

Die Tektonik der postvariskischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich)

Von Thomas APPOLD und Peter PESCH

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung: Die postvariskische Transgressionsserie des Krappfeldes als höchster Teil der oberostalpinen Gurktaler Decke wurde von mehreren alpidischen Faltungen erfaßt, die über die bislang angenommenen Bewegungen hinausgehen.

Es konnten insgesamt drei Faltungen festgestellt werden, von denen die ersten beiden prägosauischen Alters sind, die dritte während der iaramischen Phase angelegt wurde. Die erste Faltung ist mit einem Schuppenbau verknüpft, der Überschiebungswerten bis zu 3 km brachte.

Ablauf und Wirkung der Faltungen lassen sich mit Ergebnissen aus den benachbarten Kristallingebieten (v. GOSEN, 1982; v. GOSEN & THIEDIG, 1982) vergleichen.

Die neogene Bruchtektonik wird durch ältere Bruchlinien beeinflusst.

Summary: The post Hercynian formations of the Krappfeld area in Carinthia (Austria) belong to the Upper Austroalpine nappe system. New investigations show folding and thrusting in unexpected size.

There are three alpidic deformations in this sequence. The first and second deformations are of pre Upper Cretaceous age, the third took place between Cretaceous and Eocene. The first folding is connected with overthrust movements up to 3 km.

There are some relations to the underlying crystalline complex, which is described by v. GOSEN (1982) and v. GOSEN & THIEDIG (1982).

The Tertiary fault system is influenced by older tectonic movements.

VORWORT

Diese Arbeit schließt unsere tektonischen Untersuchungen in der Permotrias des Krappfeldes ab.

Seit der ersten Beschreibung der alpidischen Schieferung durch v. GOSEN & THIEDIG (1980) konnte eine Reihe von neuen Erkenntnissen über den Bau des Krappfeldes gewonnen werden. Eine zusammenfassende Darstellung von Wirkungsweise und Ablauf der tektonischen Ereignisse fehlte bislang.

Dieser Arbeit liegen die Diplomarbeiten von APPOLD (1983), HALAMIĆ

(1983), PESCH (1984) und WOLTER (1983) sowie eine gemeinsame Veröffentlichung der Krappfeld-Arbeitsgemeinschaft (WOLTER, THIEDIG, PESCH, HALAMIĆ & APPOLD, 1982) zugrunde.

Unser Dank gilt Herrn Prof. THIEDIG (Hamburg) für seine Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie Herrn Dipl.-Geol. SEEGER (Hamburg) für den fruchtbaren Informationsaustausch.

EINLEITUNG

Das Gebiet der zentralen Ostalpen östlich des Tauernfensters wird vom Ostalpin beherrscht, das sich nach den Vorstellungen TOLLMANN'S (1977) in eine Unter-, Mittel- und Oberostalpine Einheit gliedert. Während das Unterostalpin lediglich in tektonischen Fenstern auftritt, sind die beiden höheren Einheiten im Ostalpenraum weit verbreitet.

Die Gurktaler Decke ist Teil des oberostalpinen Deckensystems. Sie besteht aus schwach bis mäßig metamorphen Gesteinsserien des Altpaläozoikums und dem diskordant auflagernden Permomesozoikum. Nach TOLLMANN (1977) lassen sich mehrere Teildecken unterscheiden, die sich durch eine verschiedene Ausbildung des Paläozoikums sowie einen unterschiedlichen Metamorphosegrad auszeichnen (vgl. NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Sowohl variskische als auch alpidische Prägungen lassen sich nachweisen (v. GOSEN, 1982).

Das unterlagernde mittelostalpine Kristallin tritt vor allem im Bereich der Sau- und Koralpe sowie in mehreren tektonischen Fenstern zu Tage. Stellenweise finden sich auch Reste der permomesozoischen Bedeckung (Stangalm-Mesozoikum s.str.; TOLLMANN, 1975). Die Abtrennung des Mittel- vom Oberostalpin ist besonders am Ostrand der Gurktaler Decke noch umstritten, da in diesem Bereich eindeutige Deckenscheider fehlen.

Reste der oberostalpinen postvariskischen Transgressionsserie sind am Westrand der Gurktaler Decke eingefaltet worden (Pfannock-Schuppe des Stangalm-Mesozoikums; TOLLMANN, 1975). Der Hauptteil des oberostalpinen Permomesozoikums findet sich jedoch in mehreren tertiären Einbruchsenken auf dem Rücken der Decke (Krappfeld, Griffener und St. Pauler Berge).

Bei den bisherigen Bearbeitungen der permomesozoischen Schichtfolge im Krappfeld (u. a. durch BITTNER, 1889; REDLICH, 1905; BECK, 1931; SOLYOM, 1942; WASCHER, 1969) konnte eine alpinotype Faltungstektonik trotz vieler Hinweise darauf nicht festgestellt werden. Ähnlich wie im umgebenden Kristallin wurde lediglich von alpidischer Bruchtektonik ausgegangen. In den letzten Jahren konnte jedoch sowohl im Kristallin der Gurktaler Decke (v. GOSEN, 1982), als auch im Mittelostalpin der Saualpe (v. GOSEN & THIEDIG, 1982) ein alpidischer Einfluß nachgewiesen werden. Die neuesten Untersuchungen im Krappfeld belegen auch hier alpinotype Deformationen (v. GOSEN & THIEDIG, 1980; THIEDIG, 1981; WOLTER et

al., 1982). Erstmals konnte eine – wenn auch sehr seichte – alpidische Metamorphose nachgewiesen werden (SCHRAMM, et al., 1982).

Im folgenden soll der Versuch unternommen werden, den Ablauf der Faltungen im Krappfeld möglichst detailliert darzustellen und mit den Vorgängen im Kristallin der Gurktaler Decke und der Saualpe zu verbinden.

STRATIGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Die postvariskische Gesteinsabfolge des Krappfeldes ist durch den stetigen Wechsel von massigen, spröden Karbonat- und Sandsteinhorizonten sowie dünneren, z. T. sehr mobilen Tonschieferfolgen gekennzeichnet. Die Aufeinanderfolge von starren Gesteinspaketen und Bewegungshorizonten ist entscheidend für den tektonischen Baustil des Gebietes.

Die Basis der permomesozoischen Abfolge (Abbildung 1) wird von schwach metamorphen Tonschiefern, Vulkaniten und Karbonaten des

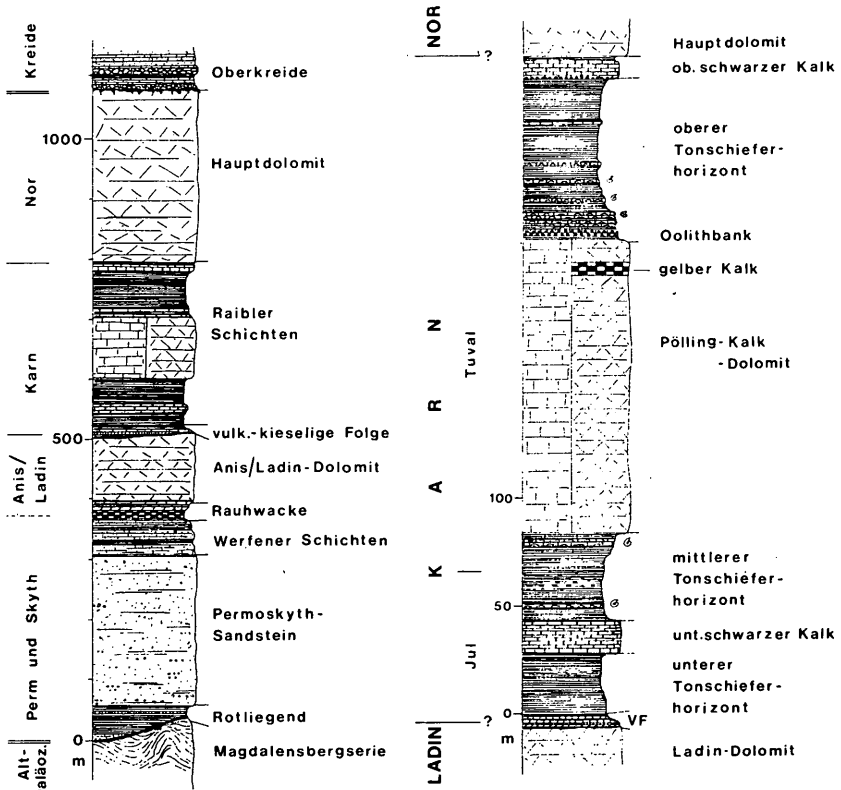


Abb. 1: Idealprofil der permotriassischen Sedimente im Krappfeld.

Altpaläozoikums gebildet (Magdalensbergserie, KAHLER, 1953), die bereits variskisch gefaltet und nachfolgend teilweise erodiert worden waren. In intramontanen Senken lagern sich erste postvariskische Sedimente – graue Sandsteine mit Pflanzenresten aus dem obersten Oberkarbon bzw. untersten Unterrotliegend (RIEHL-HERWIRSCH, 1962; RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972; van AMEROM et al., 1976; THIEDIG & KLUSSMANN, 1974) ab, die jedoch nur an wenigen Stellen gefunden werden konnten. Die eigentliche permomesozoische Schichtfolge beginnt mit dunkelroten, bis zu 70 m mächtigen Tonschiefern des Rotliegend, in denen einzelne Sandstein- und Fanglomeratlinsen sowie mehrere Vulkanithorizonte vorkommen.

Im höheren Perm werden die Tonschiefer durch grobe Sandsteine und Konglomerate abgelöst. Der blaßrot gefärbte, ca. 200 m mächtige Permoskythsandstein (RIEHL-HERWIRSCH, 1965) deckt das alte Relief vollständig zu. Die Folge trägt noch deutlich limnisch-terrestrische Züge.

Erst mit den Werfener Schichten (Skyth) tauchen marine Elemente auf. Neben Pflanzenfossilien finden sich Muschelreste und vereinzelt Ammoniten in den 60 bis 80 m mächtigen, rötlichbraunen Feinsandsteinen (vgl. CHAIR & THIEDIG, 1973). In den höheren Teilen der Folge finden sich Rauhbacken als Reste ehemaliger Evaporitlagen. Dort treten auch verbreitet Tonschiefer auf, die nach oben hin erste Karbonateinschaltungen aufweisen. Mit dem Beginn des Anis setzt die Karbonatsedimentation im ganzen Untersuchungsgebiet ein. Mächtige Anis/Ladin-Dolomite (bis 120 m) repräsentieren ein flachmarines Milieu. Im obersten Teil begleiten vulkanische Einschaltungen (Hornsteine, Tuffe, Kieselschiefer) die Absenkung der Plattform.

Die Raibler Schichten (Karn) zeigen die typische, auch im nordalpinen Raum beobachtete Dreiteilung (vgl. ANGERMAIER, PÖSCHL & SCHNEIDER, 1963) mit deutlichem Wechsel von Beckensedimentation und Plattformablagerung.

Im unteren Teil der Folge dominieren mit insgesamt 80 m schwarze, sterile Tonschiefer (unterer und mittlerer Tonschieferhorizont), die durch einen ersten Karbonathorizont (unterer schwarzer Kalk) getrennt werden (Abbildung 1b). Ausbildung und Mächtigkeit des Kalkes sprechen für eine Ablagerung in tiefem Wasser. Erst mit dem Pölling-Niveau (WOLTER et al., 1982; Tisovec-Kalk bei DULLO & LEIN, 1980, 1982) treten echte Plattformablagerungen auf. Die hellen, sehr feinkörnigen Kalke und Dolomite sind meist strukturlos, zeigen an einigen Stellen allerdings Reste einer karbonatisch-klastischen, biogen beeinflussten Sedimentation. Die Mächtigkeit dieses Horizontes schwankt zwischen 70 und 140 m. Im oberen Teil des Pölling-Niveaus erfolgt eine schrittweise Absenkung der Plattform von Nordosten aus. Im Übergangsbereich finden sich neben Mergeln und Tonschiefern unterschiedliche Flachwasserkarbonate (Oolithe, Biogenschuttkalke, Kleinstriffe usw.), die die Absenkung widerspie-

geln. Der obere Tonschieferhorizont besteht wiederum aus sterilen, schwarzen Tonschiefern, die nur anfangs durch geringmächtige detritische Kalklinsen unterbrochen werden. Die Mächtigkeit dieses Horizontes liegt bei etwa 80 m.

Der obere schwarze Kalk schließt den Komplex der Raibler Schichten ab und leitet zum Hauptdolomit (Nor) über. Hierbei handelt es sich überwiegend um massive, strukturlose Flachwasserablagerungen (Wattablagerungen). Ein Teil des Hauptdolomites wurde abgetragen, so daß heute noch etwa 300 m erhalten sind.

Nach dieser Erosionslücke setzen Ablagerungen erst wieder in der Oberkreide über einem Basiskonglomerat ein. Karsterscheinungen unterhalb der Transgressionsfläche belegen eine längere terrestrische Phase nach der prägosauischen Faltung. Während dieser Periode wurden neben den obersten triassischen Schichten auch wahrscheinlich vorhandene Jura- und Unterkreideablagerungen abgetragen. Die Oberkreide (Gosau) besteht aus einer etwa 2000 m mächtigen Abfolge von Beckensedimenten (meist Ton und Mergel) mit eingelagerten Turbiditen in zyklischer Abfolge (THIEDIG, 1975a). Nachfolgend wird das Gebiet wiederum gefaltet und gehoben.

Die Sedimente der Oberkreide werden transgressiv vom Eozän überlagert, das zunächst aus brackisch-limnischen Gesteinen mit Kohlen, später aus marinen Nummulitenschichten besteht. Auffällige Rotlehmbildungen mit posteozänem bis helvetischem Alter belegen eine weiträumige Denudationsphase. Stellenweise finden sich grobe Wildbachschotter (Miozän) als Ausdruck hoher Reliefenergie (THIEDIG, 1970).

Im Quartär werden weite Teile des Gebietes durch Ausläufer des Draugletschers bedeckt (LICHTENBERGER, 1959; van HUSEN, 1976). In den übrigen Gebieten herrschen periglaziale Verhältnisse mit Ablagerung von Fließerden und mächtigen Flußschottern.

DARSTELLUNG DER TEKTONISCHEN VERHÄLTNISSE

Faltungstektonik

Nach unseren Ergebnissen wurde das Gebiet von mindestens zwei, wahrscheinlich sogar drei Faltungen betroffen. Diese sind in der gesamten Permotrias nachweisbar, während in der Oberkreide lediglich die dritte belegt ist. Hieraus ergibt sich eine erste Deformationsperiode mit zwei Faltungsphasen zwischen der Obertrias und der Oberkreide sowie eine zweite Periode nach der Oberkreide, jedoch vor dem Eozän, da im Tertiär keine Faltungserscheinungen mehr vorliegen.

B₁-Deformation

Als Hauptfaltung ist im Permomesozoikum des Krappfeldes die B₁-Deformation anzusehen. Charakteristisch für sie ist neben Großfalten im

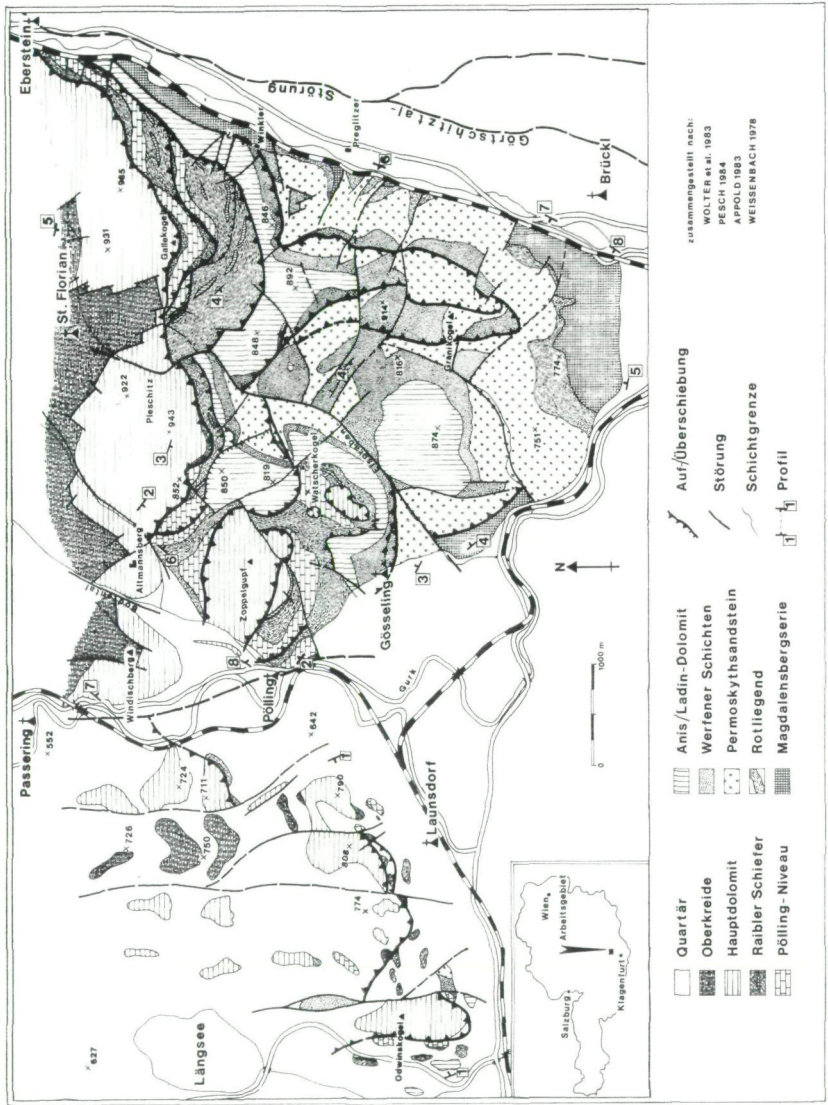


Abb. 2: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Krappfeldes.

km-Bereich eine weit verbreitete Zerlegung der Schichten in kleine und größere Schuppen, die entlang von Überschiebungsbahnen z. T. mehrere Kilometer bewegt wurden.

Die Großfalten konnten in den natürlichen Profilen längs des Görtschitztales und des Elsgrabens sehr gut bearbeitet werden (Abbildungen 2 und 3). Es handelt sich um breit angelegte Mulden, die mit schmalen Sätteln abwechseln. Die Achsen streichen im wesentlichen NW–SE, wobei das Abtauchen der Lineare vor allem durch die spätere Verkippung der Schollen nach Westen bis Nordwesten hervorgerufen wird. Sattelbereiche finden sich im Südwesten des Gebietes zwischen Brückl und Gösseling entlang der Höhen 774 m und 751 m sowie im mittleren Teil zwischen dem Gehöft „Preglitzer“ und der Ruine Altmannsberg entlang der Höhen 892 m, 848 m und 850 m. Kleinere Sättel konnten nördlich des Gehöftes „Winkler“ festgestellt werden. In diesen Bereichen springen ältere Schichtglieder – vor allem der Permoskythsandstein, aber auch die Magdalensbergserie bei Brückl – weit nach Nordwesten vor. Zwischen den Sätteln liegen große Muldenbereiche, in denen jüngere Schichtglieder erhalten blieben (z. B. Anis/Ladin-Dolomit im Bereich der Höhe 874 m; Hauptdolomit am Zoppelgupf). Die Fortsetzung der Strukturen nach Nordosten ist wegen der Versenkung der Schichten nicht mehr festzustellen, während im Südwesten anhand der bei RIEHL-HERWIRSCH (1970) gegebenen Karte weitere Sättel und Mulden vermutet werden können.

Untersucht man die Falten, so fällt auf, daß die Mulden überwiegend einfach gebaut und kaum gestört sind. Die Schichten sind oft nur leicht verbogen. Im Gegensatz dazu weisen die Sättel einen komplizierten Bau auf. Besonders in den SW-Flanken finden sich häufig größere Aufschiebungen. Hierbei spielt die geringe Faltbarkeit der Sandstein- und Karbonatlagen eine große Rolle. Die NE-Flanken sind meist nur schwach verfaltet.

In den Bewegungsbahnen finden sich stellenweise tektonische Schürflinge bis zu mehreren 100 m Länge. Dabei handelt es sich um intensiv gefaltete, z. T. auch gestörte Schollen des Permoskythsandsteines oder der Werfener Schichten. Innerhalb eines solchen Schubspanes treten bei Gösseling (nordöstlich der Kirche) steilgestellte Werfener Schichten auf.

Das Größenverhältnis zwischen Mulden und Sätteln liegt im ganzen Gebiet einheitlich bei etwa 2:1, wobei die Größe der Einzelstrukturen von Südosten nach Nordwesten abnimmt. So hat die Mulde im Görtschitztal zwischen Brückl und dem Gehöft „Preglitzer“ eine Breite von über 1400 m, bei einer Breite der anschließenden Sättel von 700 m, während nordöstlich von Gösseling lediglich 850 m (bzw. 400 m) gemessen wurden. Die geringere Größe der Sättel ist durch die starke Einengung der SW-Flanken zu erklären. Die Höhe der Falten schwankt zwischen 200 und 300 m. Durch die unterschiedlichen Einengungsraten kommt es zu ausgeprägten ac-Störungen (NE–SW), die Spannungen zwischen den ver-

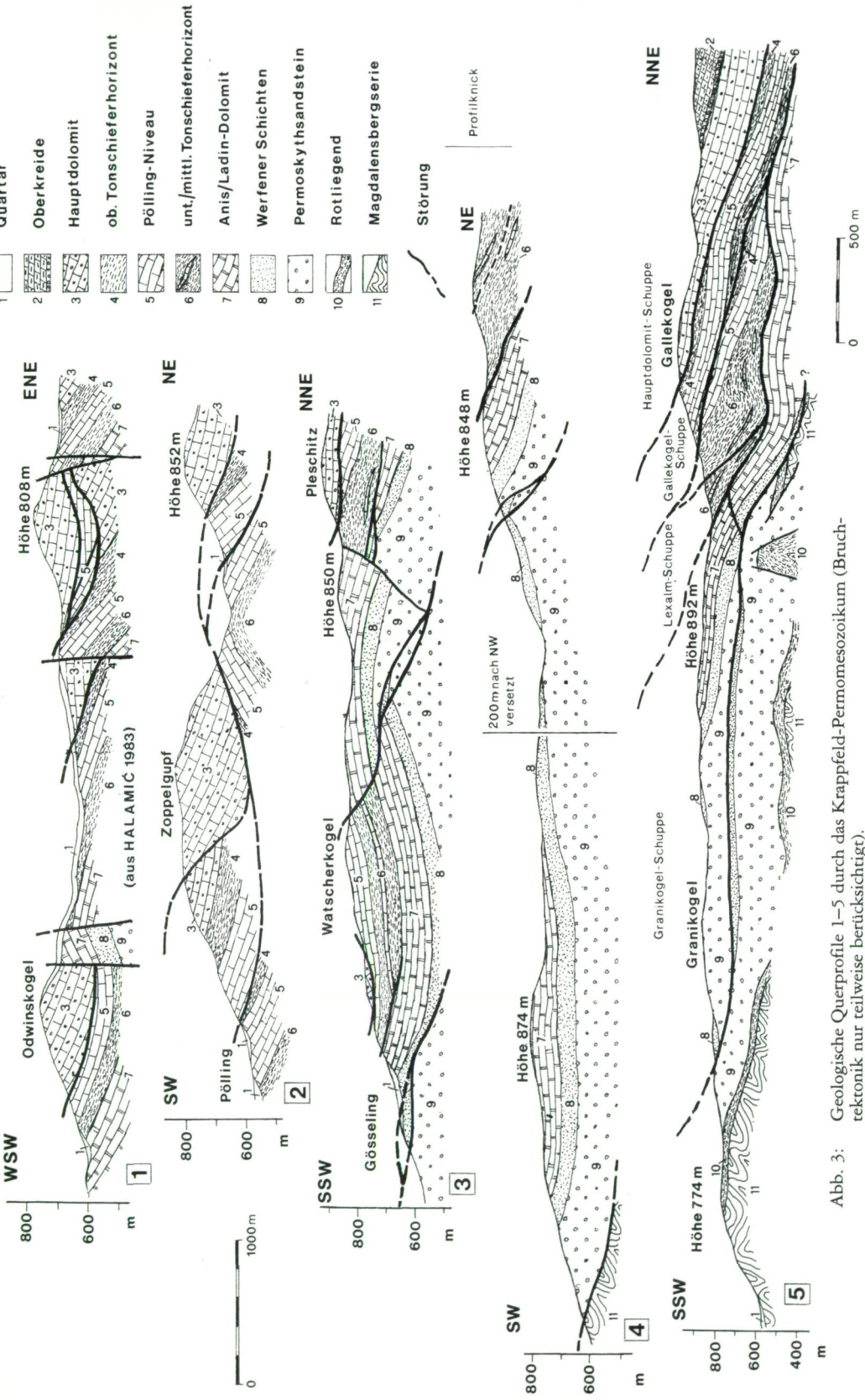
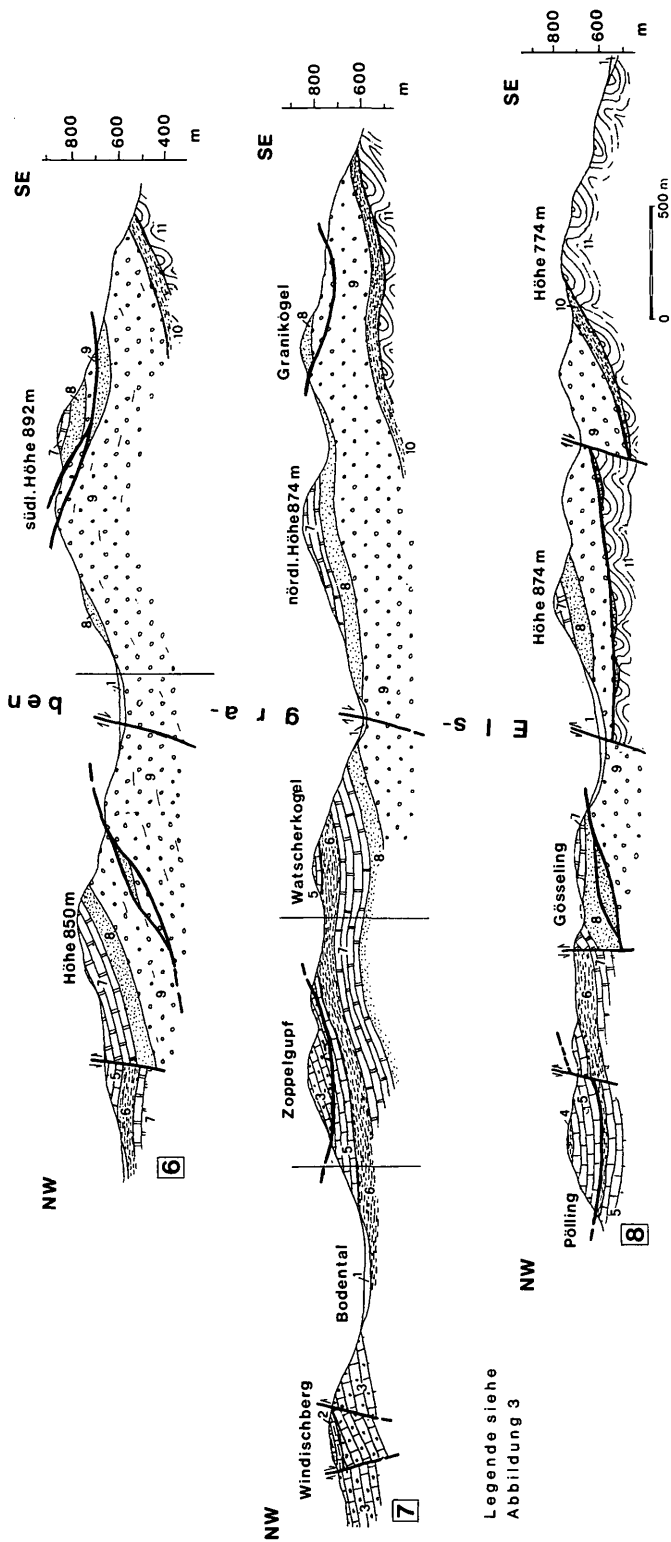


Abb. 3: Geologische Querprofile 1–5 durch das Krappfeld-Permomesozoikum (Bruchtektonik nur teilweise berücksichtigt).



Legende siehe
Abbildung 3

Abb. 4: Geologische Querprofile 6–8 durch das Krappfeld-Permomesozoikum (Bruchtektonik nur teilweise berücksichtigt).

schiedenen Schollen ausgleichen. Die Verwerfungen lassen sich besonders im Görtschitztal, im Tal nordwestlich der Höhe 751 m und dem Granikogel sowie im Elsgraben und bei Altmannsberg nachweisen. Sie sind später in die Bruchtektonik einbezogen worden und haben den Verlauf der Störungen mitbestimmt.

Die Bildung von Sätteln und Mulden trat vornehmlich im ersten Stadium der Faltung auf. Mehr als leichte Verbiegungen ließen die inkompetenten Lagen nicht zu. Bei weiter fortschreitender Faltung kam es zu ersten Aufschiebungen. Dabei dienten die tonreichen Horizonte als Bewegungsbahnen, während die massigen, spröden Lagen in größere und kleinere Schollen zerlegt und übereinandergestapelt wurden.

Die Überschiebungen treten in allen Teilen der Folge auf, wobei die Bewegungen innerhalb der Raibler Schichten besonders kompliziert sind. Dies liegt vor allem am hohen Tonschieferanteil in diesem Horizont, in dem der Pölling-Kalk bisweilen regelrecht „schwimmt“.

In den unteren Abschnitten des Profiles sind die Bewegungen zumeist einfach, die Überschiebungsweiten können jedoch beträchtlich sein. Als Bewegungshorizonte dienen die Tonschiefer des Rotliegend und der Werfener Schichten. Charakteristisch scheint zu sein, daß die Bewegungsbahn im tieferen Tonschieferhorizont (Rotliegend) beginnt, dann den massigen Permoskythsandstein durchschlägt und schließlich in den höheren Tonschieferhorizont (in den Werfener Schichten) übergeht. Besonders deutlich wird dieser Vorgang bei der „Granikogel-Schuppe“ im Görtschitztal (Abbildung 3, Profil 5). Die Bewegung erfolgte vermutlich von Nordosten nach Südwesten, wobei sich eine Überschiebungsweite von mindestens 3000 m ergibt.

Weitere Beispiele für Überschiebungen im unteren Teil der Folge finden sich südlich der Höhe 848 m und am Watscherkogel, wo die Schubweite immerhin noch etwa 500 m beträgt (Abbildung 3, Profile 3 und 4).

Von diesen Bewegungen wurde auch der Anis/Ladin-Dolomit betroffen, der z. T. von den Aufschiebungsbahnen durchschlagen wird (am Watscherkogel), aber auch über größere Strecken verschuppt sein muß, wie die direkte Überschiebung von Permoskythsandstein auf Werfener Schichten am Granikogel beweist.

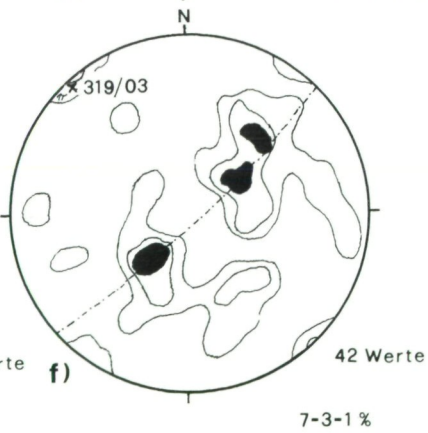
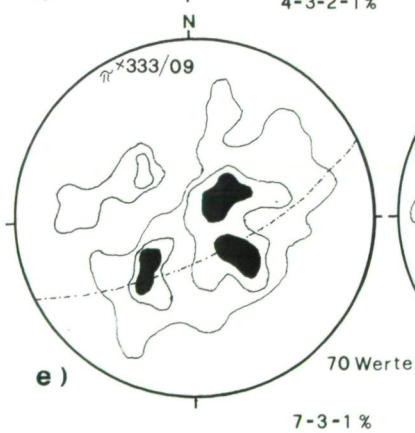
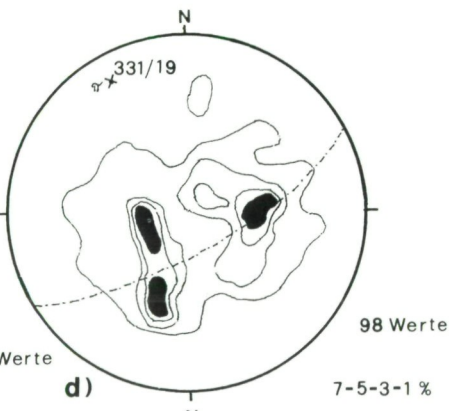
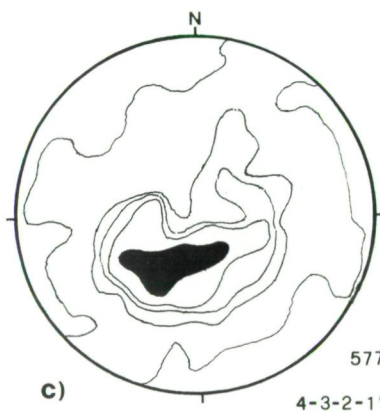
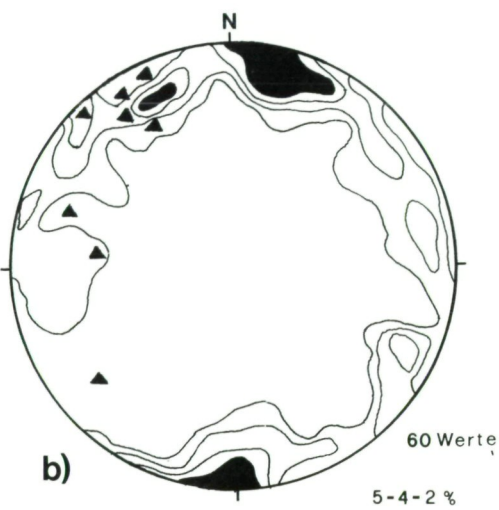
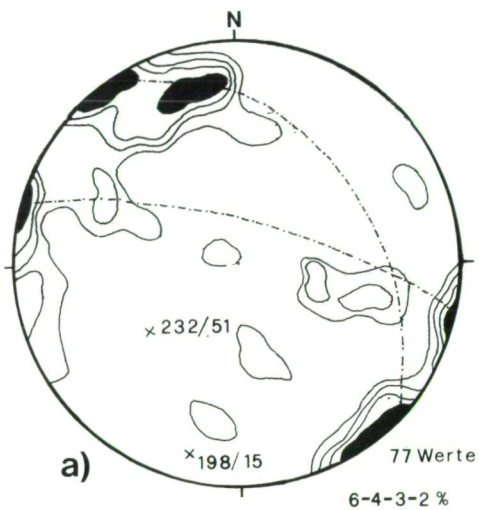
Der Anis/Ladin-Dolomit bildet andererseits auch die Unterlage für die Bewegungen in den Raibler Schichten. Im Übergangsbereich zwischen den Dolomiten und den Raibler Tonschiefern fällt besonders der starke Unterschied in der Faltungsintensität auf, der die stärkere Einengung der Tonschiefer unterstreicht. Daraus ergeben sich zwischen beiden Horizonten tektonische Diskordanzen, die besonders durch verstellte Karbonatlagen in den Schiefen verdeutlicht werden. Im Bereich zwischen Görtschitztal und Elsgraben kann deshalb eine „Lexalm-Schuppe“ abgegrenzt werden, deren Basis an der Grenze Anis/Ladin-Dolomit und Raibler Schichten liegt (Abbildung 3, Profil 5). Die starke Verfaltung der Tonschiefer

wird auch durch Schollen des unteren schwarzen Kalkes verdeutlicht, die regellos im Tonschiefer zu schwimmen scheinen. Verdoppelungen entstehen durch kleinere Teilschuppen. Die tektonische Hangendgrenze der Lexalm-Schuppe verläuft oberhalb des Pölling-Niveaus, wobei häufig Reste des oberen Tonschieferhorizontes eingeklemmt sind.

Die nächsthöhere Einheit, im Görttschitztal als „Gallekogel-Schuppe“ bezeichnet, wird vor allem durch Verdoppelung großer Schichtpakete des Pölling-Niveaus belegt. Besonders am Gallekogel ist die fazielle Unterscheidung von (tektonisch) hangendem und liegendem Pölling-Kalk möglich. Ähnliche Verhältnisse finden sich im Bereich Zoppelgupf – Höhe 852 m (Abbildung 3, Profil 2). Dort bilden die hangenden Pölling-Kalke große linsenförmige Schürflinge. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der Gallekogel-Schuppe finden sich mehr oder weniger mächtige Tonschieferpakete, die bei den Gleitvorgängen eine entscheidende Rolle gespielt haben. Auch hier wird von uns eine generell SW-gerichtete Bewegung angenommen. Die Überschiebungsweite der Gallekogel-Schuppe beträgt im Görttschitztal mindestens 1500 m.

Als höchste tektonische Einheit trat während der ersten Deformationsphase der Hauptdolomit auf. Bis auf eine Ausnahme am Südhang des Zoppelgupfes ist aus keinem Profil eine ungestörte Auflagerung des Hauptdolomites auf den Raibler Schichten bekannt. Häufiger finden sich mitgeschleifte Teile des oberen schwarzen Kalkes an der Unterseite der Hauptdolomit-Schollen. Zumeist fällt ein beträchtlicher Teil des oberen Tonschieferhorizontes aus. Im Steinbruch „Launsdorf-Mitte“ ist zwischen den Karbonaten des Pölling-Niveaus und dem Hauptdolomit lediglich ein wenige Dezimeter mächtiger Kalkmylonit erhalten. Der Hauptdolomit wurde größtenteils in größere und größte Platten zerlegt und en bloc auf den Tonschiefern der Raibler Schichten bewegt. Im Gegensatz zu den tieferen Einheiten hat der horizontale Transport von vornherein im Vordergrund gestanden, während die Großfaltenbildung nur untergeordnet auftrat, möglicherweise erst während der dritten Deformation ausgeprägt wurde. Wie weit der Transport der Hauptdolomitschollen ging, kann bislang nicht festgestellt werden. Jedoch ist mit ähnlichen Schubweiten wie bei den anderen Einheiten zu rechnen.

Im Gelände sind die Spuren der ersten Deformation relativ spärlich. Dort, wo sich überhaupt eine erste Schieferung ausprägen konnte (vor allem in den Tonschieferlagen), sind mögliche Spuren durch die starke zweite Schieferung fast immer zerstört. V. GOSEN & THIEDIG (1980) konnten jedoch in den Rotliegend-Tonschiefern eine erste Schieferung mit W–E bzw. NW–SE streichenden Streckungsachsen nachweisen, die von einer zweiten Schieferung überprägt worden war. Bei den Kleinfalten finden sich häufiger NW–SE streichende Achsen (Abbildung 5b), obwohl NNE–SSW streichende Achsen dominieren. Interessanterweise nimmt die Häufigkeit von NW–SE streichenden Achsen mit der Faltengröße zu, Großfalten haben fast ausschließlich dieses Achsenstreichen (vgl. Abbildungen



5b und d–f). Die Falten sind recht unterschiedlich aufgebaut und vor allem in den Tonschiefern isoklinal ausgebildet. In sandigeren oder stark karbonatischen Lagen herrschen einfache Verbiegungen vor, wobei kleine Aufschiebungen nach Südwesten (häufiger an der Basis des Anis/Ladin-Dolomites) vorkommen. In vielen Einheiten lief die Faltung ausgesprochen disharmonisch ab, boudinierte Lagen finden sich oft. Die Vergenz ist mehr oder weniger stark ausgeprägt, sowohl mit südlichen als auch mit nördlichen Richtungen.

B₂-Deformation

Neben den vorwiegend NW–SE streichenden B₁-Falten tritt im Krappfeld eine zweite Generation von Falten mit N–S bzw. NE–SW streichenden Achsen auf. Begleitet werden die B₂-Falten von einer durchdringenden s₂-Schieferung.

Spuren der B₂-Deformation finden sich in vielen Aufschlüssen. Vor allem die s₂-Schieferung kann in fast allen Tonschieferhorizonten, daneben aber auch in den Sandsteinen und einzelnen Karbonatlagen nachgewiesen werden. V. GOSEN & THIEDIG (1980) erwähnen eine Mikrofältelung, die eine erste Schieferung überprägen. Die statistische Auswertung einiger Schieferungsmessungen ergab eine Zweiphasigkeit, die möglicherweise durch ein Umschwenken der Deformationsrichtung von Nord auf Nordosten während der B₂-Faltung hervorgerufen wurde (Abbildung 5a). Die Überschneidung der beiden Flächenlagen führt in den Tonschiefern zum typischen griffeligen Zerfall.

B₂-Falten sind im Aufschlußbereich seltener zu finden. Meist handelt es sich um Kleinfalten und Fältelungen mit rhombischer Symmetrie ohne größere Vergenzen. Disharmonische Faltung oder Boudinierung fehlt, Aufschiebungen sind selten. Im Großbau sind B₂-Falten wenig auffällig. In den Ost–West-Profilen (Abbildung 4, Profile 6–8) erkennt man jedoch die sehr regelmäßig aufeinanderfolgenden Sättel und Mulden, die dem Gebiet eine „Wellblech-Struktur“ verleihen. Interessant sind die Stellen, an denen sich B₁- und B₂-Falten überschneiden. Im Kreuzungsbereich zweier Sättel (z. B. südlich der Höhe 846 m oder südwestlich der Höhe

Abb. 5: Gefügediagramme – angegeben ist die Anzahl der Meßwerte und die Besetzungsdichte in % sowie π -Kreis und π -Punkt
 a) Schieferflächenmessungen – Gesamtgebiet
 b) Faltenachsenmessungen – Gesamtgebiet; Dreiecke: konstruierte Großfaltenachsen
 c) Schichtflächenmessungen – Gesamtgebiet
 d) Schichtflächenmessungen – Gebiet zwischen Pleschitz und Zoppelgupf
 e) Schichtflächenmessungen – Gebiet zwischen Zoppelgupf und Watscherkogel
 f) Schichtflächenmessungen – Gebiet zwischen Galle- und Granikogel
 c–f aus: WOLTER et al. (1982)

892 m) entstehen dann domartige Strukturen, die bei der Konstruktion von Profilen einige Schwierigkeiten bereiten.

Als wichtig für die zeitliche Einordnung der Deformationen erweist sich die Verfallung der während der B₁-Faltung gebildeten Überschiebungsstrukturen. Besonders der Südteil der Granikogel-Schuppe zwischen der Höhe 892 m und dem Granikogel (Abbildung 4, Profile 6 und 7) ist nur noch in einer Muldenstruktur der B₂-Faltung erhalten, während in den anschließenden B₂-Sätteln die Granikogel-Schuppe bereits abgetragen ist.

B₃-Deformation

Spuren der ersten und zweiten Faltung werden ausschließlich in den Schichten der Permotrias, nicht aber in der Oberkreide gefunden. Bezeichnenderweise fehlen vor allem die s₂/B₂-Strukturen mit ihren N-S streichenden Achsen. Sowohl die erste als auch die zweite Faltung sind als prägosauisch (bzw. austrisch) einzustufen.

In dem ca. 5 km nördlich des Arbeitsgebietes liegenden Steinbruch Wietersdorf konnte jedoch auch in der Oberkreide eine ganze Reihe von Großfalten beobachtet werden. Es handelt sich meist um einfache Verbiegungen, die jedoch z. T. auch starke Vergenzen oder isoklinale Verfallungen aufweisen können (Abbildung 6). Die Faltenachsen streichen ausschließlich NW-SE mit vorherrschender SE-Vergenz, entsprechen also den B₁-Falten. Da jedoch keine B₂-Falten in der Oberkreide vorkommen, muß

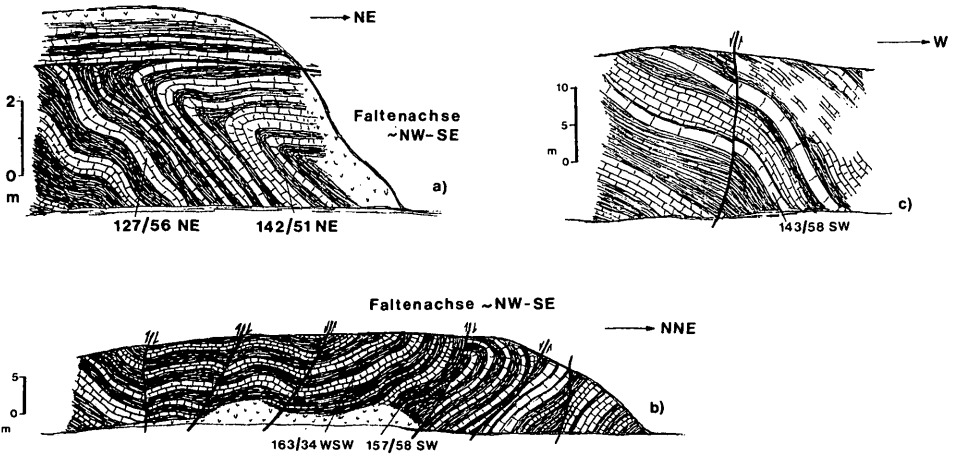


Abb. 6: Falten und Flexuren in der Oberkreide – Steinbruch Wietersdorf
 Kalk-Mergel-Wechsellagerung
 a) südvergenter Sattel
 b) größere Muldenstruktur mit SW(?) -Vergenz
 c) Flexur-NE-Schenkel einer Mulde (?)

es sich um eine dritte Faltung handeln, die der laramischen Phase zugeordnet werden kann, da im Tertiär weder eine Schieferung noch eine Faltenbildung auftritt.

Kleinfalten und Schieferung sind in der Oberkreide selten. Es handelt sich meist um einfache, offene Falten mit NW–SE streichenden Achsen (v. GOSEN & THIEDIG, 1980).

In der Permotrias ist die B_3 -Deformation nur schwer nachzuweisen, da sie mit der B_1 -Faltung zusammenfällt. V. GOSEN & THIEDIG (1980) beschreiben aus den Raibler Schichten eine NNE–SSW streichende Schieferung, die von einer nachfolgenden, NW–SE streichenden Schieferflächenschar durchsetzt wird. Hierbei könnte es sich durchaus um s_2 - und s_3 -Flächen gehandelt haben. Im allgemeinen dürfte die B_3 -Deformation die ersten Falten verstärkt und besonders herausgehoben haben. Die starke Verfallung der Überschiebungsbahn am Zoppelgupf (Abbildung 3, Profil 2) geht zumindest teilweise auf die B_3 -Faltung zurück.

Beziehungen zur Permotrias der St. Pauler und Griffener Berge und zum Kristallin

Bislang haben wir die Permotrias des Krappfeldes ausschließlich als isoliertes Vorkommen betrachtet, ohne auf die enge Beziehung zu ihrer kristallinen Basis und dem benachbarten Permotrias-Vorkommen der St. Pauler/Griffener Berge einzugehen. Die wichtigsten tektonischen Elemente des Krappfeldes lassen sich – zumindest teilweise – auch in diesen Gebieten nachweisen.

In den St. Pauler und Griffener Bergen treten vor allem E–W streichende Strukturen auf (SEGER & THIEDIG, 1982). Der Großbau wird von einer morphologisch ENE–WSW verlaufenden Mulde gebildet, die im Randbereich vor allem Permoskythsandstein und Anis/Ladin-Dolomit aufschließt, im Muldenkern Reste des Karn und Nor sowie der Gosau-Kreide unter tertiärer Schotterbedeckung enthält. Im Bereich von Griffen und St. Paul sind kleinere Spezialmulden anzutreffen. Bemerkenswert ist der mit dieser Faltung verbundene Schuppenbau, der in den Griffener Bergen nach Norden, in den St. Pauler Bergen wahrscheinlich nach Süden gerichtet ist.

Der bei SEGER & THIEDIG (1982, Abbildung 4) angegebene Nordtransport in den St. Pauler Bergen scheint uns zu kompliziert zu sein, da die einzelnen Schuppen erst über den ganzen Permoskyth-Anis/Ladin-Zug verfrachtet werden müßten. Es liegt hier also eine ähnliche Situation wie im Krappfeld nach der B_1 -Faltung vor. Deutlich wird vor allem, daß die Verschuppung generell zu den Sattelflanken erfolgte und nicht einheitlich dem Nordvorschub der Gurktaler Decke entsprach.

Hinweise auf eine B_2 -Deformation mit N–S streichenden Achsen fehlen bislang. Dadurch konnte auch eine B_3 -Faltung nicht abgetrennt werden.

Im oberostalpinen Kristallin können nach neuesten Untersuchungen sechs (v. GOSEN, 1982) bzw. fünf Deformationen (HAIGES, 1982) nachgewiesen werden. Als erste alpidische Deformation wird von v. GOSEN (1982) die B_3 -Faltung angesehen. Sie fällt mit dem Vorschub der Gurktaler Decke zusammen und ist mit einer grünschieferfaziellen Metamorphose verbunden. Ebenso wie bei der vierten Faltung dominieren westliche bis nordwestliche Achsenrichtungen. Hingegen drehen die Achsenlagen in der B_5 -Deformation auf Nord bzw. Nordost. Eine sechste Faltung kehrt zu E-W streichenden Achsen zurück. Die B_{4-6} -Deformationen erfolgten nach der Deckenüberschiebung ohne metamorphe Prägung. Sie sind jedoch für den Großfaltenbau in der Gurktaler Decke (vorherrschend mit E-W bzw. WNW-ESE streichenden Achsen – vgl. TOLLMANN, 1977; daneben gibt es jedoch auch N-S streichende Falten) verantwortlich.

Im oberostalpinen Kristallin deuten sich also starke Analogien zum Krappfeld an. In der ersten Phase während und kurz nach dem Deckenvorschub kam es zur Anlage von E-W orientierten Strukturen, im Kristallin als $B_{3/4}$ -Falten mit entsprechender Schieferung und Streckung, im Permomesozoikum als B_1 -Falten und -Großfalten, verbunden mit starken Verschuppungen. Die Metamorphose ist bis in die mittlere Trias hinein nachweisbar (SCHRAMM et al., 1982).

Die B_2 -Deformation im Krappfeld entspricht der B_5 -Faltung bei v. GOSEN (1982). Als Hauptachsenrichtungen wurden N-S und NE-SW ermittelt, ein Teil des Großfaltenbaus der Gurktaler Decke wurde während der B_5 -Deformation angelegt. Als letzte Faltung tritt in beiden Untersuchungsbereichen wiederum ein flachwelliger, E-W bis NW-SE orientierter Faltenbau auf (B_3 - bzw. B_6 -Deformation).

Ähnlichkeiten gibt es auch zwischen den Permotrias-Schürflingen im Viktringer Raum und dem Krappfeld. Nach SCHÜNEMANN et al. (1982) treten dort zwei Deformationen auf, wobei die ältere wahrscheinlich E-W streichende, die jüngere N-S streichende Achsen aufweist.

Im mittelostalpinen Kristallin dominieren E-W orientierte Gefügeelemente, denen neuerdings ein alpidisches Alter zugesprochen wird (v. GOSEN & THIEDIG, 1982). Hier wird eine gemeinsame alpidische Baugeschichte von Mittelostalpin und Gurktaler Decke nicht ausgeschlossen.

Nach den geschilderten Ergebnissen aus dem Krappfeld und seiner Umgebung erscheint uns folgender Entwicklungsablauf möglich:

1. Während der prägosauischen Phase – vermutlich in der Unterkreide – kam es zum Nordvorschub der Gurktaler Decke, verbunden mit einer leichten Metamorphose. Die auf dem Rücken der Decke liegenden Permotrias-Vorkommen wurden mit NW-SE streichenden Achsen verfault (B_1 -Deformation), wobei es an den Muldenflanken zu Verschuppungen kam, die teilweise auch gegen die Transportrichtung der Decke gerichtet waren. Dies war nur durch die oberflächennahe Position der Permotrias

möglich, die eine relativ große horizontale Beweglichkeit der Einheiten mit sich brachte. Die Metamorphose erreichte im Permoskythsandstein anchimetamorphe Verhältnisse und klang im Niveau der mittleren Trias aus.

2. In einer zweiten prägosauischen Deformationsphase kam es zu N–S streichenden Falten, die in der Permotrias zusätzlich einen flachwelligen Großfaltenbau hervorrief.

3. Während der laramischen Phase wurden alle Schichten nochmals schwach gefaltet, wobei wiederum NW–SE streichende Achsen auftraten.

Bruchtektonik

Im Tertiär, vor allem im Miozän (steirische Phase), kam es im Krappfeld zu einer bedeutenden Bruchtektonik (vgl. THIEDIG & WEISSENBACH, 1975).

Maßgeblich sind die im wesentlichen N–S verlaufenden Störungslinien, deren bedeutendste die Görtschitztaler Störungszone ist. Es handelt sich um die Randstörungen des Krappfeldgrabens, die bevorzugt als Abschiebungen in westlicher Richtung auftreten. Die Sprunghöhen liegen – abgesehen von der Görtschitztaler Hauptstörung mit mehreren 1000 m – bei maximal 200 m. Bei einigen Störungen konnten Kippschollenbewegungen festgestellt werden, so bei der Elsgrabenstörung. Zum Teil sind Schollen auch nach Westen zur Grabenmitte hin verkippt, wodurch ein Abtauchen der Faltenachsen nach Norden bis Nordwesten vorgetäuscht wird.

Im Verlauf der Störungen kann häufig ein Umschwenken der Störungsrichtung auf NE–SW beobachtet werden. Hier wurden die bereits während der Faltungen angelegten ac-Störungen (siehe oben) in die Bruchtektonik einbezogen.

Senkrecht zu diesen Verwerfungen tritt eine Reihe kleinerer, N–S verlaufender Störungen mit Sprunghöhen unter 50 m auf. Besonders im Görtschitztal fällt eine Reihe von Schollen auf, die an Y-förmigen Störungen verkippt ist. Obwohl die Gesamtwirkung dieser Verwerfungen gering ist, führen sie zu einer nicht unerheblichen Komplizierung des Kartenbildes und erschweren die Deutung der tektonischen Verhältnisse im Krappfeld.

LITERATUR

- AMEROM, H. W. J. van, M. BOERSMA & G. RIEHL-HERWIRSCH (1976): Zum Alter des „Karbons vom Christophberg“, Kärnten, Österreich. – *Geologie en Mijnbouw*, 55, (3–4):211–212.
- ANGERMAIER, H. O., A. PÖSCHL & H. J. SCHNEIDER (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. – *Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 3:83–105, 3 Abb., 1 Tab., München.

- APPOLD, Th. (1983): Geologische Neukartierung der Krappfeld-Permotrias im Gebiet südlich Passering–St. Florian in Kärnten/Österreich. – Unpubl. geol. Diplomarb., Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 209 S., 81 Abb., 1 Tab., 4 Anl., Hamburg.
- BECK, H. (1931): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Hüttenberg–Eberstein (5253). – Hrsg.: Geol. B.-A., Wien.
- BITTNER, A. (1889): Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. – Jb. Geol. R.-A. 39, H. 3–4:483–488, Wien.
- CHAIR, M., & F. THIEDIG (1973): Ein bedeutsamer Ammonitenfund in den Werfener Schichten (Skyth) der St. Pauler Berge in Ostkärnten (Österreich). – Der Karinthin 69:60–63, Klagenfurt.
- DULLO, W.-Chr., & R. LEIN (1980): Das Karn von Launsdorf in Kärnten: Die Schwammfauna der Leckkogelschichten. – Verh. Geol. B.-A. 1980, H. 2:25–61, 5 Abb., 4 Taf., Wien.
- (1982): Facies and Environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). – Facies 6:25–36, 2 Abb., 1 Tab., Tafel 3–4, Erlangen.
- GOSEN, W. v. (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 53:33–149, Hamburg.
- GOSEN, W. v., & F. THIEDIG (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariskischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener/St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich). – Verh. Geol. B.-A. 1979, 3:313–335, 2 Abb., 3 Taf., Wien.
- (1982): Die Gurktaler Decke (Oberostalpin) und ihr unterlagerndes Mittelostalpinies Kristallin (Kärnten/Steiermark – Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53:11–32, Hamburg.
- HAIGES, K.-H. (1982): Zur Geologie des Oberhofer Fensters im Norden der Gurktaler Alpen, Kärnten, Österreich. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53:181–190, Hamburg.
- HALAMIĆ, J. (1983): Geologische Neukartierung des Gebietes zwischen Pölling und St. Georgen am Längsee, Kärnten/Österreich. – Unpubl. Dipl.-Arb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 150 S., 48 Abb., 3 Tab., 8 Anl., Hamburg.
- HUSEN, D. van (1976): Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit an der Glan. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 23:55–68, 1 Taf., Wien.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, Sh. 16, 78 S., Klagenfurt.
- LICHTENBERGER, E. (1959): Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 101:37–62, 1 Karte, 1 Abb., Wien.
- NEUBAUER, F., & J. PISTOTNIK (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch. 73, H. 1:149–174, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- PESCH, P. (1984): Geologische Neukartierung des Perms und Mesozoikums zwischen Eberstein und Brückl (Kärnten, Österreich). – Unpubl. geol. Diplomarb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg (in Vorber.).
- REDLICH, K. A. (1905): Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. – Jb. Geol. R.-A. 55, H. 2:327–348, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962): Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. – Der Karinthin 45/46:244–246, Hüttenberg.
- (1965): Die postvariskische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14/15, 1963/1964:229–266, Wien.
- (1970): Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 19:195–214, Wien.

- RIEHL-HERWIRSCH, G., & W. WASCHER (1972): Die postvariskische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien 20:127–138, Wien, und Verh. Geol. B.-A. 1972:127–138, Wien.
- SCHRAMM, J.-M., W. v. GOSEN, M. SEEGER & F. THIEDIG (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53:169–179, Hamburg.
- SCHÜNEMANN, M., W. v. GOSEN & F. THIEDIG (1982): Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten/Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53:191–206, Hamburg.
- SEEGER, M., & F. THIEDIG (1982): Alpidischer Überschiebungsbau in den St. Pauler und Griffener Bergen (Ostkärnten/Österreich). – Verh. Geol. B.-A. 1982, H. 3:269–284, Wien.
- SOLYOM, F. (1942): Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. – Unpubl. Diss. Fr. Wilhelm Univ. Berlin, 58 S., Berlin.
- THIEDIG, F. (1970): Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 39:97–116, Hamburg.
- (1975a): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 44:495–516, Hamburg.
 - (1975b): Die Entwicklung des postvariszischen Deckgebirges in der Umrahmung der Saualpe. – Clausthaler Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975:175–186, Clausthal-Zellerfeld.
 - (1981): Falten- und Überschiebungstektonik im Permomesozoikum des Krappfeldes südwestlich Eberstein in Kärnten (Österreich). – Zeitschr. Dt. Geol. Ges. 132:167–174, Hannover.
- THIEDIG, F., & KLUSMANN (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariskischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens (Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg 43:79–84, Hamburg.
- THIEDIG, F., & N. WEISSENBACH (1975): Die junge Bruchtektonik im Bereich der Saualpe. – Clausthaler Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975:155–174, Clausthal-Zellerfeld.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 10:3–62, Wien.
- (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 150/1:19–43, Stuttgart.
 - (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., Wien.
- WEISSENBACH, N. (1978): Geologische Gebietskarte der Republik Österreich 1:25.000 – Saualpe Nord und Süd. – Hrsg.: Geol. B.-A., Wien.
- WOLTER, L. (1983): Geologische Neukartierung des Gebietes südwestlich von Eberstein zwischen St. Florian und Krainberg (Kärnten/Österreich). – Unpubl. geol. Diplomarb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 196 S., 122 Abb., 3 Tab., 6 Anl., Hamburg.
- WOLTER, L., F. THIEDIG, P. PESCH, J. HALAMIĆ & Th. APPOLD (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 53:207–248, Hamburg.

Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. Thomas APPOLD, Peter PESCH, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Hamburg, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13 (Geomatikum).