirges

Die verschiedenen Ansichten über den Großbau des Gebirges lassen sich leicht in einige Bautyp-Formeln zusammenfassen; diese werden daher zusammenhängend besprochen.

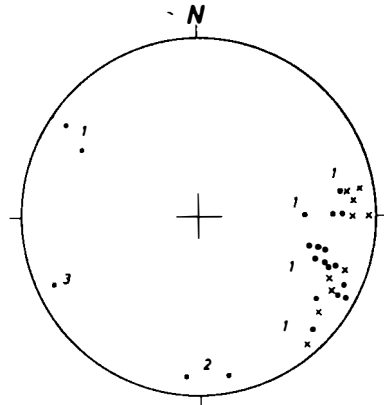


Abb. 6. B-Achsen von Kleinfalten. Punkte = Falten im Muschelkalk und Partnachkalk, Kreuzchen = Falten in den „Jungschichten“ der Westseite. 1 = Hauptmaximum in E- bis ESE-Richtung, 2 = N—S-Achsen im Höllentalanger, 3 = WSW-tauchende Achse am Ehrwalder Köpfle.

Nach den mehr auf stratigraphische Probleme eingehenden Autoren des vorigen Jahrhunderts war AMPFERER (1905) der erste, der — im österreichischen Teil des Gebirges — tektonische Fragestellungen in den Vordergrund treten ließ. Er bestätigte die bereits GÜMBEL (1861) bekannte Auflagerung der Wettersteintrias auf die jungen Schichten am Westrand. AMPFERER hielt noch 1905, wie ROTHPLETZ (1888), grabenartige Einbrüche für die ersten gebirgsbildenden Vorgänge; anschließend erst folgte, wie er damals glaubte, Zusammenschub und Faltung.

Die zweite, weitverbreitete These (REIS 1911; AMPFERER 1912, 1914; v. LOESCH 1915; LEUCHS 1924, 1930, 1935; KNAUER 1933; z. T. HABER 1934; VIDAL 1953; KRAUS 1957; HEISSEL 1958; BÖZEL 1960) hält eine primäre, prä-cenomane Faltung für erwiesen. Nach den genannten Autoren sollen die für das westliche Wettersteingebirge am meisten typischen, späteren tektonischen Vorgänge in E—W-gerichteten Schollenbewegungen bestanden haben, die zur Überschiebung der Jungschichten des W-Randes durch die Triasmasse des Hochgebirges führten.

REIS (1911) gliederte das Gebirge weniger in Falten als vielmehr in Schollen. Longitudinalen (E—W-) Bewegungen schrieb er große Bedeutung zu.

Abweichend von den neuen Untersuchungsergebnissen (s. a. RICHTER, M., 1937) war LEUCHS (1924) der Ansicht, die Reintalmulde ziehe in die Mulde des Hohen Kranzberges weiter. Die Wetterstein-Hauptmulde und den Wetterstein-Hauptsattel erwähnt er nicht, dafür einen „Höllentalsattel“ auf Grund der Partnachkalk- und Muschelkalk-Vorkommen im Höllentalanger; diese Gesteine liegen aber nur wenig außerhalb der Wetterstein-Hauptmulde und sind nur durch den tiefen Einschnitt des Höllentales aufgeschlossen.

Die Neokom-Schuppe am Ehrwalder Köpfl (Hauptsattel-Aufschiebung) wird von einigen Autoren (REIS 1911) als Einschuppung von S, von anderen (LEUCHS 1924) als Einschleppung von E her betrachtet. VIDAL (1953) sucht die Fortsetzung des Ausstrichs der Überschiebung des Ehrwalder Köpfls nicht im E, wohin die Lage der Schubfläche deutet, und wo sie tatsächlich zu finden ist (s. S. 415), sondern verbindet sie mit Bewegungsflächen innerhalb des Muschelkalkes der Zugspitz-NW-Seite, die z. T. auch schon KNAUER (1933) beschrieb. Sie sind jedoch nach VIDAL selbst „von untergeordneter Bedeutung“ und daher keineswegs mit der kräftigen Aufschiebung am Ehrwalder Köpfl zu vergleichen.

KRAUS (1957) leitet die Überlagerung der Jungschichten durch die Wettersteintrias nicht von W-Bewegungen der Trias, sondern von einer E-Bewegung des Untergrundes ab.

Als Hauptbeweis für die „West-Überschiebung“ wurden einerseits die zahlreichen E—W-verlaufenden Störungen angesehen, andererseits die scheinbar durch den W-Schub der Wettersteinmasse quergestellten Jungschichten an der W-Seite. Nun zeigen aber erstens die E—W-Störungen fast immer eine Bewegungskomponente nach W und unten (LEUCHS 1930), so daß eine Aufschiebung an ihnen schon deshalb schwer erklärbar wird; zweitens hat sich die Querstellung der Jungschichten als Trugchluß erwiesen, der auf der REISschen Karte durch den Schnitt der N—S-streichenden Bergflanke mit den horizontal liegenden Schichten des Lehngrabensattels hergerufen wird. Im übrigen sind die E—W-Störungen nachweisbar jünger als die Überschiebung der Wettersteintrias auf die Jungschichten.

Diese Tatsachen machen es sehr unwahrscheinlich, daß die Überschiebung der Trias auf die Jungschichten einem W-Schub der Trias zuzuschreiben ist.

Die Vertreter einer dritten Ansicht (SCHLAGINTWEIT 1912; RICHTER, M. 1930, 1937; HABER 1934) zogen das Wettersteingebirge zur sog. „Inntaldecke“ und das südliche und westliche Vorland zur sog. „Lechtaldecke“.

Dabei stellte sich aber die Schwierigkeit ein, die Nordbegrenzung der Inntaldecke zu finden, da der Zusammenhang der Wettersteintrias mit dem nördlichen Vorland schon damals bekannt war. Dieser Umstand führte dazu, daß der N-Rand der Inntaldecke an verschiedenen Stellen zwischen Höllentalmasse (HABER 1934) und Kalkalpen-Nordrand (RICHTER 1930) gesucht bzw. konstruiert wurde (vgl. ZEIL 1959, Abb. 4).

Im Gegensatz zu dieser Ansicht ist bereits von AMPFERER (1905, 1912, 1914), SCHNEIDER (1953) und HEISSEL (1958) darauf hingewiesen worden, daß die eigentliche, von der Heiterwand über den Nordrand der Miemingermasse nach E ins Karwendel ziehende „Inntaldecke“ in der Arnspitzgruppe auf die Wettersteinmasse aufgeschoben ist, also nicht mit dem Wettersteingebirge eine Einheit bildet.

Ein viertes, wenig beachtetes Schema, das schon MYLIUS (1916) in den Grundzügen entwarf, wird im folgenden Kapitel dargelegt. Es ist das einzige, dem widerspruchlos alle beobachteten Erscheinungen eingeordnet werden können.

7. Der zeitliche Ablauf der tektonischen Bewegungen und ihre Bedeutung für den Gebirgsbau

Der erste gebirgsbildende Vorgang bestand im Wettersteingebirge mit höchster Wahrscheinlichkeit in einer Großfaltung, wenn sie auch hier nicht durch Transgressionen jüngerer Sedimente bewiesen werden kann. Während die generell E—W-streichenden Faltenachsen im nördlichen Vorland nach W abtauchen, steigen sie im Hochgebirge relativ steil nach W auf, was zu einer Heraushebung des Westteiles des Hochgebirges gegenüber dem Vorland führt (Abb. 4). Diese Divergenz dürfte schon bei der Faltung angelegt und im Laufe der folgenden Überschiebungsbewegungen verstärkt worden sein. Ihre Bildung dauerte sicher bis zu den jüngsten Hebungsbewegungen an (s. S. 424).

Nach dieser Faltung und einer ersten en-bloc-Hebung wurde die Wettersteinmasse von N nach S über die Jungschichten der S- und SW-Seite geschoben. Die Schubrichtung aus N vertrat bereits MYLIUS (1916): „Die Wetterstein-Schuppe führte einen Schub in südlicher Richtung aus, die Mieminger-Schuppe einen solchen in nördlicher Richtung.“ Auch SPENGLER (1951, S. 201) und M. RICHTER & SCHÖNENBERG (1955, S. 79) halten es für möglich, daß die Jungschichtenzone „von beiden Seiten überschoben wurde“. Neben dem Eintauchen der Überschiebungsfläche nach NNE und der Verankerung der Wettersteinmasse im N stellt die S-Vergenz des unter der Überschiebung liegenden Jungschichtensattels im Lehngraben östl. von Ehrwald (Abb. 5) einen wichtigen Hinweis auf die relative N—S-Bewegung der Wettersteinmasse dar.

Selbstverständlich braucht für den Überschiebungsvorgang keine absolute N-S-Bewegung der Wettersteinmasse gefordert werden. Es genügt die Annahme, daß bei allgemeinem N-Schub der kalkalpinen Masse der starre Triasklotz des Wettersteinmassivs relativ zum südlichen Vorland („Jungschichtenzone“) weniger stark nach N bewegt wurde, um den Überschiebungsvorgang zu erklären.

Die Schubweite ist nur größenordnungsmäßig abschätzbar, da das Verhalten der Schubfläche im N nur vermutet werden kann und allgemein durch Sekundärstörungen verwischt wurde. Ihre Horizontalkomponente dürfte einige km nicht übersteigen.

Die S—N-Bewegung der Reintalmasse an der Hauptsattel-Aufschubung ist jünger als der vorher beschriebene Vorgang, da das Auftreten der Jungschichten-Schuppe am Ehrwalder Köpfl (s. S. 415) nur erklärbar ist, wenn vor dem Ablauf der Aufschubung schon Jungschichten unter der Trias lagen. Die Schubweite beträgt etwa 1 km.

Der N-Schub der Törlen-Masse über die Eibseemulde wie auch des Loisachtal-Sattels mit der Kramermasse über die Elmau-Neidernach-Mulde (VIDAL 1953)

dürften sich etwa in der gleichen Zeit wie die beiden Überschiebungen des Hochgebirges abgespielt haben.

Die vom Ehrwalder Köpfl (s. S. 421) erwähnten Faltenbilder und kleinen Schubflächen mit 65°-streichender B-Achse (Abb. 6) sind zeitlich schwer einzuordnen. Die sie erzeugende Bewegungskomponente war vermutlich NNW-gerichtet, scheint also bereits Beziehungen zu den E—W-Bewegungen anzudeuten. Die Schubweite hält sich im 10-m-Bereich.

Von wesentlich höherer Größenordnung sind die Bewegungen, die an den mehr oder weniger genau E—W-streichenden Verwerfungen und Blattverschiebungen vor sich gingen. Diese Störungen zerlegen das Gebirge in „Streifenschollen“, deren jeweils südliche meist nach W und unten bewegt wurde. Die N—S-streichenden Kleinfalten-Achsen im Partnachkalk des Höllentalangers (Abb. 6) hängen mit diesen E—W-Bewegungen zusammen. Kleinere Störungen dieser Richtung versetzen am W-Rand des Gebirges deutlich die Wetterstein-Überschiebung und weisen somit darauf hin, daß die gewiß nicht geringen E—W-Verschiebungen nichts mit der Überschiebung der Wettersteinmasse auf die Jungschichten des W-Randes zu tun haben können. Der Absolutbetrag der in Streifenschollen gestaffelten W-Bewegung des Wettersteingebirges mag im S mehrere km erreichen.

Es ist selbstverständlich, daß während dieser Gebirgsbildungsphase auch an anders gerichteten Störungen Bewegungen vor sich gingen. Vor allem dürften hierbei die NE—SW-streichenden „Höllentalstörungen“, die als Scherklüfte vielleicht schon bei der Großfaltung angelegt worden waren, wieder stark aufgelebt sein.

E-Bewegungen kleineren Ausmaßes hebt VIDAL (1953) vom Muschelkalk des Waxensteinzuges hervor.

Die allgemein, auch im weiteren Umkreis, verbreiteten „Ammer-Loisach-Störungen“ werden als jüngste Störungsgruppe am besten als Folge einer späten Horizontal-Beanspruchung und seitlichen Dehnung des Alpenkörpers aufgefaßt (SCHMIDT-THOMÉ 1953).

Nicht zu vergessen sind als jüngste tektonische Vorgänge die regional differenzierten Vertikalbewegungen des Gebirgskörpers, die u. a. zur starken Heraushebung des Zugspitzgebietes gegenüber dem westlichen Vorland (Törlen-Plateau) und zu der merkwürdigen Erscheinung führen, daß im Wettersteingebirge die höchsten Gipfel am äußersten W-Ende des Gebirgszuges liegen.

Das Aufsteigen der Achsen im Hochgebirge nach W ist sicherlich wenigstens z. T. diesen Vertikalbewegungen zuzuschreiben, die für die Morphogenese des Gebirges von hoher Bedeutung sind.

Schriften

- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. — Jb. k. k. geol. R.-A., 55, S. 451—562, T. 12—14. Wien 1905.
 — Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. — Verh. k. k. geol. R.-A., 1912, Nr. 7, S. 197—212. Wien 1912.
 — Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Ch. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. — Verh. k. k. geol. R.-A., 1914, Nr. 15 und 16, S. 338—352. Wien 1914.
 BÖGEL, H.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seiner Umgebung. — Jb. DAV., 85, S. 20—27. München 1960.
 FRUTH, I.: Erläuterungen zur Kartierung „Risserkopf—Kreuzeckgebiet“. — Unveröff. Kartierung, 16 S., 1 K., Univ. München 1957.
 GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., 42 Profilt. Gotha 1861.
 HABER, G.: Bau und Entstehung der bayerischen Alpen. — 206 S. München 1934.

- HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), S. 95—132, 1 T. Wien 1958.
- HERAK, M.: Some problems in the dasyclad genus *Diplopora*. — Micropaleontology, **3**, S. 49—52. New York 1957.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). — Verh. geol. B.-A. 1959, S. 44—91. Wien 1959.
- KNAUER, J.: Die geologischen Ergebnisse beim Bau der Bayerischen Zugspitzbahn. — Abh. Geol. L.-U. a. Bayer. Ob.-Bergamt, **10**, S. 23—50. München 1933.
- KRAUS, E.: Zum Verankerungs-Problem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wettersteingebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **108** (1956), S. 141—155. Hannover 1956/57.
- KRUMM, H.: Der geologische Aufbau des Mittleren Wettersteingebirges östlich der Partnach. — Unveröff. Dipl.-Arb., TH München 1957.
- LEUCHS, K.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **75 B** (1923), S. 100—113. Berlin 1924.
- Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. — Geol. Rdsch., **21**, S. 81—96. Berlin 1930.
- Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 703 bis 719. Berlin 1935.
- LOESCH, K. C. v.: Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger-Gebirge. — Jb. k. k. geol. R.-A., **64** (1914), S. 1—98. Wien 1915.
- MILLER, H.: Geologischer Bau und Lagerstätten des Zugspitzgebietes (Westliches Wettersteingebirge). — Unveröff. Dipl.-Arb., 85 S., Univ. München 1960.
- MYLIUS, H.: Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. — N. Jb. Mineral. usw., 1916, **1**, S. 10—40, T. 3—4. Stuttgart 1916.
- PIA, J. v.: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. — Abh. Zool.-Botan. Ges. Wien, **11**, H. 2, S. 1—263, 8 T. Wien 1920.
- Die gesteinsbildenden Algen des Hölleengebirges. — Jb. Ver. f. Landesk. u. Heimatpflege Oberdonau (= Jb. Oberöstr. Musealver.), **89**, S. 239—266. Linz 1940.
- Übersicht über die fossilen Kalkalgen und die geologischen Ergebnisse ihrer Untersuchung. — Mitt. d. Alpenländ. geol. Vereines (= Mitt. geol. Ges. Wien), **33** (1940), S. 11—34. Wien 1942.
- REIS, O. M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. — Geogn. Jh., **23** (1910), S. 61—114, 2 K. München 1911.
- Die Fauna des Wettersteinkalks. III. Teil. Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden usw. — Geogn. Jh., **29**, S. 87—138, T. 1—10. München 1926.
- RICHTER, M.: Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. — N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. **63 B** (1929), S. 1—62. Stuttgart 1930.
- Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — 179 S. Berlin 1937.
- RICHTER, M., & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., **105** (1953), S. 57—79. Hannover 1955.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — Z. D. u. Ö. A.-V., **19**, S. 401—470. München 1888.
- SCHLAGINTWEIT, O.: Zum Problem des Wettersteingebirges. — Verh. k. k. geol. R.-A., 1912, Nr. 14, S. 313—327. Wien 1912.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Kluftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. — Geologica Bavarica, **17**, S. 5—16, München 1953.
- SCHNEIDER, H.-J.: Der Bau des Arnspitzstocks und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. — Geologica Bavarica, **17**, S. 17—55, 1 T. München 1953.
- SPENGLER, E.: Zur Verbreitung und Tektonik der Inntaldecke. — Z. deutsch. geol. Ges., **102** (1950), S. 188—202. Hannover 1951.
- VACHÉ, R.: Geologie und Lagerstätten des mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach. — Unveröff. Dipl.-Arb., 68 S., Univ. München 1960.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. — Geologica Bavarica, **17**, S. 56—88. München 1953.
- ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. — Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 74—100. Hannover 1959.

Nachtrag:

- ARTHAUER, G. v.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — In: FRECH, F.: *Lethaea geognostica*. II. Teil: Das Mesozoicum, I. Bd. Trias, S. 223—472. Stuttgart (Schweizerbart) 1903—1908.