

STRATIGRAPHISCHE UND STRUKTURELLE ANALYSE IM RAUM EIBERG (NÖRDLICHE KALKALPEN, UNTERINTAL, TIROL) UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER ENTWICKLUNG IN DER OBERKREIDE UND IM TERTIÄR

Alfred Gruber

Mit 17 Abbildungen, 10 Profilen und 1 geologischen Karte M 1:10 000

Zusammenfassung:

Im Raum Eiberg (Unterinntal, Tirol) wurde eine vielfältige kalkalpine Schichtfolge erfaßt, die zeitlich vom Permoskyth bis in das Oligozän reicht und mit der Gosau von Eiberg und dem Unterinntaler Tertiär Besonderheiten aufweist. Die diskordant auf gefaltetem, triassischem und jurassischem Untergrund abgelagerte Gosaugruppe ist charakterisiert durch einen Wechsel grob- und feinklastischer, gemischt karbonatisch-siliklastischer Sedimentation, die im wesentlichen von einer phasenhaften Tektonik gesteuert wird. Die flachmarine, klastisch dominierte Untere Gosau Untergruppe (Coniac? – Obersanton) wurde in kleinräumigen Trögen abgelagert. Durch tektonische Subsidenz wurde der Ablagerungsraum ab dem Campan in pelagische Tiefen abgesenkt, gekennzeichnet durch turbiditische Zementmergel und Nierentaler Schichten der Oberen Gosau Untergruppe (Untercampan – Untermaastricht). In diese schalten sich mehrmals grobklastische Schüttungen ein.

Im Unteroligozän kam es durch sinistrale Scherung an NE-streichenden überlappenden Störungen zur Öffnung eines Pull-apart-Beckens. Die Sedimente des Unterinntaler Tertiärs im Eiberger Becken sind analog zu denen des Häringer Raumes gekennzeichnet durch eine tektonisch angelegte Beckengeometrie, die unterschiedliche, eng benachbarte Fazies aufweisen. Basal kommen Konglomerate eines fan deltas vor, im Becken Bitumenmergel und Zementmergel, randlich und auf Hochzonen zeitgleich mit diesen Strandkonglomerate, Nummuliten- und Lithothamnienkalke.

Das Eiberger Becken weist eine mehrphasige tektonische Überprägung auf. Durch eine detaillierte Strukturanalyse nach dem Prinzip der Paläostreßstratigraphie und unter Berücksichtigung von Überschneidungskriterien wurden acht Deformationsereignisse ausgeschieden. Die Deformation wurde generell von zwei lokalen Faktoren beeinflusst: vom rheologischen Verhalten des inhomogenen Schichtstapels (Abscherungshorizonte in feinklastischen Sedimenten) und von alt-angelegten Strukturen. Die Deformationsphasen sind im einzelnen:

1. Eine vorgosauische NW-SE-Kompression verursachte in Eiberg einen NE-SW-streichenden Klein- und Großfaltenbau, begleitet von dextralen NW-SE-streichenden tear faults („eoalpine“ Phase).
2. Die Gosaubeckenbildung erfolgte an NE-SW-streichenden, teilweise synsedimentären Abschiebungen in Form kleinräumiger Halbgräben und Hochzonen, in denen die Untere Gosau Untergruppe abgelagert wurde. Grobklastische Schüttungen, speziell von Scarpbreccien von E-W-streichenden Rücken unterstreichen ein Fortdauern des phasenhaften Extensionsregimes auch in der Oberen Gosau Untergruppe.
3. Eine syn- bis postgosauische N-S-Einengung führte zur Faltung, Hebung und Erosion („mesoalpine“ Phase).
4. Die Tertiärbeckenbildung begann im Unteroligozän durch sinistrale Scherung an der Inntallinie. Dies äußerte sich durch Öffnen von Dehnungsspalten im Untergrund und progressiver Weiterentwicklung dieser zu konjugierten NW-SE- und NE-SW-streichenden Schrägabschiebungen. Die heutige Verteilung der Fazies läßt noch das ursprüngliche, von NE-SW-orientierten Gräben und Hochzonen gegliederte Becken zur Zeit der Zementmergelsedimentation erkennen.
5. Eine erste Phase der Beckenschließung äußerte sich in einer, noch im Oligozän einsetzenden N-S-Kompression mit S-vergenten Überschiebungen und N-vergenten Rücküberschiebungen und dazugehörigen dextralen NW-SE-tear faults.
6. Eine weitere N-S-gerichtete Kompression führte zur sinistralen NE-SW-Zerschneidung des gesamten Gebietes und örtlich zur Ausbildung von positiven Blumenstrukturen.
7. Eine E-W-Kompressionskomponente wirkte sich in Bewegungssumkehr an den Blattverschiebungen, flexurellen Verbiegungen und W-vergenten Überschiebungen aus.
8. Das jüngste nachweisbare Ereignis stellte eine N-S-Kompression mit Dehnung in SW-NE-Richtung und sinistraler Zerschneidung an N-S-Störungen dar.

Abstract:

In the area of Eiberg (Unterinntal, Tirol) a complex succession of calcarine beds was mapped, which have a stratigraphic range from the Permoskythian to the Oligocene.

The Gosau of Eiberg was deposited unconformably on folded triassic and jurassic rocks. It is characterized by alternation of coarse- and fineclastic, mixed carbonatic-siliciclastical sedimentation, that is mainly controlled by intermittent tectonics. The shallow marine, clastic dominated Lower Gosau Subgroup was deposited in small scale basins. Tectonically induced subsidence brought the sedimentary basin to pelagical depths of the Upper Gosau Subgroup, that is characterized by the turbiditic Zementmergel and Nierental Beds, periodically interrupted by debris flows. The sediments of the Unterinntal Tertiary in the Eiberg area show a number of different facies with limited extent. Distribution of sedimentary facies is controlled by tectonics. At the base deltaic conglomerates occur. In the inner part of the basin bituminous marls and the Zementmergel were deposited. On the margin of the basin and on structural highs one can find beach conglomerates, limestones with *Nummulites* and *Lithothamnium*, deposited contemporaneous to the marls.

Detailed structural analysis in the Eiberg area, following the principle of paleostress stratigraphy, led to the distinction of eight deformational events. The deformation was controlled by two local geological factors: the rheological properties of the inhomogenous sedimentary sequences (decollement horizons in fineclastic sediments) and preformed structures. We can distinguish the following deformational events:

1. Pregosauian NW-SE-directed compression, that led to NE-SW-trending small- and large scale folds and NW-SE-trending tear faults ('eoalpine event').
2. The Gosau basin subsided along NE-SW-trending synsedimentary normal faults. Therefore the Lower Gosau Subgroup was deposited in small scale half grabens. Debris flows from a fault scarp along a E-W-trending ridge in the basin indicate a continuation of the extensional regime into the Upper Gosau Subgroup.
3. Syn- to postgosauian compression caused folding, uplifting and erosion in the Eiberg area ('mesoalpine event').
4. The Tertiary basin formed as a pull apart basin along an overstep of the sinistral Inntal Line. In the basin, tension gashes filled with bituminous marls and later conjugated sinistral oblique normal and dextral oblique normal faults were active. The depositional area was articulated by NE-SW trending grabens and horsts, that still can be mapped on base of the distribution of sedimentary facies.
5. The first step of the basin inversion is a N-S compressional event beginning in the Oligocene with S-vergent thrusts and N-vergent back thrusts and dextral NW-SE trending tear faults.
6. The second step is characterized by a N-S directed compression, that causes NE-SW sinistral shearing of the whole area and locally forms positive flower structures along the master faults.
7. An E-W compression implies an inversion of the movement sense on the strike slip faults, flexural folds and W-vergent thrusts.
8. The youngest deformation event outlines a NW-SE compression with an extension in SW-NE direction and with sinistral shearing on N-S trending faults.

Einleitung

Das Unterinntal nimmt seit jeher eine Schlüsselstellung im Bau der Nördlichen Kalkalpen ein. Es weist das einzige Vorkommen von obereozänen und oligozänen Sedimenten innerhalb der gesamten Kalkalpen auf (ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). Mit der Entstehung dieses Beckens und seinen Sedimenten befaßten sich schon früh namhafte Geologen wie SCHLOSSER (1904, 1909), LEUCHS (1907), AMPFERER (1921), HEISSEL (1951, 1955), LÜHR (1962), HAGN (1967, 1981), LINDENBERG (1965), SCHNABEL & DRAXLER (1976), die die grundlegenden Erkenntnisse zur Stratigraphie des Unterinntaler Tertiärs lieferten. Neuere Daten zur Sedimentologie stammen von MOUSSAVIAN (1984), STINGL & KROIS (1991, 1992), KROIS &

STINGL (1991), KROIS (1992). Mit der tertiären Beckengeschichte und mit einer strukturellen Neubearbeitung des Tertiärbeckens befassen sich vor allem ORTNER (1993, 1996) und ORTNER & SACHSENHOFER (1996). Sie postulieren für die Anlage des Tertiärbeckens einen pull-apart-Mechanismus entlang dem sinistralen Inntalstörungssystem.

In diesem Rahmen entstand auch die vorliegende Arbeit, die Ergebnisse einer Diplomarbeit vorstellt. Diese hatte zur Aufgabe, einen kleinen Ausschnitt des Tertiärs bei Eiberg/Schwoich exemplarisch nach modernen strukturgeologischen Methoden zu untersuchen. Da der Raum Eiberg eine fast lückenlose Sedimentabfolge vom Permoskyth bis in das Oligozän aufweist und neben dem Tertiär auch die geodynamisch interessante Eiber-

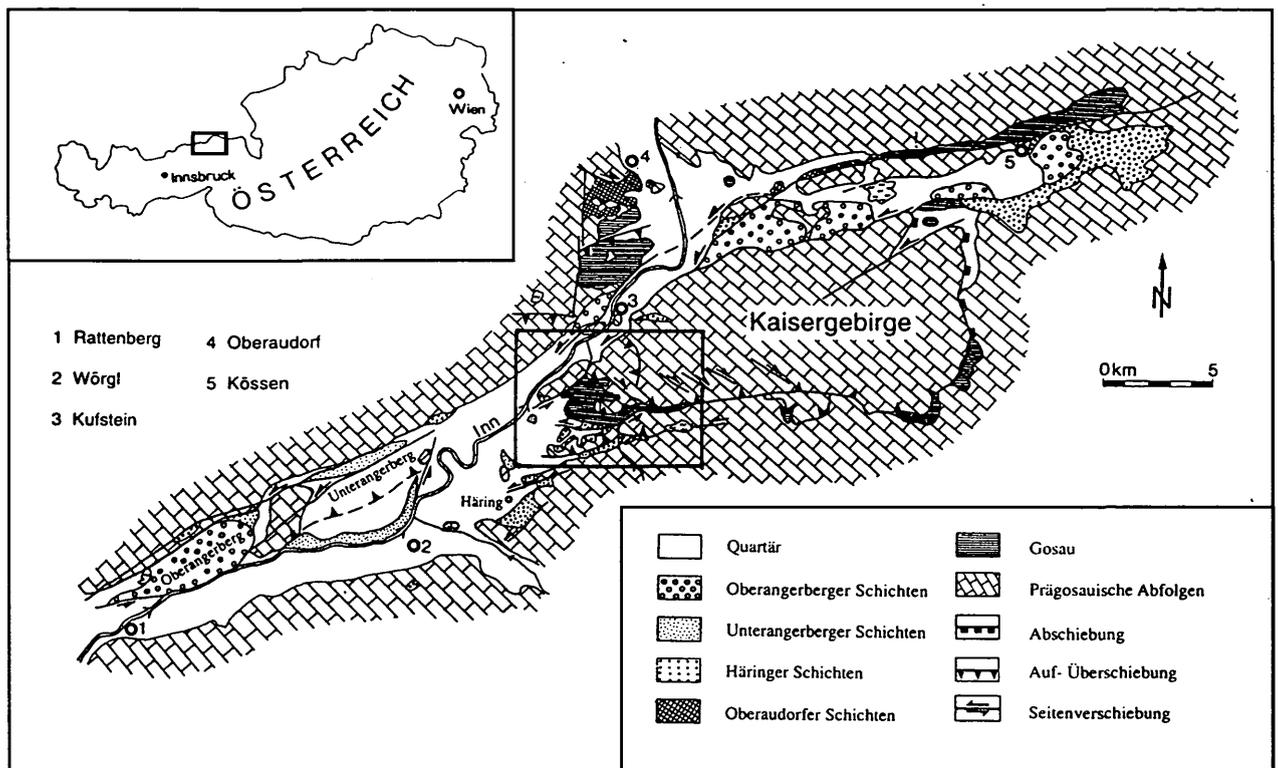


Abb. 1: Vereinfachte geologische Skizze des Unterinntaler Tertiärbeckens und Lage des Untersuchungsgebietes, verändert nach HEISSEL (1951) und ORTNER & SACHSENHOFER (1996).

ger Gosau beinhaltet, eignete er sich besonders gut zur Aufklärung der oberkretazischen und tertiären Beckenbildung und Inversion. Das Gebiet wurde daher im Maßstab 1:10000 geologisch neu kartiert und das strukturelle Inventar möglichst vollständig erfaßt, um Aussagen über Deformationsmechanismen und -muster bei der Öffnung und Schließung von kleinräumigen sedimentären Becken zu treffen. Damit zusammenhängend ergaben sich auch Fragen über die Bedeutung von ererbten Strukturen in Gebieten mit polyphaser Tektonik. Die tektonischen Vorgänge im Eiberger Becken lassen sich letztlich nicht ohne nähere Betrachtung der Tektonik in der Kaisergebirgsscholle lösen.

Geologischer und tektonischer Rahmen

Das untersuchte Gebiet liegt am Südrand des von Rattenberg im SW bis Reith im Winkel im NE

reichenden Unterinntaler Tertiärbeckens, in welches in seinem Mittelabschnitt die Kaisergebirgsscholle hineinragt (Abb. 1). Diese stellt eine allseits tektonisch begrenzte Einheit dar, über deren Entstehung schon früh ein Streit zwischen Deckenvertretern („Kaisergebirgsdecke“ nach AMPFERER, 1921, 1925a, 1933) und Vertretern der Autochthonie bzw. Parautochthonie (aus dem Untergrund „ausgepreßte Scholle“ nach LEUCHS, 1907, 1912; SPENGLER, 1956) entbrannte. Das Kaisergebirge ist intern zu einer mächtigen, gesattelten Mulde verformt (FUCHS, 1944), mit Schenkeln aus Wettersteinkalk und dem Kern aus Hauptdolomit. Der Mulden-Südflügel (Wilder Kaiser) überschiebt nach S den Niederkaiser, auf dem auch noch Gosau aufliegt, der Nordflügel (Zahmer Kaiser) grenzt nach ORTNER (1996) entlang einer sinistralen, NE-SW-streichenden Seitenverschiebung an die tertiären Oberangerberger Schichten. Die Achsen der Großmulde tauchen von ihrem Kulminationspunkt am Stripsenjoch im W in das Inntal, im E in das Kohlentäl ab

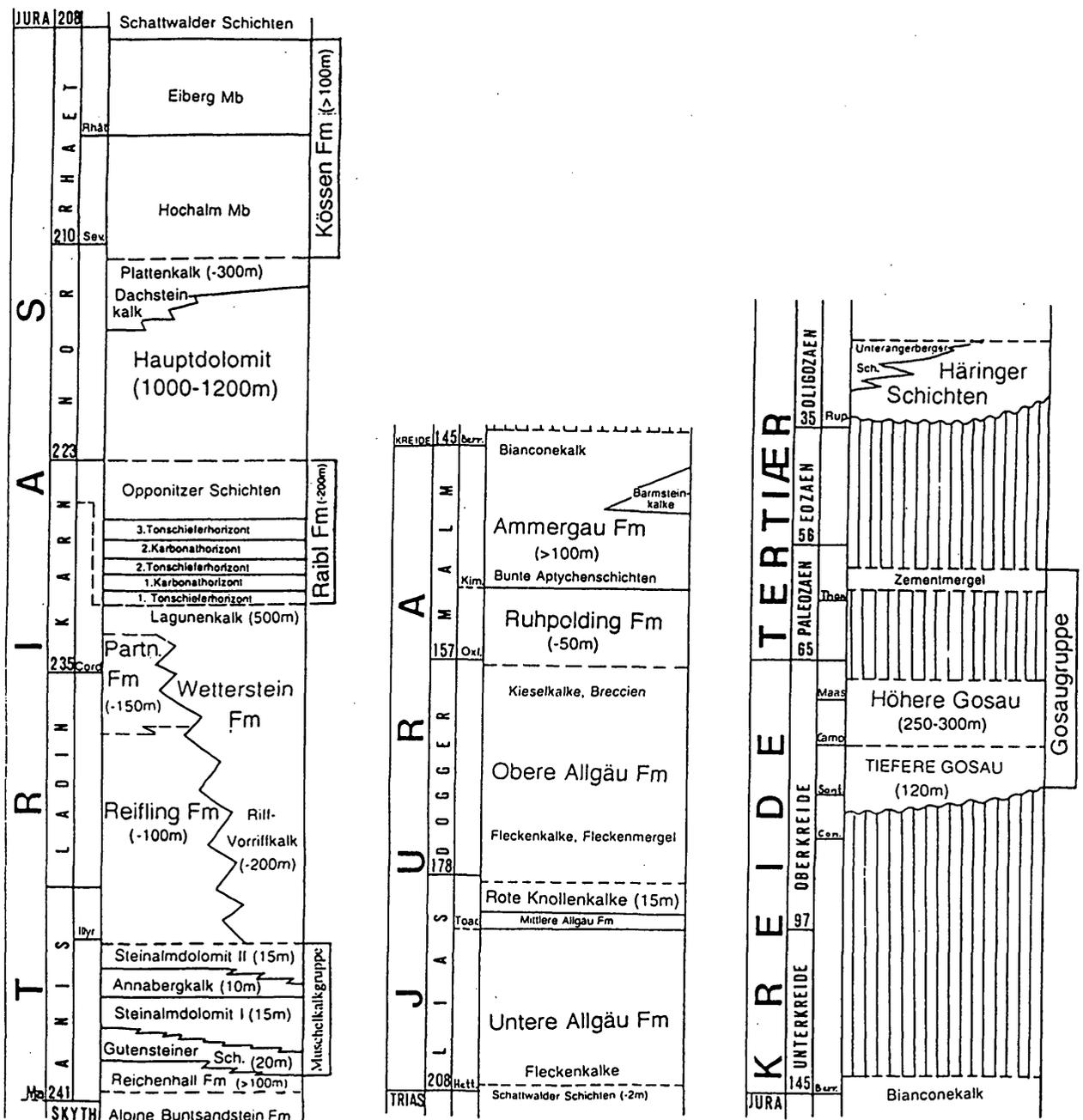


Abb. 2: Vereinfachtes stratigraphisches Übersichtsprofil der Schichtfolge im Raum Eiberg und tektonische Hauptabscherhorizonte.

(FUCHS, 1944), wo eine junge N-S-streichende Abschiebung die Faltenstruktur abschneidet (ASCHAUER, 1984). Gleichzeitig mit diesem beidseitigen Abtauchen öffnen sich die Muldenschänkel durch das Umbiegen des Schichtstreichens in nördliche bzw. südliche Richtung. Dadurch kommen hier noch jüngere Gesteine vor: im E jurassi-

sche, im W tertiäre (Tertiär von Dux). Etwas außerhalb der Mulde umschließen die W-Ausläufer des Wilden Kaisers an drei Seiten das Gosau- und Tertiärbecken von Eiberg, das sich nach SW in das Inntal öffnet und intern noch mehrfach untergliedert ist. Der strukturelle Bau des Eiberger Beckens ist in erster Linie durch einen S-vergen-

ten Schuppenbau mit Rampenüberschiebungen und Blumenstrukturen gekennzeichnet und weist weiters eine starke sinistrale NE-SW-Zerschering durch Teilschienen des Inntalstörungssystems auf.

Methodik

Diese Arbeit basiert auf genauen Geländeaufnahmen im Maßstab 1:10000 auf der vergrößerten Österreichischen Karte ÖK 90, Blatt Kufstein. Zur Auflösung der Tektonik dienten die Methoden der Makro- und Mikrotektonik im Sprödbereich nach RAMSAY & HUBER (1983, 1987), HANCOCK (1985), HANCOCK & BURKA (1987), PETIT (1987) und MESCHÉDE (1994). Für die Bestimmung des Bewegungssinnes auf Störungsflächen konnten folgende Indikatoren berücksichtigt werden: Versatz von Markern, Faserkristallite, Stylolithe, Riedel-, Antiriedel- und P-Flächen, Parabelrisse, Schleppfalten, SC-Gefüge, Duplex- und Phacoidkörper, Fiederspalten. Altersbeziehungen zwischen Störungs- und Harnischflächen sind oft nicht eindeutig bestimmbar. Aussagekräftig sind Kriterien wie gegenseitiger Versatz von Störungsflächen, Aufwachsen jüngerer Faserkristallite auf ältere, Umbiegen von Fasern in Wachstumsrichtung, Orientierung der Flächen zum Streißfeld, in dem sie bewegt wurden. Aufgrund der fast durchgehenden Schichtfolge im Arbeitsgebiet erwies sich die Methode der Paläostreißstratigraphie (KLEINSPEHN et al., 1989) als fruchtbar. Sie beruht auf dem Prinzip, daß sich bestimmte tektonische Ereignisse nur in Sedimenten abbilden, die von dem jeweiligen Ereignis erfaßt werden und sich in jüngeren Sedimenten nicht mehr finden. Typisches Beispiel hierfür sind synsedimentäre Abschiebungen. In Eiberg sind diesbezüglich vor allem die jurassischen, gosauischen und tertiären Sedimente von Bedeutung. Nicht meßbare Strukturen konnten teilweise aus Luftbildern und Profilkonstruktionen ermittelt werden. Die gemessenen tektonischen Daten wurden statistisch im Schmidt'schen Netz ausgewertet. Für die graphische Darstellung der Daten und für die Paläospan-

nungsanalyse wurde das Computerprogramm „Tektonik QB“ von ORTNER (1996a) verwendet. Die inhomogenen Datensätze wurden mit Hilfe ihrer PBT-Achsen in homogene Subsets aufgeteilt. Für diese wurden der bestpassende Scherwinkel Theta und die Hauptspannungsachsen als Schwerpunkte (WALLBRECHER, 1986) der PBT-Achsen eines Datensatzes errechnet.

Stratigraphie

Die Schichtfolge im Eiberger Becken reicht zeitlich vom Skyth bis in das Oligozän (Abb. 2). Die Abfolge beginnt im SE mit dem mehrere 100 m mächtigen limnofluviatilen bis randmarinen Alpinen Buntsandstein, der hier noch weitgehend in stratigraphischem Verband mit der weiter südlich anschließenden Grauwackenzone steht (MOSTLER, 1972; STINGL, 1987). Im Hangenden schließen die marinen, aus mono- und polymikten Rauhewacken, dünnbankigen Dolomiten und Dolomitbreccien bestehenden Reichenhaller Schichten an. Sie bilden einen maximal 80 m mächtigen Streifen zwischen dem Achleitnerberg im E und der Lengfelden Alm im W.

Darüber bauen sich mächtige triadische Plattform- und Beckensedimente auf. Die Alpine Muschelkalkgruppe ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von Becken- und Plattformfazies. Im Profil an der Eiberg-Bundesstraße sind die Gutensteiner Schichten (Becken), der Steinalmkalk (Plattform) und der Annabergkalk mit wechselnden Übergängen in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 60 m aufgeschlossen.

Die oben angesprochene Faziesdifferenzierung setzt sich auch im Oberanis und Ladin fort. Den Muschelkalk überlagern meist filamentreiche Hornsteinknollenkalke mit Pietra Verde sowie schwarze, eben gebankte Filamentkalke (Bankkalke). Die Abgrenzung zu den Partnachschichten gestaltete sich schwierig, da letztere kaum in mergelig-toniger Fazies, weil tektonisch reduziert, als vielmehr in kalkiger Entwicklung vorliegen. Die Partnachschichten kommen auf der Wöhralm, am S-Abfall des Kleinen Pölven und am Achleitner-

berg vor. Sie bestehen aus wenige m-mächtigen, schwarzbraunen, kalkreichen Tonschiefern in mehrmaliger Wechsellagerung mit dünnbankigen, etwas sandigen Kalkmikriten (Detailprofil in RIEDER, 1980). Wesentlich mächtiger sind dm-m-gebankte, schwarzgraue Kalke mit diffus verstreuten, faustgroßen schwarzen Hornsteinen vertreten. Die Übergänge zum Wettersteinkalk sind fließend.

Kennzeichnend für den Wettersteinkalk im Kaisergebirge sind Riffgesteine, die im unteren Abschnitt der Formation dominieren und Lagunensedimente, die den mittleren und ausschließlich den oberen Wettersteinkalk aufbauen (TOSCHEK, 1969). Da heute die Riffkalke die Lagunenkalke außen saumartig umgeben, interpretierte ASCHAUER (1984) daraus das Modell eines ehemals hufeisenförmigen Wettersteinriffatolls, das im Zentrum eine ausgedehnte Lagune umschloß und außen von Partnachbecken gesäumt wurde, in die das Riff progradierte. AMPFERER (1933) und OTT (1984) geben für den Ostkaiser an der Maukspitze eine Mächtigkeit von rund 1500 m an, die nach Westen zum Zettenkaiserkopf auf ca. 500–600 m zurückgeht. Dort besteht der Wettersteinkalk an der Basis aus massigen Riffkalcken, darüber aus gleichmäßig gebankten, beige-grauen, fossilreichen Lagunenkalcken (TOSCHEK, 1969).

Ein zweites geringmächtiges Wettersteinkalkvorkommen zieht südlich des Hintersteinersees nach SSW bis in die Gegend von Bad Häring und bildet die Erhebungen des Greidernkogels, Achleitnerberges und Pölvenmassivs. Der Wettersteinkalk geht hier allmählich aus den Partnachschichten hervor und besteht fast nur aus ruditischem Riffschutt. Von echtem, massigen Riffkern kann nur in Ansätzen gesprochen werden („patch reefs“ nach RIEDER, 1980, und OEXLE, 1978). Paläogeographisch hängt dieser Wettersteinkalk mit jenem vom Niederkaiser im Liegenden der Kaisergebirgsscholle zusammen und repräsentiert den Verzahnungsbereich zwischen Wettersteinriff und Partnachbecken (OTT, 1984).

Die Nordalpinen Raibler Schichten lassen sich am Wandfuß des Scheffauers und Zettenkaisers in mehrere Tonschiefer- und Karbonatgesteinsserien

mit einer Gesamtmächtigkeit von 200 m untergliedern. Die Schieferhorizonte setzen sich aus schwarz-braunen glimmerreichen Tonschiefern, feinkörnigen Sandsteinen, schwarzen, bituminösen Mudstones, onkolithischen, brachiopoden- und muschelschillreichen mergeligen Kalken zusammen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Horizonte betragen 10, 20 und 40 m. Dazwischen liegen drei Karbonatgesteinsserien, wobei die dritte ungewöhnlich mächtig entwickelt ist (ca. 100 m). Auf der Walleralm fehlen die Schieferhorizonte möglicherweise tektonisch. Die karbonatische Abfolge beginnt hier zunächst mit schmutzigrünen, wellig-gebankten und bioturbaten, subtidalen Mudstones. Diese wechsellagern mit grauen Dolomiten, die ihrerseits dunkle laminierte Zwischenlagen führen. Nach oben findet ein Übergang in dickbankigere, schwarze, stark bituminöse dolomitische Kalke statt. Dolosparite im Wechsel mit Mikritlaminiten sind häufig. Am Top der Raibler Schichten, bei den Hütten der Walleralm, kommen bituminöse Feinlaminiten mit Slumpingstrukturen, Tonschiefern, intraformationelle Breccien und Rauhacken vor. Diese etwas ungewöhnliche Raibler Karbonatentwicklung im Kaisergebirge verglich AMPFERER (1933) mit den Opponitzer Schichten in den östlichen Kalkalpen.

Die Raibler Schichten der Liegendscholle fehlen westlich des Hintersteiner Sees – im Gegensatz zur Auffassung von SCHULZ (1996) – durch tektonische Reduktion.

Hauptfelsbildner rund um das Eiberger Becken ist der Hauptdolomit. Die Mächtigkeit beträgt am Kufsteiner Stadtberg ca. 1000–1200 m. Die Einteilung in Unteren, Mittleren und Oberen Hauptdolomit nach MÜLLER-JUNGBLUTH (1970) ist aufgrund tektonischer Komplikationen (Schuppenbau, Kataklyse) nicht eindeutig durchführbar. Mittels kalkiger, bituminöser Dolomitlaminiten vom Typ der anoxischen Seefelder Schichten (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986) ließen sich am Eibergerkopf und am Stadtberg Mittlerer und Oberer Hauptdolomit trennen. Bei den von AMPFERER (1933) als Ramsaudolomit beschriebenen Dolomitstreifen bei Höheneiberg und im Rehaugraben handelt es sich um Unteren bzw. Oberen Hauptdolomit.

Die von LEUCHS (1921, 1925) erstmals aus der Umgebung von Kufstein beschriebenen hellbraunen Kalkeinschaltungen im Hauptdolomit mit der Bezeichnung Thierbergkalk und wegen ihrer Mikrofauna von TOLLMANN (1969) der oberrheinischen Dachsteinkalkfazies zugeordnet, finden sich auch im Arbeitsgebiet in mehreren Vorkommen wieder (STIER, 1986; RIEDER, 1980). Diese Dachsteinkalke reihen sich perl-schnurartig vom Stadtberg bis unterhalb des Zettenkaisers aneinander, mit Übergängen zum Hauptdolomit. Nach RIEDER (1980) und eigenen Beobachtungen können basal dünnbankige, biogenreiche Lumachellenkalke (Ostrakoden, Foraminiferen) und hangend dickbankige bis massive, beigebraune Kalke unterschieden werden. Die von RIEDER (1980) untersuchte Foraminiferenfauna weist für das Nor und das Rhät leitende Formen auf.

Im Hangenden zeigt der Hauptdolomit einen breiten Übergangsbereich zum Plattenkalk, der am Stadtberg, Ernsberg und im Kalksteinbruch Eiberg verbreitet vorkommt.

Die bisherige Gliederung der Kössener Schichten von FABRICIUS (1966) wurde von GOLEBIOWSKI (1990, 1991) im Raum Salzburg-Kufstein einer modernen litho- und biostratigraphischen Neubearbeitung unterzogen. Das beim Zementwerk Eiberg aufgeschlossene Kössener Profil ist eines der Typprofile der Neueinteilung der Kössen Formation in das Hochalm Member und Eiberg Member. Während das Hochalm Member überwiegend aus Seichtwasserkarbonaten, Biodetriskuskalen (Tempestiten) und Lithodendronkalken besteht, kennzeichnen das Eiberg Member großteils Beckensedimente, Biomikrite, Mergel und Tonschiefer, die bei ruhigen Sedimentationsverhältnissen in 50–100 m Wassertiefe abgelagert wurden (GOLEBIOWSKI, 1991).

Die regressive Phase des obersten Eiberg Members, charakterisiert durch das Progradieren des Oberhätkalkes in das Becken (Oxycolpos-Kalk, GOLEBIOWSKI, 1991), erreicht in den terrigen-klastischen, rotbraunen Siltiten und Tonschiefern der Schattwalder Schichten einen Höhepunkt. Diese Gesteine sind im Zementwerkprofil etwa 1,5 m mächtig aufgeschlossen und trennen die Kössen-

Formation von der liassischen Beckenfazies der Unteren Allgäu Formation.

Die oberrhätische Beckendominanz fand im Lias ihre Fortsetzung. Zur Ablagerung kamen mächtige Lias-Hornstein-Fleckenkalke und Fleckenmergel (Untere Allgäu Formation), Manganschiefer und siltig-sandige Kalkmergel (Mittlere Allgäu Formation), rote und grüne, crinoidenreiche Knollenkalke und knollige Mergel, Fleckenkalke und -mergel und auch monomikte Fleckenkalkbreccien (Obere Allgäu Formation).

Mit dünnbankigen, kieseligen Fleckenkalken ähnlich den Chiemgauer Schichten (TOLLMANN, 1976a) geht die Allgäu Formation in die Ruhpolding Formation über. In Eiberg kommen vor allem zyklisch geschichtete, rote, dünnbankige, kieselige und teilweise arenitische Kalke (Tauglboden Schichten) mit Chertknauern und zwischengeschaltete rote Mergel, nur untergeordnet die typischen Radiolarienchertbänke vor. Die kalkreiche Entwicklung weist damit für das Eiberger Becken im Kimmeridge und Tithon paläogeographisch eine Schwellenposition aus (vgl. DIERSCHKE, 1980).

Fließende Übergänge bestehen zwischen Ruhpolding und Ammergau Formation. Diese setzt sich aus plattigen, grauen, roten und grünlichen mergeligen Kalken und dünnen weichen Mergeln zusammen. Vereinzelt schalten sich allodapische Kalke ein. Auf die „bunten Ammergauer Schichten“ (TOLLMANN, 1976a) folgen gut gebankte, plattig bis wellig geschichtete, porzellanweiße, gelbliche und rosafarbene, mikritische Kalke vom Typ südalpiner Bianconekalk. In Verbindung mit diesen kommen weiße, biogenreiche ruditische Detriskuskalke vor, deren Bioklasten, u. a. Korallen, Tubiphyten, Algen und Bryozoen eindeutig vom malmischen Riff des Plassenkalkes stammen. Diese Fazies könnte der des Barmstein- und Tressensteinkalkes entsprechen, die beide Aufarbeitungsprodukte von Plassenkalk darstellen (STEIGER, 1981).

Die Gosau von Eiberg läßt sich in Anlehnung an WAGREICH (1986, 1988, 1995) und FAUPL et al. (1987) in eine flachmarine und klastisch dominierte Untere Gosau Untergruppe und eine peli-

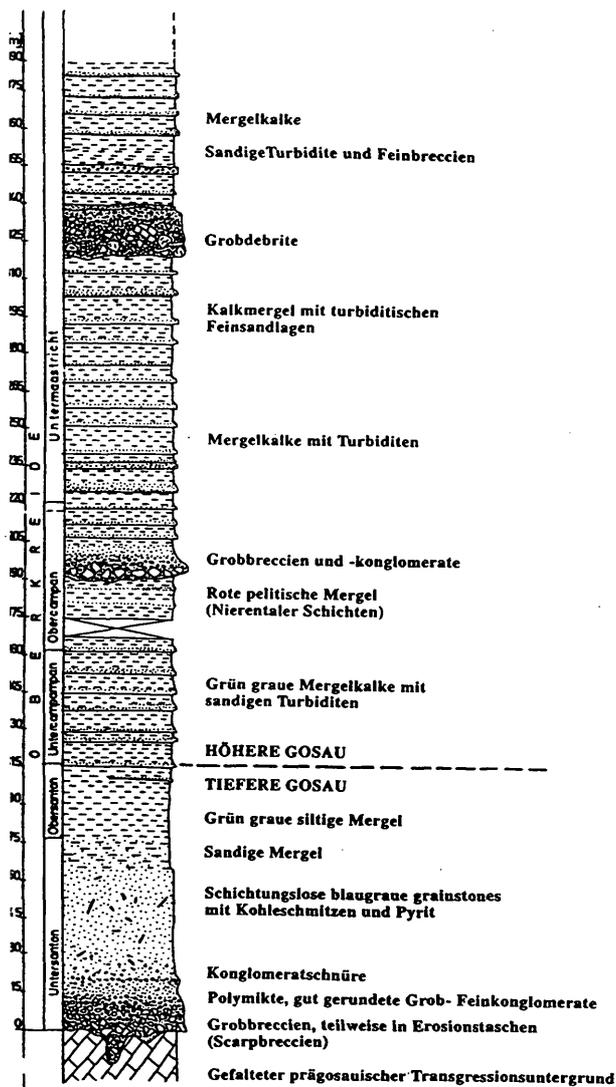


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil der Gosauschichtfolge von Eiberg, gezeichnet nach Profilaufnahmen von IBRAHIM (1976) und eigenen Beobachtungen. Die Grenze Tieferer-Höherer Gosau wird mit dem Einsetzen von turbiditischen Mergeln und dem Erstauftreten planktonischer Foraminiferen festgesetzt.

tisch-turbiditisch, offenmarin dominierte Obere Gosau Untergruppe untergliedern (Abb. 3). Die Untere Gosau Untergruppe transgredierte mit einer ausgeprägten Winkeldiskordanz über bereits gefalteten triassischen und jurassischen Untergrund. Die vorgosauische Erosion griff bis zum Hauptdolomit hinab. Charakteristisch für diese Gosau ist der Wechsel zwischen grob- und feinklastischer Sedimentation, die im wesentlichen von einem sehr lebhaften Relief abhing und von

einer phasenhaften Tektonik gesteuert wurde. Folglich schwanken die Mächtigkeiten lokal stark. Nach IBRAHIM (1976) wurden die ältesten Sedimente im NW, die jüngsten im SE abgelagert (Abb.7a, vgl. Kap. Tektonik). Die Sedimentation begann im Untersanton, vielleicht schon im Oberconiac mit unreifen Scarpbreccien durch Aufarbeitung des Liegenden (Hauptdolomit-Bianconekalke). Diese schichtungslosen Breccien (Grobdebrite) mit roter pelitischer Matrix wurden an synsedimentären Abschiebungsbrüchen geschützt (Abb.6). Die mehrere Zehnermeter mächtige basale Breccienserie weist bereits von Beginn an marinen Einfluß auf, wie aus den mikropaläontologischen Untersuchungen von IBRAHIM (1976) hervorgeht. Durch fortlaufende tektonische Subsidenz gehen die Basalbreccien rasch in gut sortierte, an der Küste vorgerundete Konglomerate lokaler Zusammensetzung über, die wiederum einen graduellen Übergang in massige, quarz- und kohleführende Kalkarenite und sandig-siltige Mergel zeigen. Kennzeichnend für die Kalkarenite ist ihr schichtungsloses Gefüge, das mit hohen Sedimentationsraten in Verbindung gebracht wird. In der Literatur (HERM et al., 1979; WAGREICH, 1988) werden die Kalkarenite als Sedimente eines Prodeltabereiches gedeutet. Am Beckenrand (N-Abhang des Eibergkopfes) wuchsen durch ein Ausgreifen der Transgression auch patchreef-ähnliche Gebilde aus Rotalgen, Echinodermen, Inoceramen, Rudisten und Bryozoen, die sich auch als Gerölle in den Klastika der Tieferen Gosau nachweisen lassen.

Ein Nachlassen der klastischen Schüttungen und die Ablagerung von mächtigen Kalkmergeln, mit dem Vorherrschen von jetzt planktonischen gegenüber benthonischen Foraminiferen, deutet ruhigere Sedimentationsverhältnisse in einem bereits mehrere 100 m tiefen Becken an (IBRAHIM, 1976).

Mit einer neuerlichen Subsidenzphase (WAGREICH, 1991; Abb. 4), jedoch ohne Auftauch- und Erosionsphase, wie sie in den Gosauvorkommen der östlichen Kalkalpen beschrieben wurde (WAGREICH, 1995), setzte im Untercampan die Sedimentation monotoner, grau-grüner, pelagischer Mergel und Mergelkalke ein, dokumentiert in der

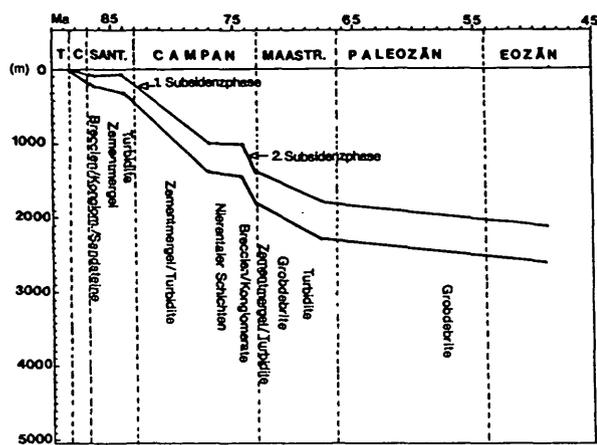


Abb. 4: Subsidenzcurve der Eiberger Gosau, ergänzt nach WAGREICH (1991). Man beachte das abrupte Einsetzen und flache Auslaufen der Subsidenzrate.

Mikrofauna durch das Erstauftreten einkieliger Globotruncanen (IBRAHIM, 1976). Eng aufeinanderfolgende, arenitische bis siltitische Schüttungen von Turbiditätsströmen sind charakteristisch dafür. Die turbiditischen Mergelkalke gehen fließend in ziegelrote, pelitische Mergel vom Typ der Nierentaler Schichten über. IBRAHIM (1976) bestimmte fast nur eine planktonische Foraminiferenfauna mit obercampanem Alter.

Ausgelöst durch stärkere tektonische Unruhen wurden in die roten Mergel erosiv bis 20 m mächtige Grob- und Feinbreccien geschüttet, welche Gerölle von lokalen Trias- und Juragesteinen und aufgearbeiteten Nierentaler Schichten führen. Über diesen folgen rotzementierte graue Kalkarenite mit Kristallindetritus, sandige Mergel und über 100 m graue Kalkmergel mit vereinzelt turbiditischen Schüttungen und Breccienhorizonten.

Erwähnenswert ist eine im obersten Abschnitt der Gosauschichtfolge auftretende und von IBRAHIM (1976) in das Untermaastricht eingestufte, sehr grobe, mehrere Zehnermeter mächtige, tief in den Untergrund schürfende Breccie, die an der Eiberger Bundesstraße nordwestlich der Steinernen Stiege gut aufgeschlossen ist (siehe Abb. 3). Diese polymikte unsortierte, matrixarme und teilweise kohäsionslose Breccie („unsortiertes Haufwerk“ nach AMPFERER, 1933) setzt sich aus bis zu 2 m großen Blöcken lokal anstehender Trias- Jura- und Gosau-

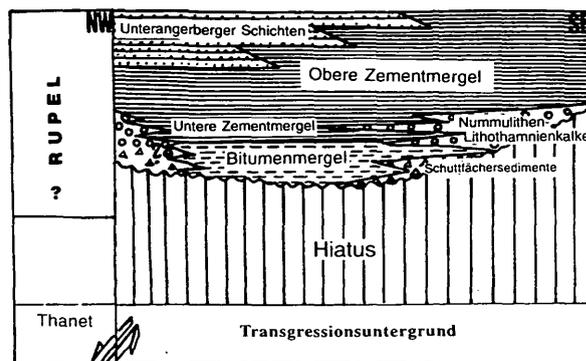


Abb. 5: Tertiäre Schichtfolge im Raum Eiberg, verändert nach KROIS et al. (1991) und ORTNER & SACHSENHOFER (1996).

gesteine zusammen, die teilweise noch im Schichtverband erhalten sind. Die Mächtigkeiten dieser Breccie nehmen von der Weißbach nach E und nach W stark ab. Textur, Zusammensetzung und Verbreitungsgebiet weisen diese Sedimente als von einer Hochzone im N (Eiberg) in einen E-W-orientierten Trog geschüttete Scarpbreccien aus.

Den Abschluß der Gosauschichtfolge bilden konkordant auf den Grobdebriten liegende graue Mergelkalke, turbiditische Feinbreccien und Kalksandsteine, die viel Kristallindetritus (Gneise, Phyllite) führen und von IBRAHIM (1976) in das Untermaastricht datiert wurden. Laut STIER (1986) existiert westlich des Gehöftes Köllenberg auch noch ein Vorkommen von paleozäner (Thanet) Gosau.

Das Sedimentationsgeschehen im Tertiär des Eiberger Beckens verlief ähnlich dem der Gosau und kann ebenso in Abhängigkeit von der Tektonik gesehen werden. Nachdem der Gosauzyklus im Mitteleozän durch kompressive Tektonik beendet wurde (FAUPL et al., 1987), setzte Hebung und Erosion ein, die im Raum Eiberg – Häring bis in die Trias hinabgriff. Sinistrale Scherung an überlappenden Störungen im Inntal führte im Unteroligozän zur Pull-apart-Beckenbildung und zur Ingression des Meeres aus NE (ORTNER, 1996; ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). Das transtensiv dominierte tektonische Regime (ORTNER, 1996) und die Ererbung der in der Oberkreide angelegten Strukturen ließen ein durch kleinräumige Horste und Gräben gegliedertes Becken

mit hoher Reliefenergie entstehen, welches das Faziesmuster der tertiären Ablagerungen weitgehend bestimmte. Zuerst wurden an den Becken- und Grabenrändern grobklastische Fächer aus lokalem Material geschüttet, die zur Beckenmitte hin und nach oben mit Bitumenmergeln verzahnen (Abb. 5). Weiter westlich bei Bad Häring führten KROIS & STINGL (1991) eine detaillierte Faziesstudie der basalen Häringer Schichten durch. Die Bitumenmergel sind das Ergebnis rasch aufeinanderfolgender, turbiditischer Schüttungen von Litho- und Bioklasten und viel organischem Material von einem nahen Festland in ein flaches, in der Wasserzirkulation eingeschränktes Becken. Meist tritt an der Basis der Mergel auch ein Kohlenflöz auf, das in Bad Häring jahrhundertlang abgebaut wurde (SCHULZ & FUCHS, 1991), im Wühlergraben hingegen kaum 15 cm Dicke erreicht. Auf den Hochzonen und Untiefen innerhalb des Beckens (Wildschwenter Rücken, S-Rand des Peppenauer Grabens) wurden gleichzeitig Sedimente einer Litoralfazies abgelagert (Abb. 5). Diese Fazies beginnt meist mit dünnen monomikten Transgressionsbreccien und geht rasch in Strandkonglomerate, Biogenschuttbreccien und kleine Lithothamnien-Nummuliten-patch reefs über. Manchmal liegen diese direkt ohne Transgressionsbildungen auf dem präoligozänen Untergrund, z.B. am Rücken nordöstlich von Osterndorf (KROIS, 1992; ORTNER, 1996). Durch Abnahme des Bitumengehaltes gehen aus den Bitumenmergeln allmählich die unteren Zementmergel hervor (KROIS & STINGL, 1991), die noch stark klastisch beeinflusst sind und immer wieder Einschaltungen von Feinbreccien, feinverteilte Kohleschmitzen und Pyritkonkretionen aufweisen. Diese Breccien sind Ausdruck von instabilen Beckenrändern. Mit dem sukzessiven Tieferwerden des Ablagerungsraumes und dem dadurch bedingten relativen Meeresspiegelanstieg wuchsen die patch reefs auf den Hochzonen weiter und die Randfazies kletterte an den Beckenrändern kontinuierlich höher (ORTNER, 1996). Am S-Rand des Wühler- und Peppenauergrabens bildete sich dadurch eine onlap - Geometrie aus (Abb.5). Eine 2 m dicke Lithothamnienbreccienbank im Pep-

penauer Graben und dm-dicke monomikte Dolomitbreccien im Wühlergraben markieren die stärkste, tektonisch induzierte Subsidenzphase und das Abtiefen des seichteren unteren Zementmergel- in das wesentlich tiefere obere Zementmergelbecken (LINDENBERG, 1966). Gekennzeichnet ist dieser Sprung in der Fauna durch das Vorherrschen von jetzt planktonischen gegenüber benthonischen Formen in den unteren Zementmergeln (LÜHR, 1962). Die oberen Zementmergel bestehen aus monotonen, weichen, graugrünen, cm- bis dm-gebankten, feinlaminierten bis bioturbaten Mergeln mit einzelnen arenitischen Zwischenlagen. Im Peppenauer und Wühler Graben sind die Zementmergel in einer Mächtigkeit von mehreren 10er Metern aufgeschlossen. Nach oben werden die Zementmergel zusehends von siliziklastischem Detritus beeinflusst (oberer Peppenauer Graben) und gehen in eine Wechsellagerung feinklastischer, sandig-siltig-mergeliger, turbiditischer Sedimente, die Unterangerberger Schichten, über. KROIS & STINGL (1991) deuten sie als prodeltaische Ablagerungen eines von SW progradierenden Turbiditfächers. Die chattischen, limnofluviatilen Oberangerberger Schichten sind in Eiberg nicht mehr aufgeschlossen.

Tektonik

Das Eiberger Becken ist durch komplexe vielphasige Tektonik geprägt. Im Zuge der strukturellen Analyse im Gelände und am Computer stellte sich heraus, daß altangelegte Strukturen während verschiedener tektonischer Vorgänge reaktiviert wurden. Die lithologische Variabilität und das spezifische rheologische Verhalten der Gesteine im Eiberger Becken steuerten die Deformation, die hier großteils nach dem Prinzip der einfachen Scherung verlief. Scherbewegungen liefen meist in stratigraphisch vorgegebenen Horizonten geringerer Scherfestigkeit wie Tonschiefern, Mergeln und Evaporiten beispielsweise der Reichenhaller Schichten, Partnachsichten, Raibler Schichten, Kössener Schichten, Allgäuschichten, Gosau und tertiären Zementmer-

gel ab (Abb. 2). Demgegenüber reagierten die mächtigen mittel- und obertriassischen Karbonate bei tektonischer Beanspruchung spröde unter Ausbildung von Kataklastiten. Der Hauptdolomit ist deshalb über weite Bereiche kataklastisch verformt (siehe geol. Karte).

Chronologie der Deformationen

Jurassische Strukturen

Eine frühe, jurassische Deformation läßt sich in Eiberg nicht direkt messen, kann jedoch indirekt aus den Sedimenten abgeleitet werden. Breccienhorizonte in den oberen Allgäuschichten und in den Ammergau Schichten, sowie mögliche eingegliederte Plassenkalkschollen sind Hinweise für tektonische Bewegungen in einem Becken, das schon in der Obertrias (Eiberg Mb der Kössen Fm) angelegt worden war und sich in den Jura durchpauste. Möglicherweise wurde der heute zwischen Achleitnerberg und Pölven fehlende Wettersteinkalk bereits im Jura an NE-SW-streichenden Abschiebungen in den Raibler Schichten reduziert (Profil 8).

Vorgosauische NW-SE-Kompression

Zeugen einer NW-SE-Kompression sind beispielsweise in den oberjurassischen Beckensedimenten am Haberg abgebildet. Dünnbankige Bianconekalke zeigen eine intensive Kleinfaltung im Meterbereich mit einem generellen Achsenstreichen in SW-NE-Richtung. Mit einer Erosionsdiskordanz, die diese Falten kappt, wurden darüber Gosaubreccien abgelagert (Profil 6). Die Gosau selbst ist weitspannig verfaltet mit Achsen, die WSW-ENE orientiert sind.

Auf der geologischen Karte erkennt man auch einige E-W- bis NE-SW-streichende Faltenzüge mit Amplituden von mehreren 100 m, die zusammen mit dextralen cross faults (z.B. „Kaisergebirgssüdrandstörung“) in ihrer Grundanlage auf diese Phase zurückgehen dürften.

Gosau-Beckenbildung und intragosauische Strukturen

Die Gosau wurde diskordant auf gefaltetem und erodiertem Untergrund abgelagert. Im S und SE, am Wildschwenter Rücken, Eibergkopf und auf der Hölzentalalm legte die Erosion auch noch Hauptdolomit frei. An synsedimentären Abschiebungen kann die Beckenbildung direkt, an der Fazies der Sedimente indirekt abgelesen werden. Einen guten Eindruck vom Aufreißen des Beckens vermittelt der Aufschluß beim Straßendurchbruch unweit des Zementwerkes (Abb. 6a/b). An ENE-WSW-streichenden, SE-fallenden Abschiebungen wurden grobe, unreife Breccien, Konglomerate und Kalkarenite geschüttet. Die Abschiebungen waren noch während der Sedimentation der darüberfolgenden sandigen Mergel aktiv, von denen sie plombiert wurden (Abb. 6a). Bei Rückrotation der Gosau in die Horizontale stehen die Abschiebungen fast senkrecht, die Allgäuschichten fallen mäßig steil nach NW ein. Eindeutige Extensionshinweise in den Zementmergeln bzw. in der Oberen Gosau Untergruppe wurden aufgrund starker tektonischer Beanspruchung nicht gefunden oder nicht erkannt. Ausdruck dafür, daß die Tektonik auch während der gesamten oberen Gosausedimentation phasenweise aktiv war (vgl. WAGREICH, 1991), sind die in Abständen wiederkehrenden grobklastischen Schüttungen. Starke lokale Extensionstektonik kennzeichneten vor allem das Obercampan und Untermaastricht (IBRAHIM, 1976). Dadurch wurden an generell NE-streichenden Störungen Horste und Gräben mit hoher Reliefenergie herausgebildet. Die chaotischen Grobdebrite an der Eiberg-Bundesstraße sind als Scarpbreccien anzusprechen. Vom horstartig herausgehobenen Eiberg, vielleicht auch von einer im S gelegenen Hochzone (auftauchende Kippschollenkante) brachen die Ränder nieder. Das Kliff ist aus der Verbreitung der Scarpbreccien zumindest vom neuen Zementsteinbruch bis zur Hölzentalalm rekonstruierbar. Östlich davon schließt am Fuß von Zettenkaiser und Scheffauer eine breite Zone chaotischer Megabreccien aus verschiedenen triassischen Dolomiten und Kalken und Gosausedimenten an, die

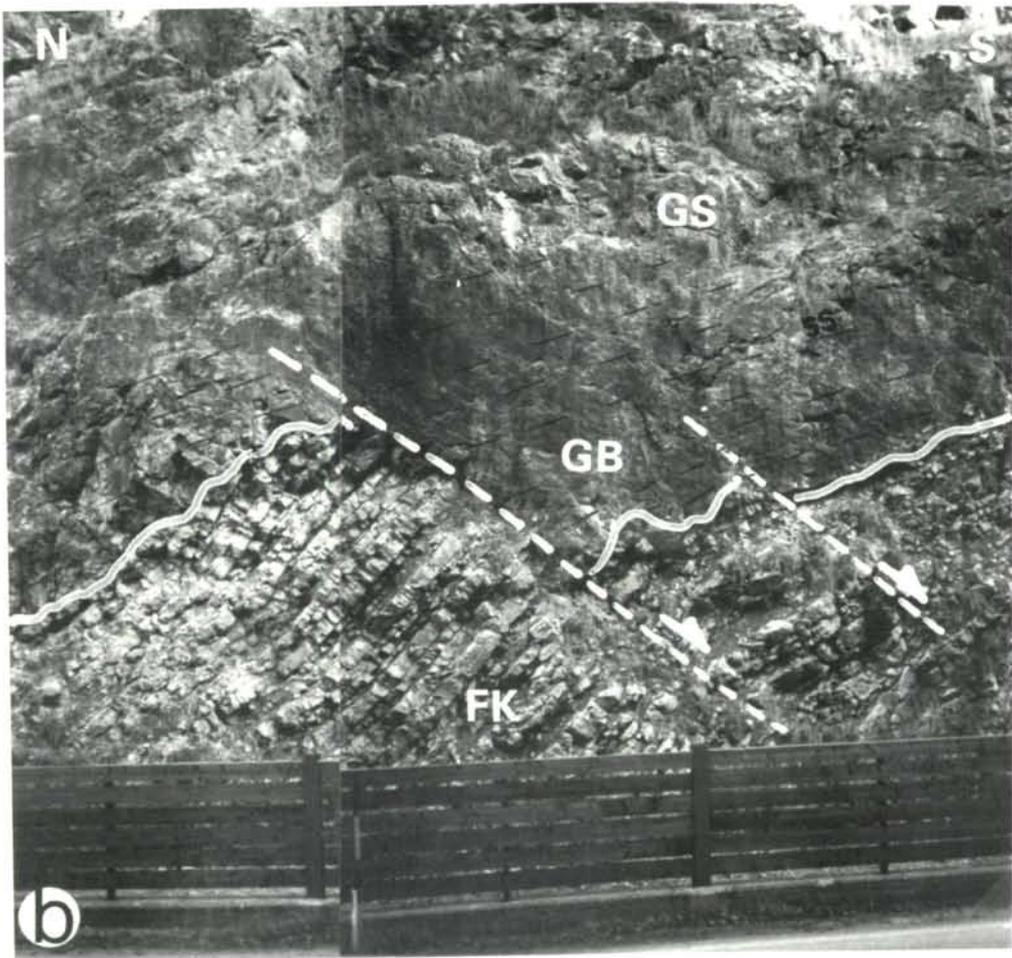
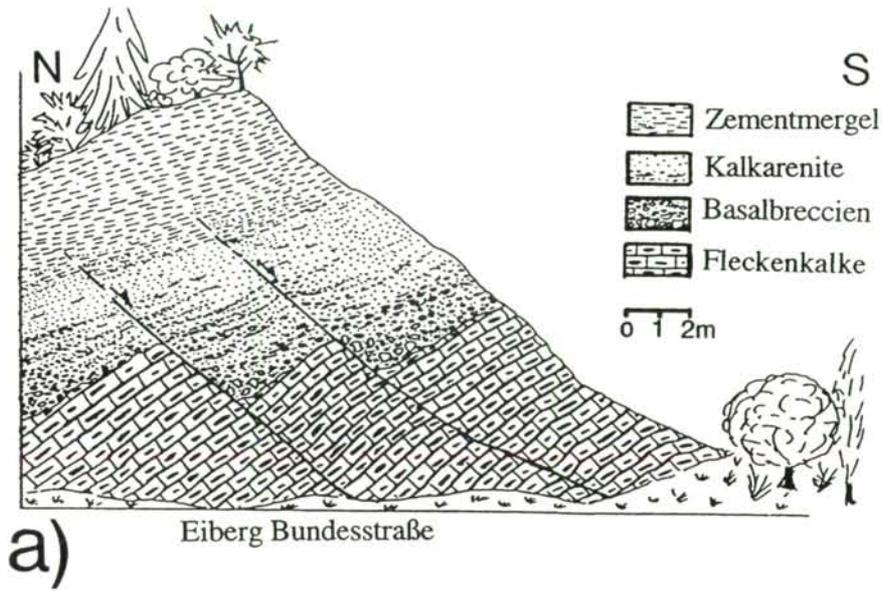


Abb. 6:

a) N-S-Profilschnitt durch die Gosauabfolge an der Eiberg Bundesstraße gegenüber dem Zementwerk Eiberg. Syngedimentäre, NE-SW-streichende Abschiebungen bezeugen die fortschreitende Extension im Gosaubecken und waren bis zur Sedimentation von Zementmergeln aktiv, von denen sie plombiert wurden.

b) Fotoausschnitt aus dem Profil. FK (Fleckenkalke), GB (Gosaubasisbreccien und -konglomerate), GS (Gosau Kalkarenite).

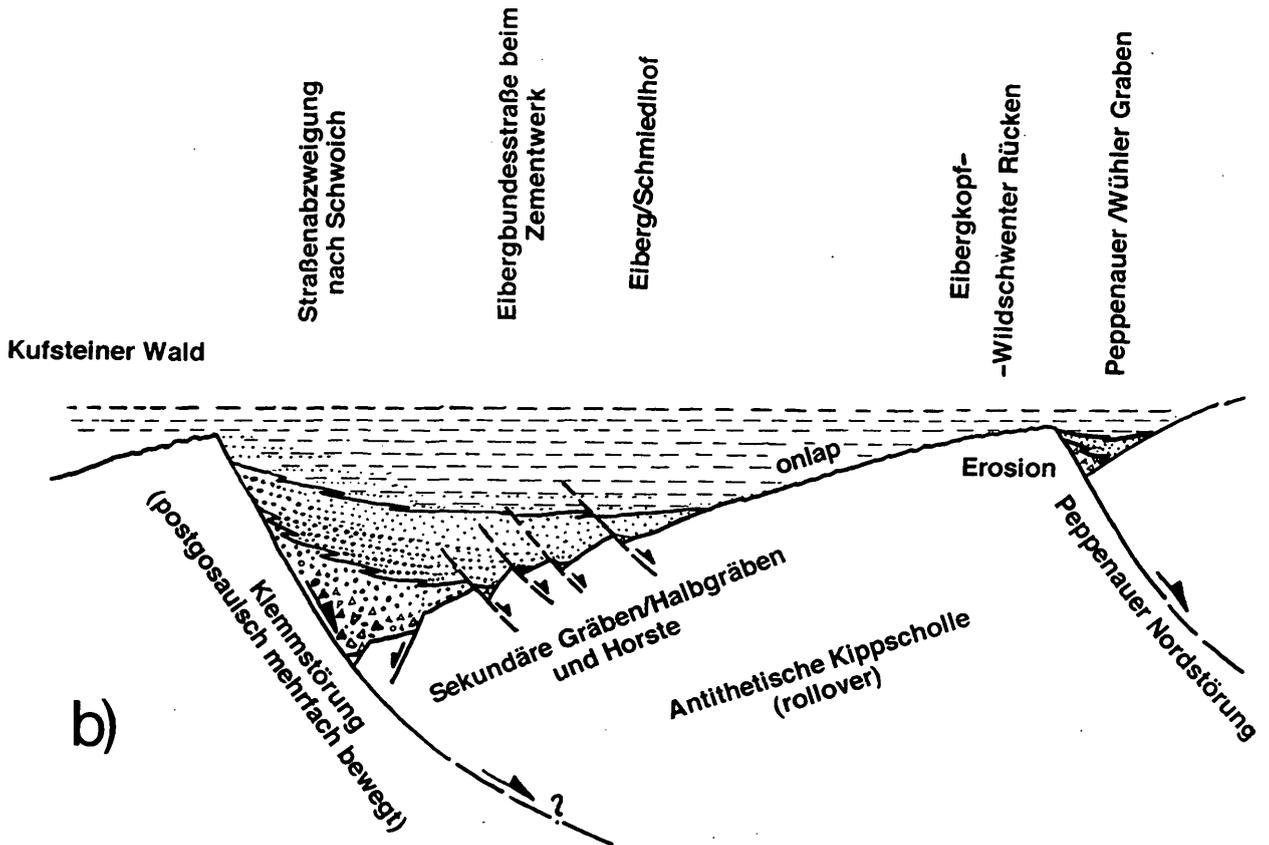
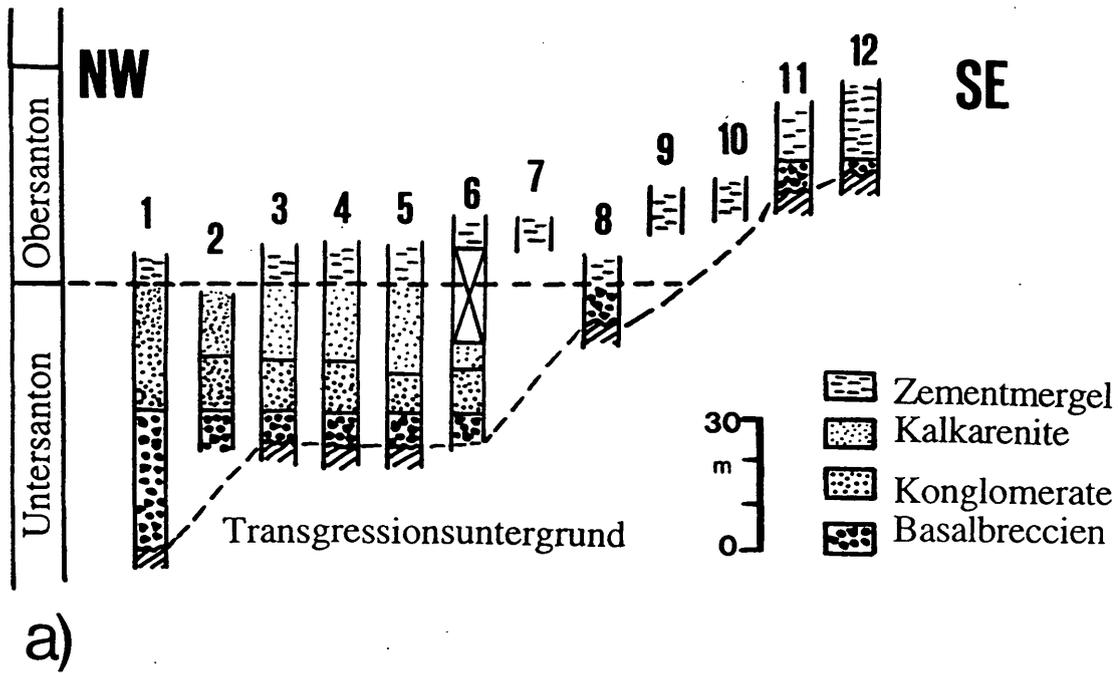


Abb. 7a, b: Beckenmodell für die Untere Gosau Untergruppe, erstellt nach Profilkorrelationen von IBRAHIM (1976) (Abb. 6a) und eigenen strukturellen Beobachtungen im Gelände. Laut dem Modell in Abb. 6b erfolgte die Sedimentation der Unteren Gosau Untergruppe in Halbgräben, die durch schollenartiges, syndimentäres Einkippen an großen NE-SW-streichenden Störungen (z.B. Klemmstörung und Peppenauer Störung) entstanden. Die Hangendscholle war zusätzlich noch in kleinere Horste und Gräben untergliedert. Während auf den Hochzonen (Eibergkopf) Abtragung herrschte, kletterte die Sedimentation im Becken sukzessive höher und ergriff schließlich auch die Hochzonen. Man beachte die syndimentären Abschiebungen, welche bis zur Sedimentation der Zementmergel aktiv waren.

sich bis zur Steineralm hinzieht und vielleicht mit dem obigen Kliff zusammenhängt. Zur Diskussion gestellt wird aber auch die Möglichkeit, daß die Grobdebrite bereits zu einer Oben-grob-Abfolge gehören, die durch eine noch syngosauisch einsetzende Einengung in Form von N-vergente Rücküberschiebungen (Beckeninversion) zustandekam (BRANDNER, mündl. Mitt.). Die ehemalige Gosaubedeckung der Hochzonen (Reste am Wildschwenter Rücken und ENE' des Eibergkopfes) wurde eventuell noch syngosauisch erodiert, der Ablagerungsschutt wanderte in die umliegenden Senken.

Rekonstruktion eines Beckenmodells für die Gosau von Eiberg (Abb. 8)

Ein solches Modell läßt sich, wenn überhaupt, nur für die Untere Gosau Untergruppe, kaum aber für die weit ausgreifende tiefermarine Sedimentation der Oberen Gosau Untergruppe entwerfen. Laut IBRAHIM (1976) wurden die ältesten Sedimente im NW, die jüngsten im SE abgelagert. Reiht man die von ihm aufgenommenen Profile an einem Querschnitt von NW nach SE auf, erkennt man ein stufenartiges Jüngerwerden der Sedimente in diese Richtung (Abb. 7a). Die Sedimentation erreichte den SE erst im Obersanton, währenddem im NW schon mehrere 10er-Meter Breccien, Konglomerate, Grainstones und Mergel abgelagert worden sind. Hier war die tektonische Subsidenz des Ablagerungsraumes offensichtlich am größten und verlagerte sich mit der Zeit nach SE. Paläogeographisch betrachtet ließe sich darauf vielleicht ein Kippschollenmodell anwenden (Abb. 7b). Das Eiberger Becken stellte demnach einen Halbgraben dar. Die Hauptabschiebung (roll over) wäre entlang oder nördlich der heutigen sinistralen, NE-SW-streichenden Klemmstörung zu suchen. Die Kippscholle war intern noch kleinräumig horst- und grabenartig untergliedert, wie sich aus der Faziesvielfalt der Sedimente der Unteren Gosau Untergruppe schließen läßt. Der E-Rand der Scholle könnte mit dem heutigen Eibergkopf zusammenfallen

und war möglicherweise subaerisch exponiert. Ein nächster Halbgraben könnte im heutigen Peppenauer-Wühler Graben gelegen haben. Dort kommen, eingeklemmt zwischen Hauptdolomit und Tertiär, noch Reste einer basalen grobklastischen Gosau vor.

Da das Tertiär mit einer ausgeprägten Winkel-diskordanz auf der Gosau liegt, muß diese postgosauisch erheblich verfaltet, verstellt und erodiert worden sein. Die Einengungsstrukturen dieses Ereignisses (mesoalpine Phase) lassen sich in den Gosasedimenten jedoch nicht von denen der nacholigozänen Deformation unterscheiden.

Tertiärbeckenbildung

Die Tertiärbeckenbildung wird nach dem derzeitigen Forschungsstand (KROIS et al., 1991; ORTNER, 1994, 1996; ORTNER & SACHSENHOFER, 1996; BRANDNER & ORTNER, 1994; GRUBER & ORTNER, 1996) mit sinistraler Scherung entlang dem Unterinntal (Inntallinie) in Verbindung gebracht. Die Inntallinie ist nach ORTNER (1996) ein Sammelbegriff für NE-SW-streichende Störungen entlang des Inntales, die bei Innsbruck nach S mit der Brennerabschiebung gekoppelt ist und westlich von Innsbruck bis Telfs WNW-ESE streicht und dextralen Bewegungssinn aufweist (EISBACHER et al., 1990). Westlich von Telfs bis Landeck soll die Inntallinie mit der Aufschiebung des Öztalkristallins auf die Kalkalpen gleichgesetzt werden. Vermutlich bildet die sinistrale Engadinerlinie (SCHMID & FROITZHEIM, 1993) die Fortsetzung der Inntallinie nach SW. Östlich von Kufstein folgt die Inntallinie nicht dem Verlauf des Inns, sondern setzt sich nördlich des Miesberges nach E fort (SPENGLER, 1956; Abb. 1) und mündet vermutlich in die Saalach-Salzachtal Störung ein (ORTNER, 1996). Ein zweiter Ast verläuft südlich des Inntals durch das Häringer Tertiär und die Eiberger Gosau und begrenzt das Kaisergebirge nach S (Abb. 1). Zwischen diesen Störungsästen wurde das Pull-apart-Becken des Unterinntaler Tertiärs gebildet. Die tertiären Strukturen sind mikrostrukturell besser erfaßbar

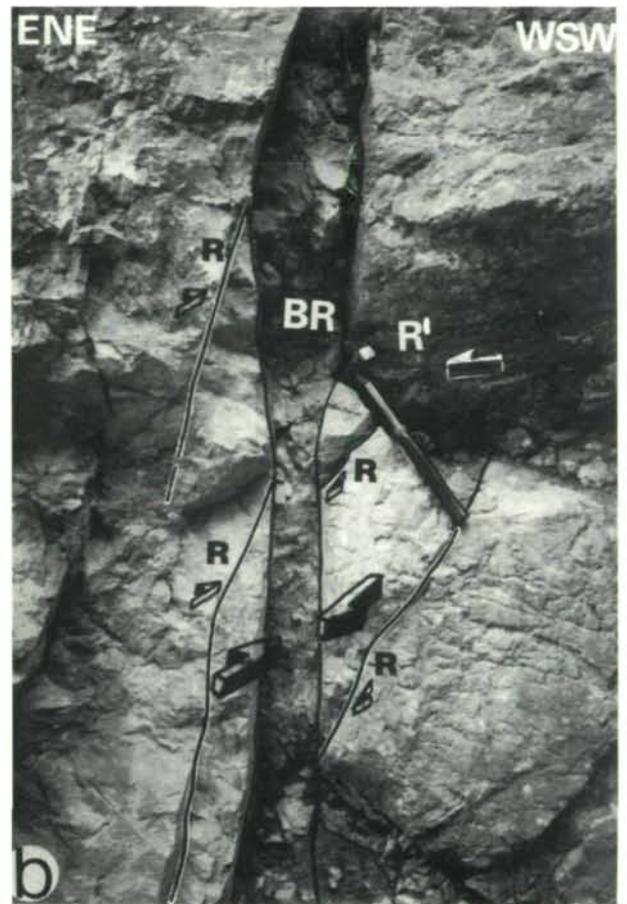
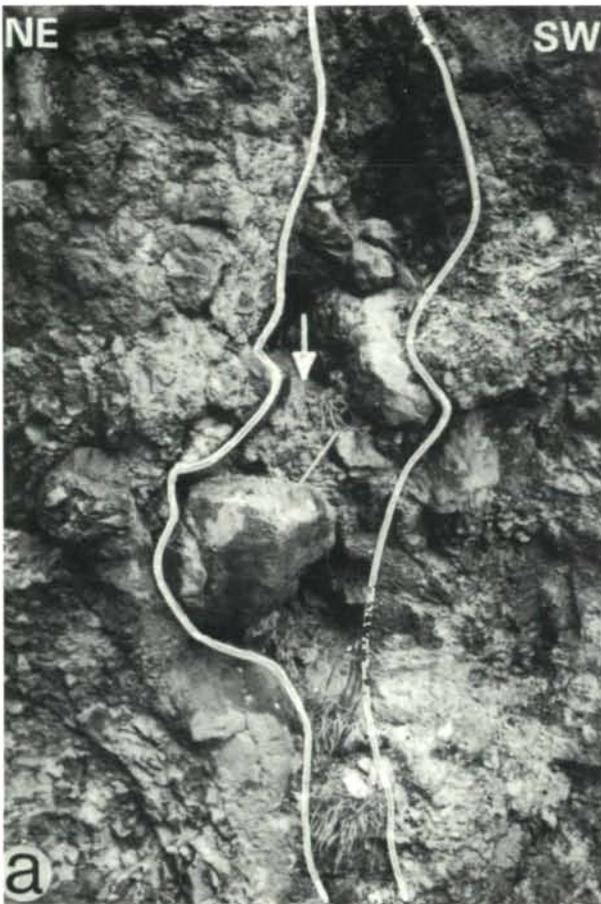


Abb. 8a, b: Zwei Beispiele von seicht liegenden tertiären Dehnungsspalten im Untergrund des Tertiärbeckens in der Klemmschlucht. Ein Teil der Spalten wurde lösungserweitert, mit Lokalschutt und Bitumenmergeln verfüllt. Im anschließenden Versenkungsstadium wuchsen in den verbliebenen Hohlräumen Kalzitrasen auf (Abb. 8a, Pfeil). Andere Spalten wurden später als Bewegungsflächen, in diesem Fall als dextrale Schrägaufschiebung genutzt (Abb. 8b). BR= Breccien, R = Riedelflächen, R' = Antiriedelflächen.

und deswegen besser bekannt als die älteren Deformationen.

Nach ORTNER (1996) wurde das Unterinntaler Tertiärbecken durch sinistrale transtensive Scherung im Unteroligozän als Pull-apart-Becken geöffnet. Die beginnende Extension markieren im Untergrund des Tertiärs, vor allem in der Gosau und auch in der Trias des Ernberges (Klemmschlucht), Kufsteiner Waldes und Stadtberges, scharenweise seicht liegende etwa N-S-streichende Dehnungsklüfte und -spalten. Die kleineren Klüfte (reine Extensionsklüfte und hybride Scherklüfte) wurden rasch mit synkinematisch gewachsenem Faserkalzit verheilt, an dem man das Streßfeld ablesen kann. Die größeren Spalten wurden lösungserweitert, verkarstet und mit unrei-

fem, grobem Schutt lokaler Zusammensetzung, mit Bitumenmergeln und feinkörnigem, sandig-siltig-tonigem Sediment verfüllt (Abb. 8a). Stets weisen diese Sedimente auch Pyritvererzungen und Kristallrasen von cm-großen, klaren, idiomorphen Kalzitkristallen auf, die zu einem späteren Zeitpunkt (Versenkungsstadium) wuchsen (ORTNER, 1993, 1996; ORTNER & SACHSENHOFER, 1996). Die meisten Spalten wurden progressiv zu Schrägabschiebungen weiterentwickelt und auch später noch bei der Schließung des Beckens mehrfach bewegt. Dies kann öfters an überprägten Spalten im Plattenkalk in der Klemmschlucht beobachtet werden (Abb. 8b). In Scarpbreccien, die entlang der NE-SW-streichenden Klemmstörung auftreten, sind ebenfalls Spaltenfüllungen vorhanden.

Sie werden auch als frühe Zeugen der beginnenden Beckenöffnung betrachtet.

Weiteres Indiz für die fortschreitende Dehnung des Tertiärbeckens sind NNW-streichende Zerrspalten im Hauptdolomit bei Achrain und im Hauptdolomitstreifen östlich von Himberg, die mit monomikten Hauptdolomit- und Nummulithen-Lithothamnienbreccien gefüllt wurden.

Einige Abschiebungen und Schrägabschiebungen mit NNW-SSE- und NE-SW-Streichen wurden der fortschreitenden Distension des Beckens zugeordnet. Diese Abschiebungen erfolgten zu einem Großteil an altangelegten Strukturen – prägosauisch NNW-SSE und gosauisch NE-SW –, da die Schaffung neuer Bewegungsflächen energetisch schwerer war als die Reaktivierung bereits vorhandener, auch wenn letztere einen ungünstigen Scherwinkel zur Hauptstreibrichtung aufweisen. Die Streuung der Daten könnte auch mit lokalen Blockrotationen oder Schollenkippen zusammenhängen, die innerhalb von Pull-apart-Becken durchaus vorkommen können (MANN et al., 1983). Beispiele für radiale Dehnung hat jüngst auch DECKER (1996) aus dem Wiener Becken beschrieben. Die Paläostreßanalyse ergab eine vertikale, oft auch eine subvertikale bis -horizontale Position der größten Hauptspannungsrichtung Sigma 1 mit vertikalem bis subvertikalem Sigma 2 (Abb. 9).

Östlich des Winterkopfes kleben an einer großen NNW-SSE-streichenden, W-fallenden Abschiebung fossilfreie, tertiäre (?) Grobbreccien bis -konglomerate, entlang des Kalkgrabens auch dolomitische Scarpbreccien, die später durch Bewegungsumkehr an der Abschiebung mit top nach ENE überschoben wurden. Die Störungsflächenanalyse weist am gesamten Stadtberg Dehnung in E-W-, ESE-WNW-, aber auch SW-NE-Richtung auf (Abb. 9). Letztere könnte auch mit dem jüngsten nachweisbaren Ereignis in Eiberg, einer NW-SE-Einengung zusammenhängen.

Im Peppenauer und Wühler Graben sind frühe Zeugen der Beckenbildung fast vollständig durch die postsedimentäre Deformation verwischt wor-

den. Ganz selten findet man in der angrenzenden Trias des Peppenauer Grabens N-S-streichende Zerrklüfte. Die ausgewerteten Bewegungsharnische im Tertiär erbrachten ein Vorherrschen von konjugierten Schrägabschiebungen an NW- bis NE-streichenden Störungsflächen, bei Fehlen von reinen Extensionsstrukturen (Abb. 9, Diagr. 8, 9, 11). Da die meisten dieser Abschiebungen auch noch die Unterangerberger Schichten durchschlagen, dürften sie zu einem jüngeren Ereignis gehören! Als sichere Hinweise für die Beckenöffnung können jedoch NE-SW-streichende Schrägabschiebungen in der Trias des Achleitnerberges gedeutet werden, die im Zuge der Schließung des Beckens invertiert und von S-vergenten Überschiebungen überprägt wurden (Abb. 9, Diagr. 14 bzw. Abb. 12, Diagr. 6).

Letztlich spiegeln die häufigen Aufarbeitungs- und Umlagerungshorizonte in Form von Breccien- und Konglomeratschüttungen in das Bitumen- und Zementmergelbecken das distensive Regime im Unterinntaler Tertiärbecken wider. Am stärksten äußerte sich die phasenweise tektonische Aktivität im abrupten Absenken der unteren Zementmergel in die pelagischen Tiefen der oberen Zementmergel („Lithothamnienkalkbreccie“, LINDENBERG, 1966).

Die Schüttung von Lithothamnienkalken in das Zementmergelbecken beweist das Nebeneinander von Becken und Horsten und läßt deshalb auch die Beckengeometrie rekonstruieren (Abb. 5)!

Der strukturelle Befund und die Faziesverteilung implizieren für das Tertiär im Peppenauer und Wühler Graben eine strukturell ähnliche Paläogeographie wie in der Unteren Gosau Untergruppe: tiefe, schmale und lokal begrenzte, NE-SW-orientierte Gräben oder Halbgräben (Peppenauer-Wühler Graben) und flankierende Horste (Wildschwenter Rücken, Taxenbühel, Hinterstein), die intern segmentiert waren und durch sinistrale Scherung mit Schrägabschiebungen herausgeformt wurden. Nach SW mündete der Peppenauer Trog in die Häringer Bucht (ORTNER & SACHSENHOFER, 1996), die Fortsetzung nach E über den Wühler Graben hinaus läßt sich nicht mit Sedimenten dokumentieren, denn wenig östlich der Schießwiesalm ist das Tertiär

völlig vom Hauptdolomit zugeschoben (vgl. geol. Karte u. Profil 3).

Beckenschließung:

Postsedimentäre N-S-Kompression

Nach Ablagerung der Oberangerberger Schichten und dem Rückzug des Meeres aus dem Unterinntal (HAGN et al. 1981) geriet das Teriärbecken in den Einfluß einer N-S-Kompression, die mit der Kollision zwischen Adria und Europa zusammenhing (FLÜGEL, 1987) und zur Schließung des Beckens führte. Die Lineamente des Inntalscherversystems wurden als Hauptbewegungsschienen reaktiviert. An ihnen formierten sich durch Beckeninversion pop up - Strukturen mit vorwiegend S-, aber auch N-vergenten Überschiebungen (Abb.10). Die Kaisergebirgsmulde wurde aus dem Untergrund hochgepreßt (LEUCHS, 1912; WANKER, 1990).

S-vergente Überschiebungen:

Im Arbeitsgebiet dominieren S-vergente Überschiebungen. Die S-vergente Hauptüberschiebung des Kaisergebirges nahm ihren Ausgang zwischen Kochel- und Kufsteiner Wald – schon HEISSEL (1957) sprach hier von der „Wurzelzone des Kaisergebirges“ - und wurde schräg helicoidal entlang der großen „Kaisergebirgssüdrandstörung“ nach SSE transferiert, wo sie nördlich des Hintersteinersees in eine frontale Überschiebung überging. Dadurch wurden alle älteren Strukturen schräg abgeschnitten und das Eiberger Becken spitz zugeschnitten (siehe geol. Karte, Abb. 10, Profile 1–6). Die voroligozänen Faltenzüge enden an dieser Störung. Sie wurden weiter zusammengepreßt, nach SE aufgebogen und überschoben. Daher kommen an der Störung auch ältere Schichtglieder wie die Kössener Schichten an die Oberfläche (Profile 3, 4). Am Ernsberg östlich der Klemmschlucht belegen dm-große Duplexe und frontales stirnförmiges Einrollen des Plattenkalkes die S-SSE-vergente Überschiebung auf die inkompetenten Allgäuschichten und Gos-

asedimente im Eiberger Becken (Profil 6). Die „Kaisergebirgssüdrandstörung“ (Abb. 10) ist eine alte Störung, die vor- und nachgosauisch als tear fault, im Oligozän vielleicht als Abschiebung zur Tertiärbeckenbildung fungierte und nun wieder als dextrale tear fault reaktiviert wurde. Parallel zu dieser Störung zerscheren mehrere dextrale Blattverschiebungen den Hauptdolomit, die Raibler Schichten und den Wettersteinkalk nördlich und nordöstlich der Walleralm.

Am oberen Rehaubach entwickelte sich ein kleinräumiger Schuppenbau mit Überschiebungen und Rücküberschiebungen des Hauptdolomites auf die Gosau-, Kössener und Allgäu-Schichten. Einklemmt zwischen Eibergkopf und Walleralm wurde südlich des Rehaubaches am Forstweg zur Walleralm ein schmaler Hauptdolomitstreifen bivergent herausgepreßt (Profil 2). Im S unterlagert ihn Gosau, im N Jura. Die Platznahme dieses Pop ups bewirkte ein tiefes Ausbeulen der südlich anschließenden Gosau und des Hauptdolomites im Meridian der Hölzentalalm. Sinistrale NW-SE-Störungen glichen die Versätze lateral aus (siehe geol. Karte).

Auf der Walleralm wurden der Wettersteinkalk, die Raibler Schichten und der Hauptdolomit zu einem weiten ENE-WSW-streichenden Gewölbe verfaltet, mit S-vergenter Überschiebung von Wettersteinkalk auf Hauptdolomit und Dachsteinkalk bei Abscherung der Raibler Schichten (südöstliche Walleralm, Profil 1). Das abrupte Ende von Wettersteinkalk und Raibler Schichten auf der Walleralm hängt mit dem umlaufenden Streichen des obigen, nach WSW abtauchenden Gewölbes zusammen.

Im Peppenauer und Wühler Graben überschoben die Hauptdolomithorste des Wildschwenter Rückens und Hintersteines durch Inversion der tertiären Abschiebungen den teriären Beckeninhalte. Daraus resultierte an der Überschiebungsfrent (Weißbach) eine starke S-vergente Verfaltung und Zerschierung des Hauptdolomites und der Zementmergel (Abb. 11, Abb. 10, Diagr. A). In der Hangendscholle bildeten sich mehrere Zweigüberschiebungen aus. Die Faltenachsen im Tertiär wurden später durch sinistrale Seitenverschiebungen steilgestellt (Abb. 10, Diagr. B).

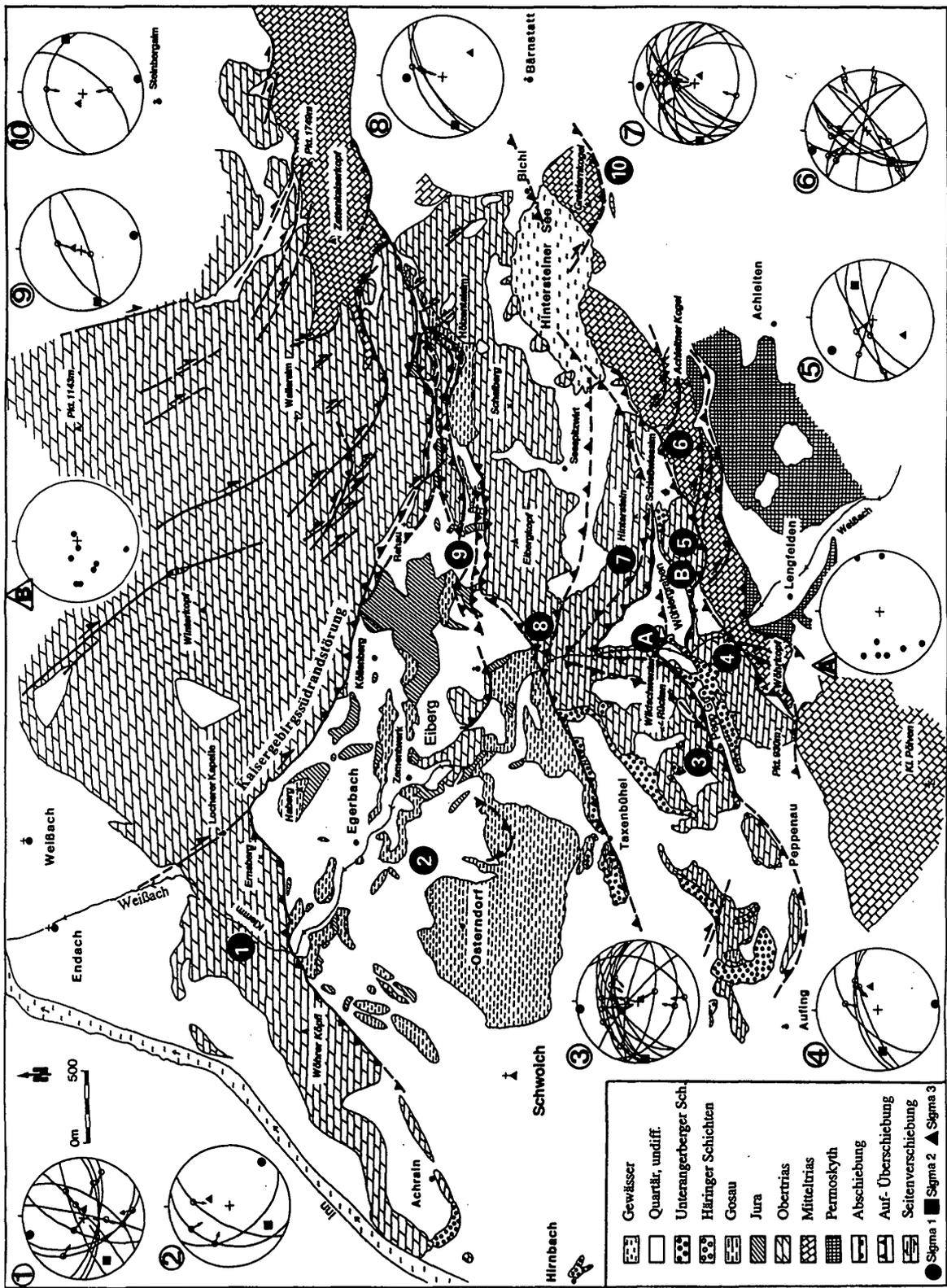


Abb. 10: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten und Hauptspannungsachsen für die N-S-Kompression, der ersten Phase der Schließung des Tertiärbeckens. Es dominieren S- bis SSE- vergente Überschiebungen bis Schrägüberschiebungen, untergeordnet N-vergente Rücküberschiebungen (Eiberger Kopf) und kleine pop-up-Strukturen (Hölzentalalm) mit dazugehörigen dextralen NW-SE-streichenden tear faults.

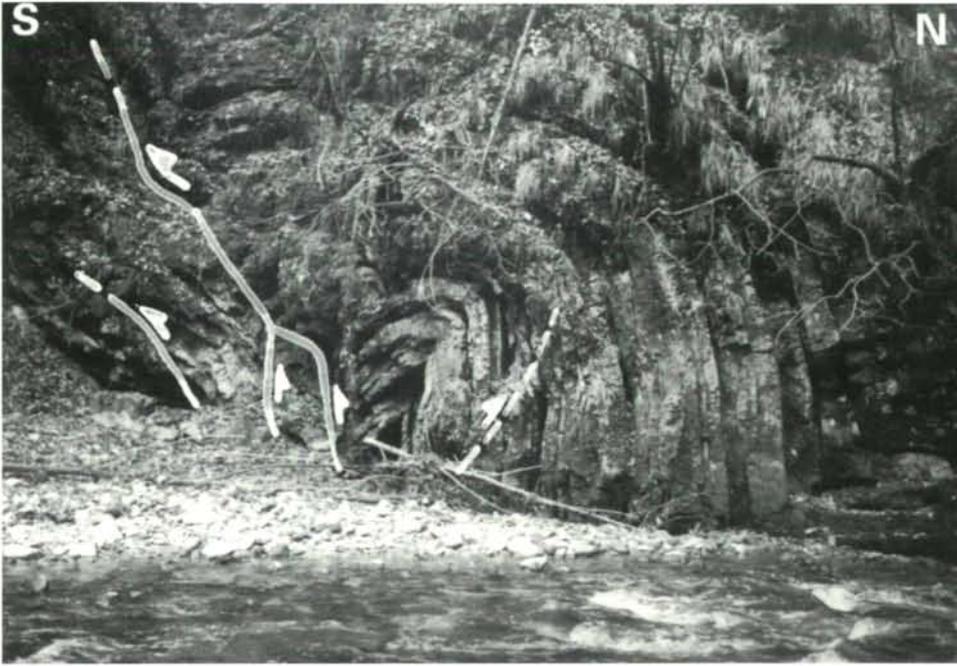


Abb. 11: Dünn gebankter, eng gefalteter Hauptdolomit (Seefelder Schichten ?) mit E-W-streichenden Achsen und kleinen Zweigüberschiebungen an der Überschiebungsfront des Wildschwenter Rückens auf das Tertiär des Peppenaauer - Wühler Grabens in der oberen Weißbachschlucht.

Am Hinterstein zeigt der Hauptdolomit im Hangenden der Überschiebung eine teilweise überkippte Stirnfalte (Profile 5, 6). Dies beweisen auch Reste ungestört auflagernder, invers liegender Nummulithenbreccien. An der Überschiebungsbasis wurde der Hauptdolomit stark kataklasiert und verschiefert. Duplexstrukturen, Riedel- und Antiriedelflächen sind Indikatoren für die top nach SSE-Bewegung.

Auf der Schießwiesalm kollidierte der Hauptdolomit des Hintersteines mit jenem vom Tertiärsüdrand, daher ist dieser Bereich besonders stark tektonisch zertrümmert.

Wechselnd steileres und flacheres Schichtfallen, Geländevertiefungen und sich wiederholende Seefelder Schichten beidseits der Weißbach, sowie kleine Zweigüberschiebungen und Duplexe an der Eiberg Bundesstraße und auf der Steinernen Stiege werden mit Rampenüberschiebungen im Hauptdolomit der Hangendscholle in Verbindung gebracht (Profile 5, 6).

In der Trias zwischen Kleinem Pölven und Greidernkogel entstanden mehrere S-bis SE-ver-

gente Überschiebungen und untergeordnet Rücküberschiebungen, die auch den Alpenen Buntsandstein miterfaßten (S-vergente Verschiebung bei Achleiten) und hauptsächlich in den Reichenhaller und Partnachschichten verliefen. Eine bivergente Überschiebung (Wettersteinkalk auf Partnachkalk und Hauptdolomit) kommt nordwestlich der Lengfeldental vor (Profil 9). Eine S-gerichtete Überschiebungsstaffel von der Art einer einseitigen „Palmenstruktur“ bildete sich östlich der Weißbach (Achleitnerberg) aus (Profile 5, 6). Diese wurzelte in einer NE-SW-streichenden ehemaligen Abschiebungsschiene und wurde mittels dextraler NW-SE-streichender cross faults frontal in Überschiebungen transferiert (E-W-streichende Faltenachsen in Partnachmergeln). Durch die Hochpressung des Hauptdolomites und der anderen triassischen Schichtglieder wurden die vorangehenden Abschiebungsbeträge jedoch nicht ausgeglichen, wie man aus der geologischen Karte und den Profilen erkennen kann.

Der Greidernkogel ist im S auf Gutensteiner Schichten (Faltenvergenz) überschoben (Profil 2).

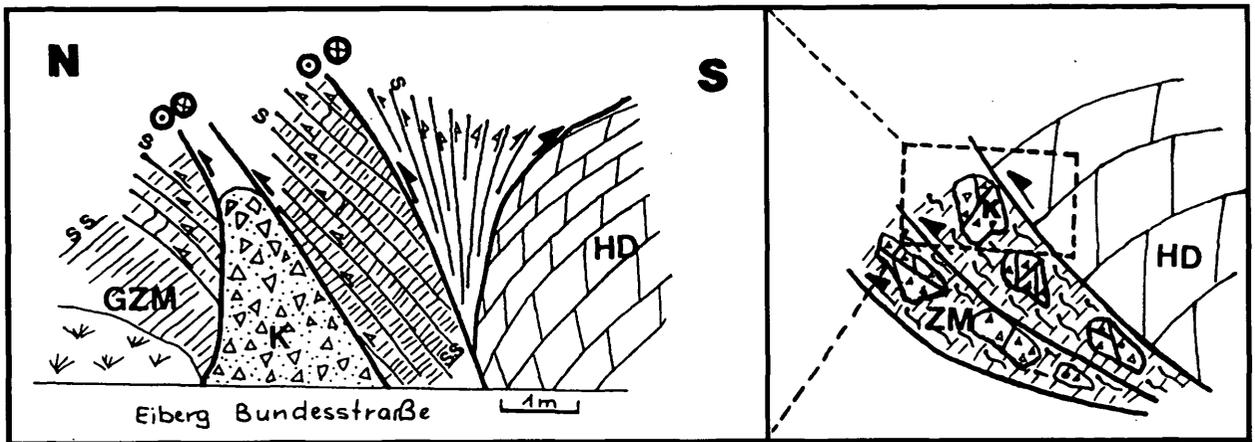


Abb. 12: N-vergente Rücküberschiebung des Hauptdolomites (HD) vom Eibergkopf auf die Gosau-Zementmergel (GZM) an der Eiberg-Bundesstraße. Die nordfallenden (ss) Zementmergel wurden stark verschiefert (s), der Hauptdolomit kataklasiert (K). Nachfolgend wurden die Rücküberschiebungen von sinistralen Schrägaufschiebungen überprägt.

Gegenüber dem Achleitnerberg rückt dieser an einer dextralen cross fault um mehrere 100 m nach SE vor, was auch an der Form des Hintersteiner Sees erkennbar ist.

N-vergente Rücküberschiebungen:

Neben den S-vergenten Rücküberschiebungen bildeten sich im Zusammenhang mit dieser Deformationsphase auch mehrere N-vergente Rücküberschiebungen der S-vergenten Überschiebungen aus. Von Bedeutung ist vor allem die Rücküberschiebung des Wildschwenter Rückens und des Eibergkopfes auf die nördlich vorgelagerte Gosau (Profile 4, 5, 6). Über die Möglichkeit eines alttertiären Schubes wurde schon berichtet. Die Rücküberschiebung wurde hier begünstigt durch den rampentektonisch steilgestellten Hauptdolomit, der eine weitere S-vergente Bewegung blockierte, und durch die Inkompetenz der nördlich vorgelagerten Gosauschichten. Darüberhinaus befand sich die S-vergente Hauptüberschiebungsfrent des Kaisergebirges weiter im E. De facto endet diese auch nordöstlich des Eibergkopfes, markiert durch eine N-S-streichende cross fault.

Gegenüber dem Wildschwenter Rücken springt der Eibergkopf entlang der Weißbach ca. einen halben Kilometer nach N vor, intern zerlegt von

NNW-SSE-streichenden Blattverschiebungen. Die Gosau im Liegenden der Überschiebung wurde isoklinal gefaltet, ausgewalzt, geschiefert und mit Lias-Fleckenmergeln, an der Eiberg-Bundesstraße mit Hauptdolomit verschuppt (Abb. 12). Die ehemalige Gosaubedeckung des Eibergkopfes wurde fast vollständig unter dem Hauptdolomit begraben. Einzelne Schürflinge begleiten noch die Überschiebungsbahn. Unversehrte Reste der Gosauauflagerung finden sich wieder am Wandfuß nordöstlich von Punkt 1089 m. Unter der Auflast der vorrückenden Hauptdolomitmasse wurde die Hochzone Eiberg – Rehaubach niedergedrückt. In dieser Depression konnten die am Eiberg fehlenden Fleckenmergel vor der Erosion bewahrt werden.

NNE-SSW-Transpression

Während in den östlichen Ostalpen die Tertiärbecken (Ennstal, Murtal) durch die „Lateral extrusion“ der Ostalpen (RATSCHBACHER et al., 1991) sich erst öffneten, folgte im Unterinntal auf die N-S-Kompression eine weitere, N-S- bis NNE-SSW-Kompression mit transpressivem Charakter (Abb. 13). Die meisten Auf- und Überschiebungen entwickelten sich progressiv zu sinistralen Schrägauf- und -überschiebungen weiter, verbunden mit starker Kataklyse. Dadurch wurde das gesamte

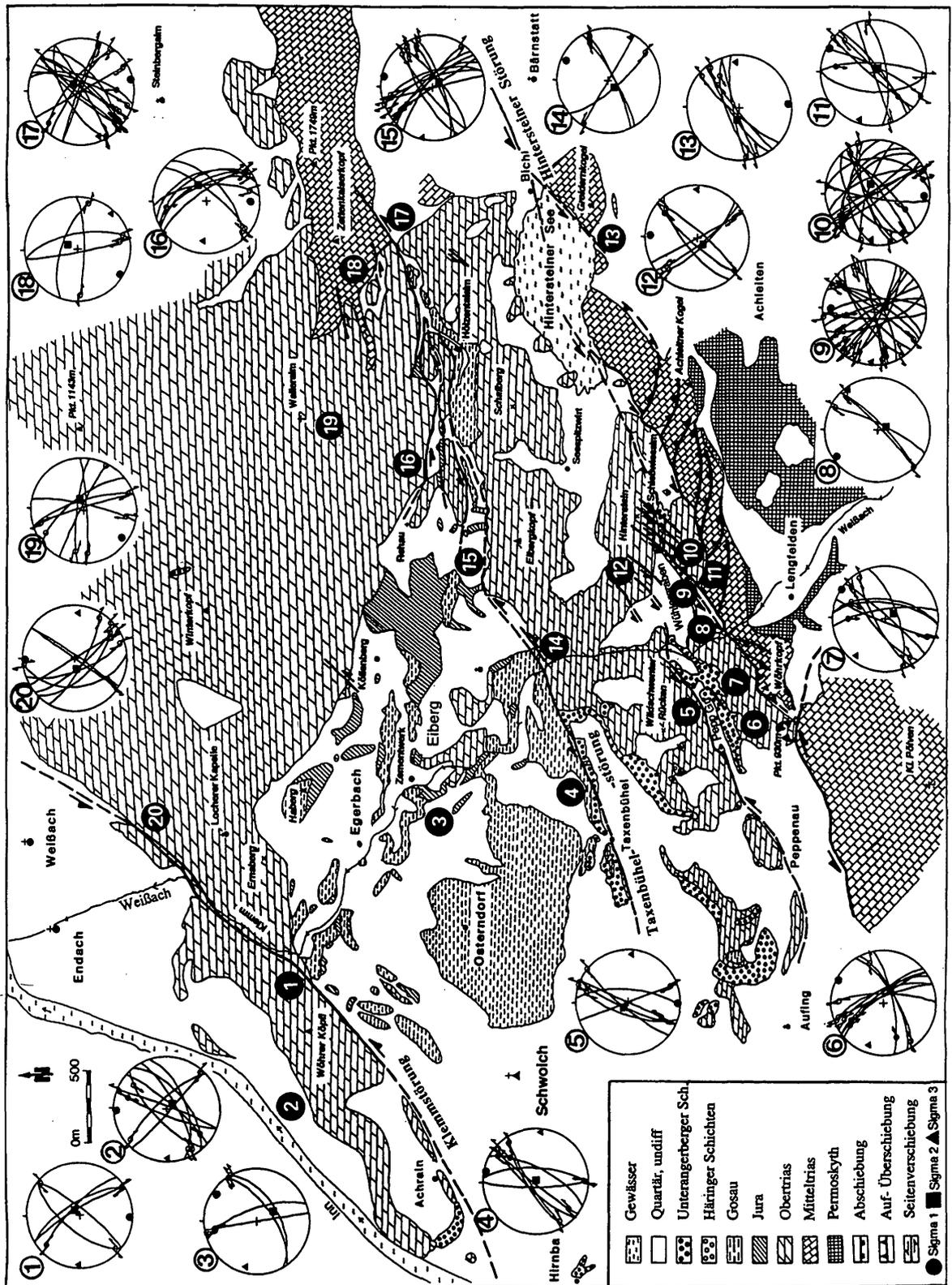


Abb. 13: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten für die zweite, transpressive Phase der Beckenschließung. Die Strukturen der N-S-Kompression wurden in NE-SW- bis ENE-WSW-streichende sinistrale Blattverschiebungen und Schrägaufschiebungen, die bivergenten Überschiebungen in positive Blumenstrukturen umgewandelt.

Untersuchungsgebiet in NE-SW-Richtung zerschert und gelängt (Abb. 13). Die bedeutendsten dieser Lineamente sind die Klemmstörung, Taxenbühelstörung, Hintersteiner Störung und die Störungen im Wühler und Peppenauer Graben (siehe Profile). Am Hinterstein und im Wühler Graben zerscherte ein Netz von sinistralen, zueinander parallelen Seitenverschiebungen mit Schrägaufschub den Hauptdolomit von Höheneiberg und das Tertiär des Wühler Grabens (Abb. 14). Die Versatzbeträge erreichen dort mehrere 100 m. Die bivergenten Überschiebungen im Rehaubach, auf der Lengfeldentalm und am Achleitnerberg wurden in positive Blumenstrukturen umgewandelt (Profile 2, 3, 5, 6). An der nordseitigen Überschiebungsfrent des Eibergkopfes weisen Duplexe, SC-Gefüge und sigmoidale Scherkörper in den Gosau Zementmergeln auf diese tektonische Phase hin. Im S drang das Pölvenmassiv an einer großen bogenförmigen Störung nach NE vor und verursachte im Hauptdolomit bei Punkt 930 m eine kleine Rücküberschiebung nach NNE (Profil 10).

E-W-Kompression

Aus den eigenen Datensätzen läßt sich oft eine E-W- bis ENE-WSW-Kompressionskomponente herausfiltern (Abb. 15). In der Trias des westlichen Kaisergebirges hinterließ diese Phase wichtige Strukturen: steile Schrägaufschiebungen entlang des Sonnberges, Rücküberschiebungen des Winterkopfes auf das Tertiär im Kalkgraben und des Ernserberges auf den Stadtberg, kuppel- und muldenförmige Verbiegungen der Trias des Kufsteiner Waldes, Stadtberges, Duregges (FUCHS, 1944) und der Eiberger Gosau mit generell gegen NW abtauchenden Achsen. Zu diesen passen konjugierte, NW-SE-streichende sinistrale und dextrale NE-SW-streichende Blattverschiebungen, die vorher gegensinnigen Bewegungssinn aufwiesen (Abb. 15). Man findet diese Störungen vorzugsweise am Eibergkopf, auf der Walleralm, im Gaisbachgraben und am Stadtberg.

Das Kaisergebirge wölbte sich im Zuge dieser Phase im Meridian Pyramidenspitze-Treffauer erheblich auf. Die Muldenachse taucht somit nach E

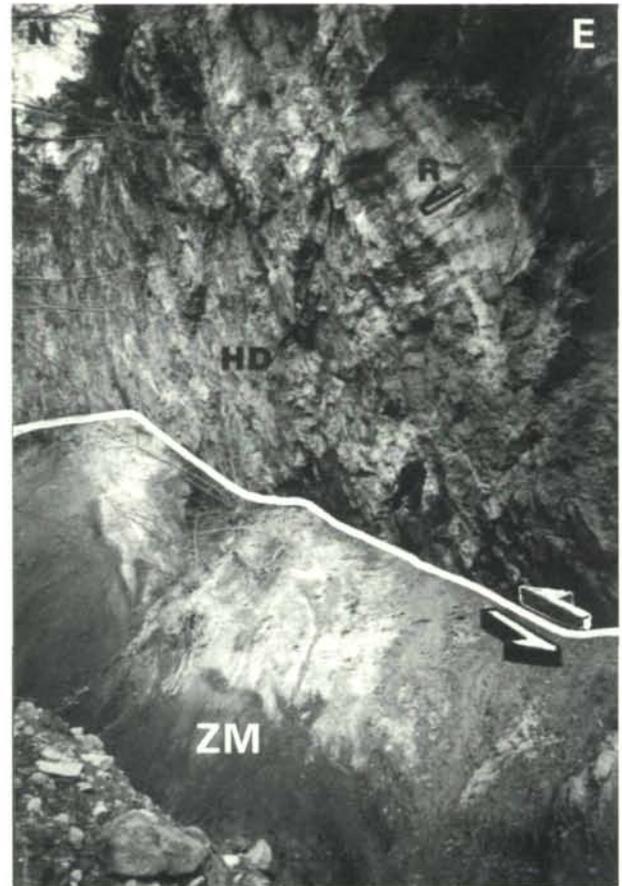


Abb. 14: Sinistrale Schrägaufschubung des Hauptdolomites vom Achleitner Rücken (HD) auf die tertiären Zementmergel (ZM) im Wühler Graben. Der Hauptdolomit zerbrach durch diese Bewegungen; die ursprünglich flach liegenden E-W-Faltenachsen der Zementmergel stellten dadurch auf. R = Riedelfläche.

und nach W ab („gesattelte Mulde“ nach FUCHS, 1944).

NW-SE-Einengung

Diese ist die jüngste nachweisbare Phase im Eiberger Becken (Abb. 16). NE-SW-streichende Strukturen wurden trotz ungünstigen Scherwinkels neuerlich sinistral bewegt. Neu entstanden N-S-streichende, sinistrale Blattverschiebungen, die am Wildschwenter Rücken, im Peppenauer Graben und auf der Walleralm häufig vorkommen und alle bisherigen Strukturen abschneiden. Damit sind auch NW-SE-streichende Schrägaufschiebungen am Eiberg (Abb. 17), westlich des Ze-

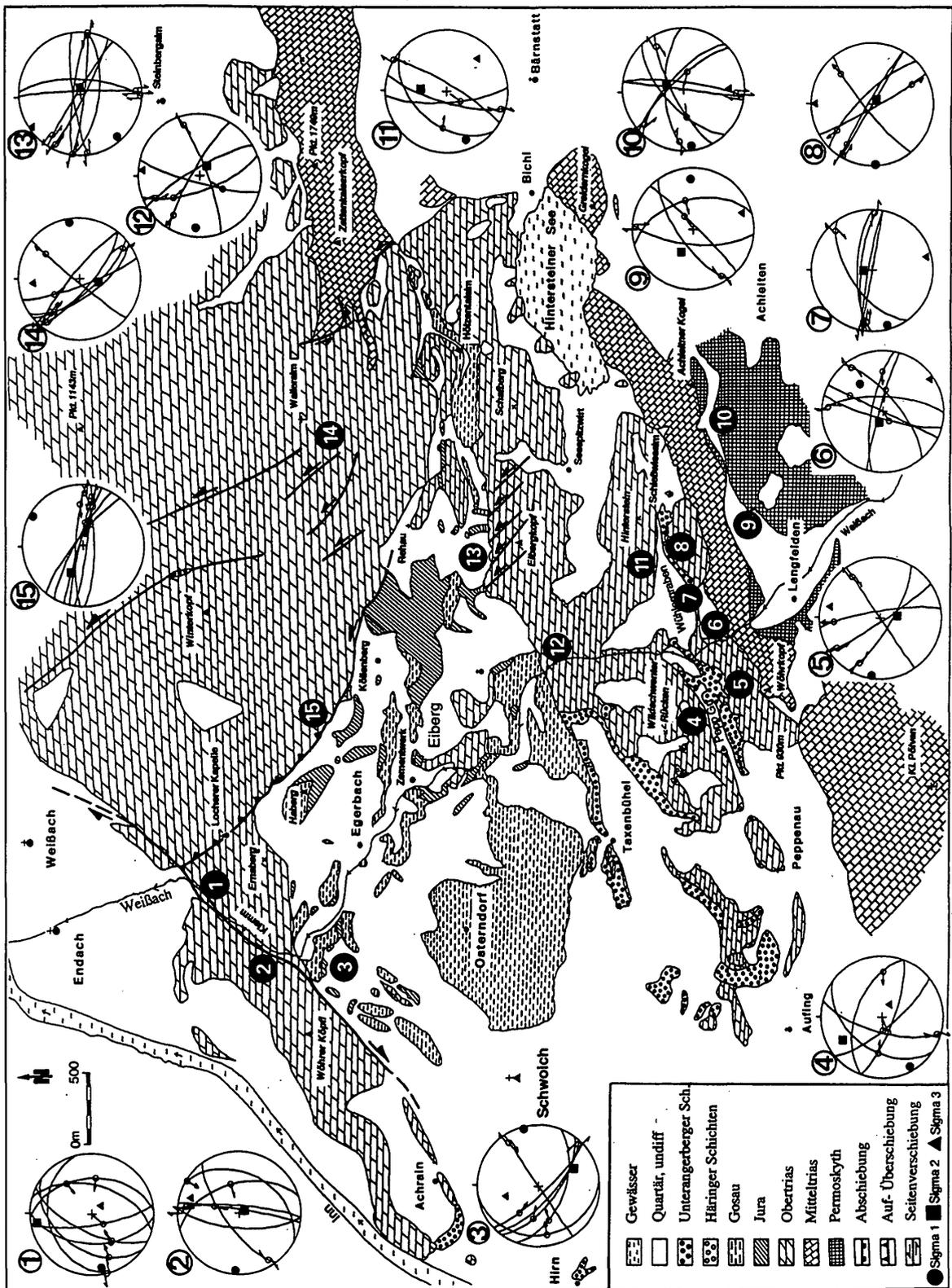


Abb. 15: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten und Strukturen für die spätmiozäne (?) E-W-Kompression. An den Blattverschiebungen fand eine Bewegungsumkehr statt, am Stadtberg, auf der Walleralm und auch in der Gosau werden flexurartige Verbiegungen und W-SW-vergente Überschiebungen dieser Phase zugeordnet.

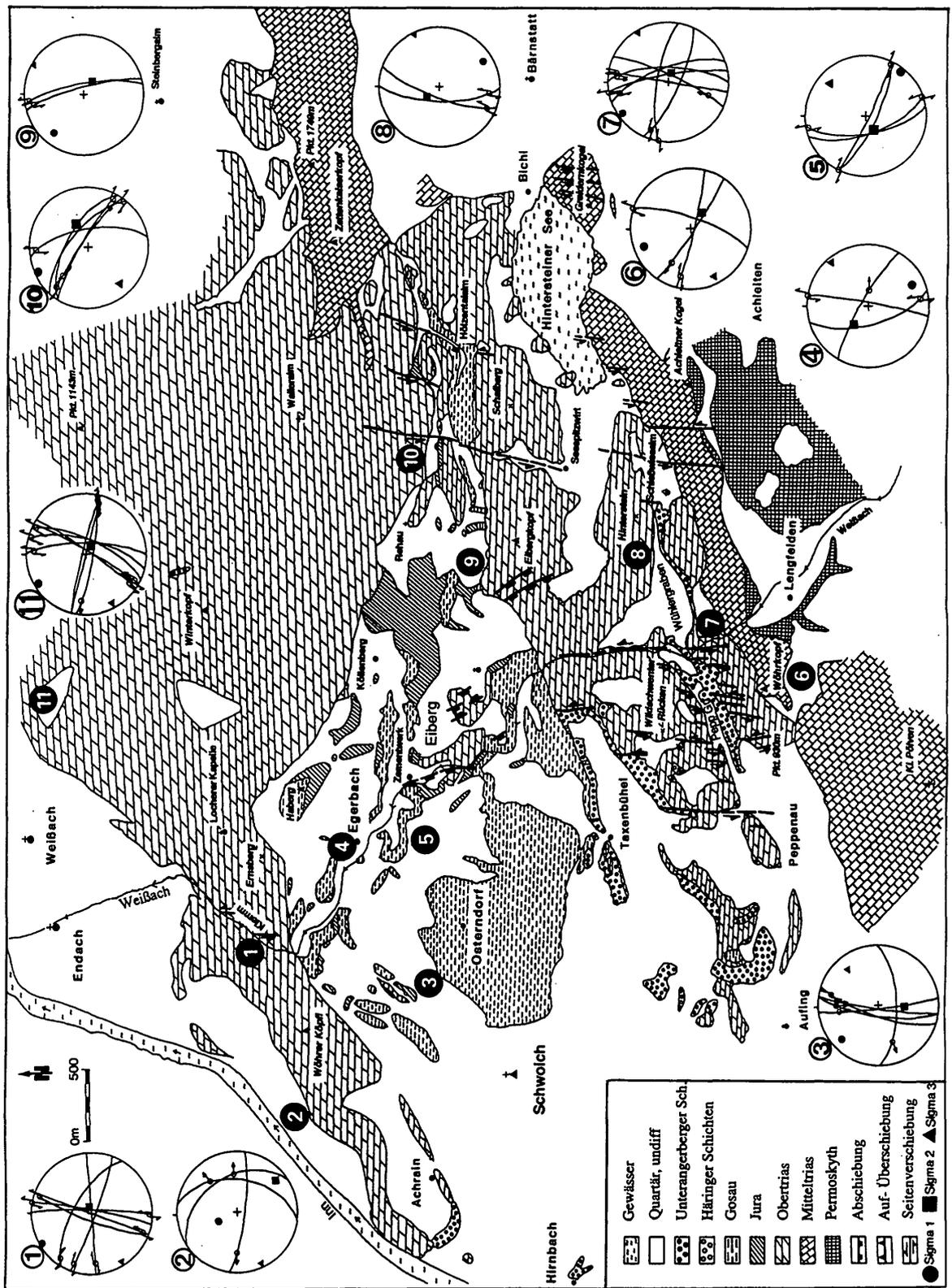


Abb. 16: Tektonische Karte des Eiberger Beckens mit Darstellung der Paläostreßdaten für die jüngste, NW-SE-Einengung. NE-SW-streichende Blattverschiebungen wurden trotz ungünstigen Scherwinkels weiterbewegt, neu formierten sich sinistrale N-S-Störungen und NW-SE-streichende Schrägabschiebungen, die alle vorhergehenden Strukturen versetzten. Es wird vermutet, daß auch mehrere nicht eindeutige, vorerst der Tertiärbeckenbildung zugeordnete Extensionsstrukturen, dieser Phase angehören.

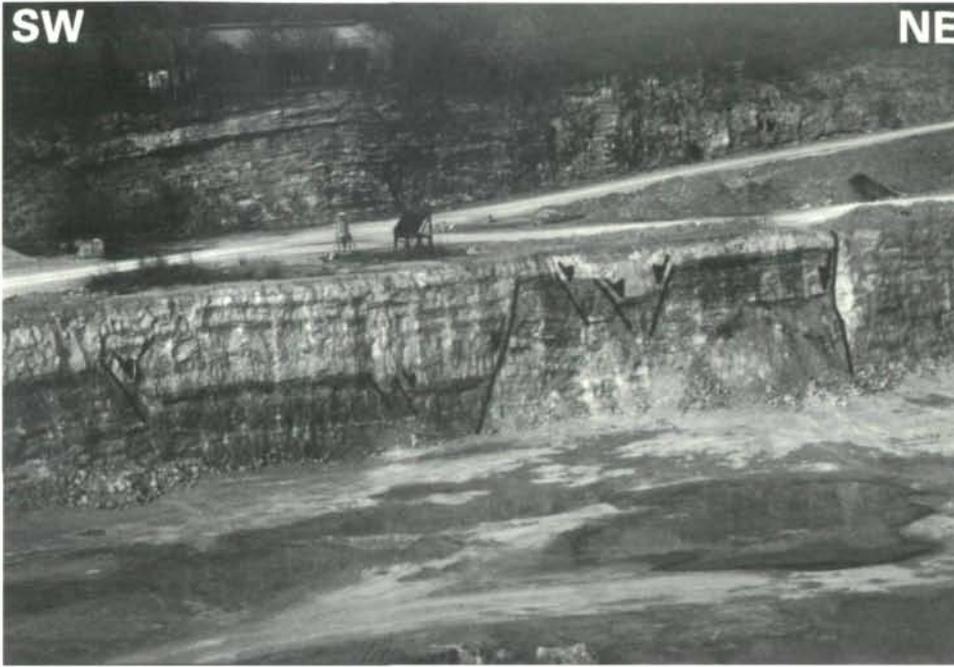


Abb. 17: Junge, NNW-SSE-streichende Schrägabschiebungen in den basalen Kössener Schichten des Kalkbruches am Eiberg. Diese Abschiebungen und sinistrale N-S-Störungen versetzten S-vergente tertiäre Aufschiebungen und sinistrale NE-streichende Blattverschiebungen.

mentwerkes und am Eibergkopf verbunden. Hinweise für tektonische Aktivität im Quartär (ORTNER, 1996) wurden im Arbeitsgebiet nicht erbracht. Wenig nördlich, am Eingang in das Kaisertal fand AMPFERER (1933) jedoch in einem nicht mehr existenten Steinbruch junge Seitenverschiebungen, in denen quartäre Schotter zerschert waren.

Diskussion

Der Motor für die mehrphasige Deformation im Eiberger Becken waren die Konvergenzbewegungen zwischen Europäischer und Adriatischer Platte (DERCOURT et al., 1986; BERGERAT, 1987), die ab der Unterkreide die Subduktion des Penninischen Ozeans unter die ostalpine Kruste verursachten (FELÜGEL, 1987). Die Nördlichen Kalkalpen als Teil der ostalpinen Oberplatte wurden in der Folge von mehreren Kompressions- und Extensionsphasen erfaßt, denen sie heute ihre hetero-

axiale Struktur (BRANDNER & ORTNER, 1994; EISBACHER & BRANDNER, 1996) verdanken. Rotationen von Adria-Krustensegmenten, krustale Verdickung, Hebung und gravitative Prozesse sind die Ursachen der polyphasen Bewegungen.

Die erste, in Eiberg strukturell nachweisbare, prägosauische Phase geht auf die schräge Konvergenz zwischen Ostalpin und Penninikum zurück, die in den Nördlichen Kalkalpen zu den Hauptdeckenschüben mit WNW- bis NW-gerichteten Überschiebungen, SW-NE-streichenden Faltenzügen und WNW-ESE- bis NW-SE-orientierten, dextralen Blattverschiebungen (tear faults) führte und vor allem aus den westlichen Nördlichen Kalkalpen beschrieben wurde (RATSCHBACHER et al., 1989; LINZER et al., 1990; EISBACHER et al., 1990; LINZER et al., 1995; EISBACHER & BRANDNER, 1996).

Über den geodynamischen Rahmen für den nach einer erosiven Phase in der Unterkreide im Hinterland der Subduktionszone abgelagerten Gosauzyklus gibt es unterschiedliche Vorstellungen: LEISS (1988, 1990) spricht von kalkalpinen Trögen

mit synorogener Sedimentation in Abhängigkeit des Deckentektonismus, RATSCHBACHER et al. (1989), BEHRMANN (1990) und FROITZHEIM et al. (1994) betrachten die Gosabeckenbildung im Zusammenhang mit großräumiger, kollapsartiger Extension durch gravitatives Auseinanderfließen der durch Deckenstapelung verdickten, sich hebenden ostalpinen Kruste. Differenzierter zu diesem Thema äußert sich WAGREICH (1993, 1995). Dieser Autor entwirft zwei konkrete Modelle für die Untere und die Obere Gosau Untergruppe: Die lokal begrenzten Becken der Unteren Gosau Untergruppe waren störungsgebundene Pull-apart-Becken mit lokal starken Subsidenzraten an transpressiven strike slip faults, die durch schräge Konvergenz des Ostalpins zum subduzierenden Penninischen Ozean entstanden. Dieses Modell erscheint auch auf die Untere Gosau Untergruppe von Eiberg anwendbar zu sein, allerdings gibt es keine Indizien für einen Pull-apart-Mechanismus bzw. für eine so frühe Scherung an der Inntallinie. Eine intragosauische Hebungs- und Erosionsphase konnte in Eiberg nicht nachgewiesen werden. WAGREICH (1993, 1995) führt diese Phase auf den Durchgang eines strukturellen Hochs im Penninischen Ozean unter die Oberplatte zurück. Durch tektonische Erosion der Oberplatte beim Durchgang des Hochs kollabierte diese und sank rasch in pelagische Tiefen ab. In der Folge wurde die Obere Gosau Untergruppe abgelagert. Damit und mit dem Verschwinden des ophiolithischen Akkretionskeiles im N änderte sich die Sedimentation und die Exotika- und Schwermineralführung.

BRANDNER & ORTNER (1994) sind der Ansicht, daß das Absinken von kalter subduzierter ozeanischer Kruste bei relativ geringer Subsidenzrate („slab pull“ im Sinne von ROYDEN, 1993) in der Oberplatte Extension mit gleichzeitigem tektonischem Absinken der Gosau- und Flyschbecken bewirkte.

Syn- bis postgosauisch wurde der Raum Eiberg durch N-S-Kompression verfaultet und erodiert. Diese Deformation hing mit der N-S-gerichteten Kontinent-Kontinent-Kollision von Europa und Adria nach vollständiger Subduktion des Penninikums im Obereozän zusammen, auch als Höhepunkt der „mesoalpinen“ Phase bezeich-

net (RATSCHBACHER, 1986; RING et al., 1988; DEWEY et al., 1989).

Die überregionale Ursache der sinistralen Scherung an der Inntallinie, durch die das Unterinntaler Tertiärbecken im Obereozän oder im Unteroligozän geöffnet wurde (KROIS et al., 1991), konnte noch nicht befriedigend geklärt werden. Nach ORTNER (1996) fiel die Beckenbildung (Hauptspannungsrichtung NE-SW) in eine Phase, in der im gesamten Grenzbereich Europa-Adria sinistrale Scherzonen aktiv waren, die durch schräge Konvergenz des Ostalpins auf das Europäische Vorland – bei E-W-Orientierung der Subduktionszone – hervorgerufen wurden. NEUBAUER (1994) vermutet einen sinistralen Wrench Korridor, in dem das Tauernfenster aufstieg.

Noch ehe die Extrusionstektonik und damit die Öffnung der anderen ostalpinen Tertiärbecken einsetzte (RATSCHBACHER et al., 1991), begann im Unterinntal infolge anhaltender N-S-Konvergenz zwischen Europa und Adria noch im Oberoligozän (ORTNER, 1996) die Schließung des Tertiärbeckens. Die erste Phase äußerte sich in starker N-S-Kompression mit S-vergenten Überschiebungen und N-vergenten Rücküberschiebungen an invertierten Beckenstrukturen (pop up des Kaisergebirges). In einer zweiten Phase drehte das N-S-Regime auf ein transpressives NNE-SSW Regime mit Herausformung eines dominanten NE-SW-streichenden sinistralen Schersystems und Weiterentwicklung der Überschiebungen in positive Blumenstrukturen. Die zweite Phase kann ursächlich mit dem Aufstieg und Unroofing des Tauernfensters (BEHRMANN, 1990; GENSER & NEUBAUER, 1989) und der nachfolgenden Lateralextrusion zentralalpiner Krustenteile in den pannonischen Raum aufgrund des Zurückweichens der Karpatensubduktionsfront nach E in Zusammenhang gebracht werden (ROYDEN, 1993; DECKER et al., 1994; DECKER & PERESSON, 1996; PERESSON & DECKER, 1996a). Ein Teil der Bewegungen wurde bei der Lateralextrusion durch sinistrale NE-SW-Störungen auch in die Nördlichen Kalkalpen transferiert (DECKER, et al., 1994). Nun fällt auf, daß an der Inntallinie und auch am Salzach-Ennstal-Blattverschiebungssystem, also im Wirkungsbereich der südalpinen Indentation, transpressive Bewegungen

vorherrschten (DECKER, et al., 1994), während es gleichzeitig in den östlichen Kalkalpen und in zentralen Teilen des Extrusionskeiles zur Extension mit flachen krustalen Abschiebungen nach E und Pull-apart-Beckenbildung kam („strain partitioning“, DECKER et al., 1994; DECKER & PERESSON, 1996; NEMES et al., 1995). In den Sedimenten dieser Becken konnte die Deformation mit Früh- bis Mittelmiozän datiert werden.

DECKER & PERESSON (1996) erklären sich das transpressive Regime durch Überlagerung der N-S-Kompression (Indentation) mit der E-gerichteten Fluchtschollenbewegung.

Die auch in Eiberg auftretenden Strukturen einer jungen E-W-Kompression (Bewegungsumkehr an den Blattverschiebungen) wurden aus den mittleren Nördlichen Kalkalpen schon früh von AMPFERER (1921), HAHN (1913) und FUCHS (1944) erwähnt. In den östlichen Nördlichen Kalkalpen und im pannonisch-karpathischen Raum haben jüngst DECKER et al. (1993, 1994) und PERESSON & DECKER (1996 b) diese Deformation ausführlicher beschrieben und in Sedimenten des Eisenstädter Beckens mit Pannon (Obermiozän) datiert. Diese Autoren interpretieren die E-W-Kompression als eine Folge der Beendigung der Karpathensubduktion und damit der Lateralextrusion, die ihre Ursache in der Kollision der Ostkarpathen mit der kontinentalen Europäischen Kruste entlang der Thornqvist Linie hat. Der dadurch entstehende kompressive Streß wurde bis in die pannonische und ostalpine Oberplatte transferiert. Das Ende der E-W-Bewegungen wurde mit dem Drehen der Hauptstreßrichtung von E-W auf N-S im Pliozän (ca. 6 Mio. a) festgelegt, dokumentiert durch den Beginn der S-vergente Aufschiebung der Südkarpathen auf die Moesische Plattform (DECKER & PERESSON, 1996).

BRANDNER (mündl. Mitt.) sieht in den flexurellen E-W-Verbiegungen des Kaisergebirges bereits eine frühe, möglicherweise eoalpine Anlage im Sinne von FUCHS (1944). Dagegen spricht, daß die mit den sinistralen NW-SE- und dextralen NE-SW-Störungen genetisch in Verbindung gebrachten N-S-Faltenachsen im Raum Eiberg eindeutig die posttertiären N-S-Kompressions- und transpressiven Strukturen überprägen.

Die Strukturen der jüngsten, (?) quartären Deformationsphase, einer NW-SE-Kompression mit Dehnung in SW-NE-Richtung, passen gut in das rezente europäische Streßfeld (BERGERAT, 1987). Dieses liegt, je nach Streichen des Alpenbogens, im E in N-S-Richtung, im mittleren Alpenraum in NW-SE- und in den französisch-italienischen Westalpen in E-W-Richtung. ORTNER (1996) führt auch noch eine quartäre Dehnungsphase in NW-SE-Richtung an, und betont, daß das Vorherrschende von Extensionsstrukturen, entgegen dem generell zu erwartenden N-S-Kompressionstrend, auf orogenen Kollaps zurückgehen könnte.

Dank

Diese Arbeit stellt eine Kurzfassung einer vom Verfasser 1995 beendeten Diplomarbeit dar und wurde durch Mittel des Österreichischen Forschungsfonds finanziell unterstützt (FWF-Projekt P-09762).

Für die Geländebetreuung, für wertvolle Diskussionen und die Hilfe bei technischen Problemen sei vor allem Rainer Brandner und Hugo Ortner, weiters Werner Resch, Christoph Spötl, Dieter Lutz, Hubert Kirschner, Ulrich Burger (alle Inst f. Geologie, Univ. Innsbruck) u.v.a. gedankt. Die kritische Durchsicht und Korrektur des Textes übernahmen Hugo Ortner, Lorenz Keim und Rainer Brandner; für ein besseres Englisch sorgten Peter Schießling und Hugo Ortner.

Literatur

- AMPFERER, O. (1921): Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. – Jb. Geol. St.-A., **71**, 159–172, Wien.
- AMPFERER, O. (1922a): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von Bruno Sander. – Jb. Geol. B.-A., **72**, 105–150, Wien.
- AMPFERER, O. (1925a): Über die Kaisergebirgsdecke. – Verh. Geol. B.-A., **1925**, 150–152, Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. – 131, 1 geologische Karte 1:25000, Geol. B.-A., Wien.

- ASCHAUER, J. (1980): Geologie der Treffauer Scholle (Kaisergebirge, Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München, München.
- ASCHAUER, J. (1984): Die Oberkreide- und Tertiärgesteine im östlichen Kaisergebirge (Nördliche Kalkalpen/Tirol). – Diss. TU München, München.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinent Kollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 76, 180 S., Stuttgart.
- BERGERAT, F. (1987): Stress Fields in the European Platform at the Time of Africa – Eurasia Collision. – *Tectonics* **6/2**, 99–132, Washington.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – *Jber. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 68**, 67–92, Stuttgart.
- BRANDNER, R. & ORTNER, H. (1994): Polyphase Beckenentwicklung und Inversion in den westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Kurzfassungen, 146. Jahrestagung Deutsche Geologische Gesellschaft, „Beckenbildung und -inversion in Europa - Endogene und Exogene Faktoren“, 65–66, Heidelberg.
- BRANDNER, R. & ORTNER, H. (1995): Polyphase Basin Formation and -Inversion in the Western Northern Calcareous Alps. – Second Workshop of Alpine Geology, Abstracts, 87–88, Basel.
- DECKER, K. (1996): Miocene tectonics at the Alpine - Carpathian junction and the evolution of the Vienna Basin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 33–44, Wien.
- DECKER, K. & JARNIK, M. (1992): Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau Group of Rigaus, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg – Upper Austria): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 93–106, Wien.
- DECKER, K., MESCHÉDE, M. & RING, U. (1993): Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North and South Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). – *Tectonophysics*, **223**, 291–312, Amsterdam.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 5–18, Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: Links between thrusting, transform faulting and crustal extension. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, *EAGE Spec. Publ.* **5**, 69–77, The Geological Society, London.
- DERCOURT, J. et al. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. – In: AUBOUIN, J., LE PICHON, X. & MONIN, A.S. (eds.): Evolution of the Tethys. – *Tectonophysics*, **123**, 241–315, Amsterdam.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W. & KNOTT, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (eds.): *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **45**, pp. 265–283, London.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **58**, 1–217, Stuttgart.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **20**, 389–406, Innsbruck.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helv.*, **83/3**, 711–722, Basel.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *Internat. Sediment. Petrogr. Ser.*, **9**, 1–143, Leiden (Brill).
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 219–244, Wien.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies Development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *The Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–155, Wien (Deuticke).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1996): Basis analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian-Eocene, Eastern Alps). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – *EAGE Spec. Publ.* **5**, 127–135, The Geological Society, London.

- FLÜGEL, H.W. (1987): The Eoalpine History of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *The Geodynamics of the Eastern Alps*, 11–15, Wien (Deuticke).
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.*, **87/2**, 559–612, Basel.
- FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen, II. (Kalkalpen - Achensee - Kaisergebirge). – *N. Jb. Min. Abh., Abt. B*, **88**, 337–373, Stuttgart.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 233–243, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations – a sequence and ecostratigraphic contribution to the Norian Rhaethian Discussion. – *Albertiana*, **8**, 25–35, Utrecht.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias – Lithostratigraphie und Biofazies der Kössen Formation. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*. – *Österr. Paläont. Ges., Festband*, 79–119, Wien.
- GRUBER, A. (1995): Öffnung und Schließung von Tertiärbecken im Bereich des Eiberger Beckens (Unterinntal, Tirol). Ein strukturgeologischer Beitrag zur Unterinntaler Scherzone. – Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Innsbruck, 144 S. 110 Abb., 5 Taf., 1 geol. K. u. 1 tekt. K. 1:10000.
- GRUBER, A. & ORTNER, H. (1996): Oligozäne und miozäne Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen Tirols – Stratigraphie und Tektonik des Unterinntaler Tertiärs. – *Kurzfassungen, TSK 6 Salzburg*, 160–161, Salzburg (Facultas Universitätsverlag).
- HAGN, H. (1967): Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. – *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **7**, 245–320, München.
- HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – *Geol. Bav.*, **82**, 408 S., München.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **6**, 238–357, Wien.
- HANCOCK, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 437–457, Oxford (Pergamon).
- HANCOCK, P.L. & BARKA, A.A. (1987): Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 573–584, Oxford (Pergamon).
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1989): A geologic time scale. – 263 pp., Cambridge (Cambridge University Press).
- HEISSEL, W. (1951): Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. B.-A.*, **94/2**, 207–221, Wien.
- HEISSEL, W. (1955): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, 49–70, Wien.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50**, 95–132, Wien.
- HERM, D., KAUFFMAN, E.G., & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the „Gosau“-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **19**, 27–92, München.
- IBRAHIM, A.H.M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). – Diss. Ludwig Max Univ. München, 220 S., München.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn. – *Geol. Bav.*, **56**, 3–100, München.
- KLEINSPEHN, K.L., PERSHING, J. & TEYSSIER, C. (1989): Paleostress Stratigraphy: A new technique for analyzing tectonic control on sedimentary basin subsidence. – *Geology*, **17**, 253–256, Boulder.
- KROIS, P. (1992): Aspekte zur Sedimentologie und Fazies des Inneralpinen Tertiärs (Oligozän) im Raum Häring-Angerberg (Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- KROIS, P., BRANDNER, R. & STINGL, V. (1991): Sedimentationsgeschichte des Oligozäns im Unterinntal (Tirol, Österreich). – In: „Sediment '91“ – *Kurzfassungen der Beiträge, Forschungsberichte Senckenberg am Meer*, **91/2**, 64–66, Wilhelmshaven.
- KROIS, P. & STINGL, V. (1991): Faziesanalyse fluviatiler Sedimente – eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten (Oberoligozän, Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 299–308, Wien.
- KUBANEK, F. (1969): Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Diss. TU Berlin.
- LEISS, O. (1988): Die Stellung der Gosau (Coniac-Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 609–636, Wien.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von sy-

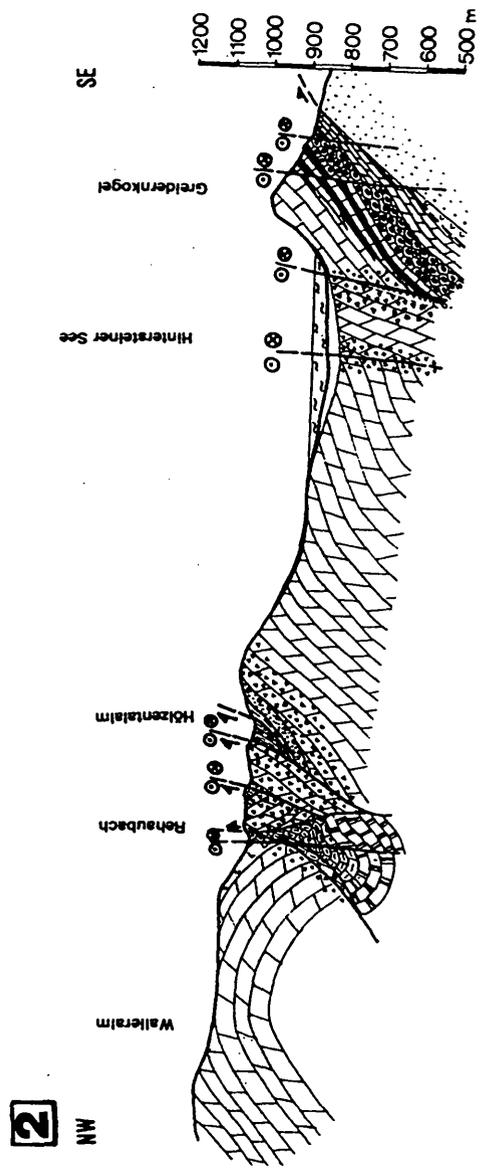
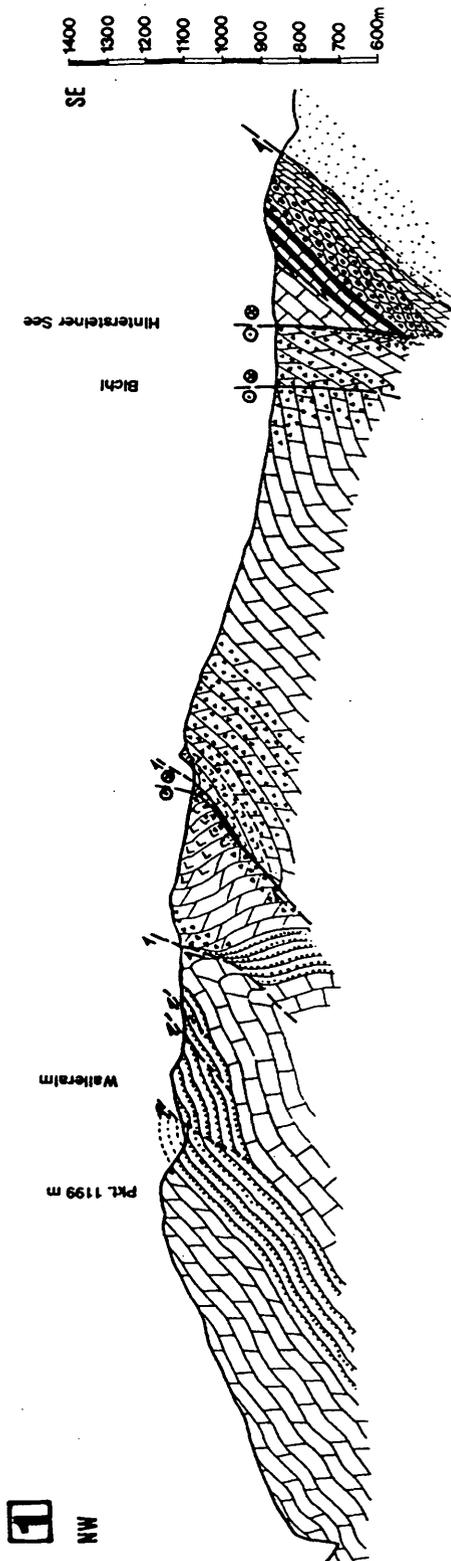
- norogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **79/1**, 47–84, Stuttgart.
- LEUCHS, K. (1907): Die geologische Zusammensetzung und Geschichte des Kaisergebirges. – *Ferd.-Z.*, III.Folge, **H. 51**, 53–136, 1 geol. Karte 1: 33000, Innsbruck.
- LEUCHS, K. (1912): Die Aufschlüsse der neuen Straßenverbindung Kufstein-Ellmau und die Beziehungen des Eisberger Beckens zu seiner Umgebung. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **5**, 232–251, Wien.
- LEUCHS, K. (1925a): Kaisergebirgsdecke und Unterinntaler Tertiär. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1925**, 75–91, Wien.
- LINDENBERG, H.-G. (1965): Die Bolivinen der Häringer Schichten. – *Boll. Soc. Paläont. Ital.*, **4**, 64–160, Modena.
- LINZER, H.G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Kinematisches Modell der Nördlichen Kalkalpen. – *Kurzfassungen, TSK III*, Graz.
- LINZER, H.G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242** (1995), 41–61, Amsterdam.
- LÜHR, H. (1962): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär von Häring (Tirol). – *Diss. Ludwig Max Univ. München*.
- MANN, P., HEMPTON, M.R., BRADLEY, D.C. & BURKE, K. (1983): Development of pull-apart basins. – *J. Geol.*, **91**, 529–554, Chicago.
- MESCHÉDE, M. (1994): Methoden der Strukturgeologie. – 169 S., Stuttgart (Enke).
- MOSTLER, H. (1972b): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 155–172, Wien.
- MOUSSAVIAN, E. (1984): Die Gosau- und Alttertiärgerölle der Angerbergsschichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, **10**, 1–86, Erlangen.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – *Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 255–308, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- NEMES, F., PAVLIK, W. & MOSER, M. (1995): Geologie und Tektonik im Salzatal (Steiermark) – Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/2**, 349–367, Wien.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Geowissenschaften*, **12**, 136–140.
- OEXLE, T. (1978): Die Geologie der Pölvengruppe im Unterinntal (Tirol). – *Unveröff. Dipl.-Arb. TU München*.
- ORTNER, H. (1993a): Paläokarst und Spaltensysteme im Grattenbergl (Unterinntaler Tertiär, Tirol) und ihr Verhältnis zur Beckenabsenkung. – „Sediment '93“ – *Kurzfassungen von Vorträgen zu den Postern. – Geologica et Palaeontologica*, **27**, 283–284, Marburg.
- ORTNER, H. (1994): The Tertiary basins of the Lower Inn Valley – basin formation and extinction. – *Abstracts, EAPG-6th Conference and Technical Exhibition*, Wien.
- ORTNER, H. (1996a): Tektonik „QB“ – Fachspezifisches Programm zur Auswertung tektonischer Daten – *Unveröff. Software, Geol. Paläont. Inst. Univ. Innsbruck*.
- ORTNER, H. (1996b): Deformation und Diagenese im Unterinntaler Tertiär (zwischen Rattenberg und Durchholzen) und seinem Rahmen. – *Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck*, 234 S., 122 Abb.
- ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R. (1996): Evolution of the Lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds.), 1996: Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – *EAGE Spec. Publ.* **5**, 237–247, The Geological Society, London.
- OTT, E. (1984): Der Kaiser, ein emporgetauchtes Korallenriff? – *Berge*, **6**, 40–42, Bern.
- PERESSON, H. (1992): Computer aided kinematic analysis of fault sets. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 107–119, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1996a): Early to Middle Miocene tectonics of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 53–63, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1996b): From extension to compression: Late Miocene stress inversion in the Alpine-Carpathian-Pannonian transition area. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **41**, 75–86, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): Far-field effects of Late Miocene subduction in the Eastern Carpathians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpathian-Pannonian region. – *Tectonics*, **16/1**, 38–56, Washington.

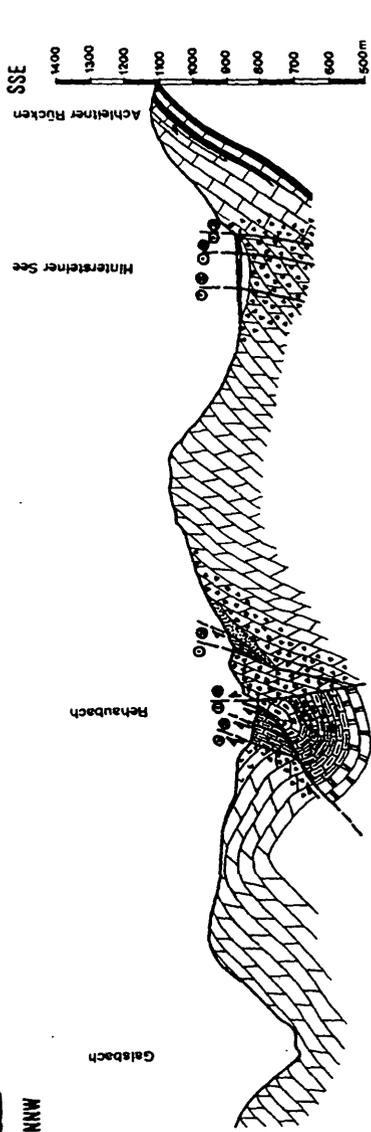
- PETIT, J.P. (1987): Criteria for the Sense of Movement on Fault Surfaces in Brittle Rocks. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 597–608, Oxford (Pergamon).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis. – 1–307, London (Academic Press).
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The techniques of structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. – 309–700, London (Academic Press).
- RATSCHBACHER, (1986): Kinematics of Austroalpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, **125**, 335–356, Amsterdam.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUR, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Boulder.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991): Lateral Extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10/2**, 245–256, Washington D.C.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, H.-G. (1991): Lateral Extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. – *Tectonics*, **10/2**, 257–271, Washington D.C.
- RIEDER, M. (1980): Die Geologie des Kaisergebirgssüdrandes am Hintersteiner See (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb TU München, München.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. – *Geology*, **16**, 8, 696–698, Boulder.
- ROYDEN, L.H. (1993): The tectonic expression of Slab Pull at continental convergent boundaries. – *Tectonics*, **12/2**, 303–325, Washington D.C.
- SCHLOSSER, M. (1904): Neue Fundorte von Versteinerungen in den Nordalpen. – *Cbl. f. Min. Geol. Paläont.*, 654–658, Stuttgart.
- SCHLOSSER, M. (1909): Zur Geologie des Unterinntales. – *Jb. Geol. R.-A.*, **59**, 525–574, Wien.
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line. – *Eclogae geol. Helv.*, **86/2**, 569–593, Basel.
- SCHNABEL, W. & DRAXLER, I. (1976): Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 325–357, Stuttgart.
- SCHULZ, O. (1996): Die Gesteinsrohstoffe des Zementwerkes Eiberg im Eiberger Becken bei Kufstein, Tirol (Exkursion C). – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **141**, 269–277, Wien.
- SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991): Kohle in Tirol: Eine historische, kohlenpetrologische und lagerstättenkundliche Betrachtung. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **13**, 123–213.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 1–74, Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STIER, P. (1986): Zur Geologie des Kaisergebirgs-Westrandes am Stadtberg bei Kufstein (Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU München.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, **76**, 647–664, Stuttgart.
- STINGL, V. & KROIS, P. (1991): Marine fan delta development in a Paleogene interior-Alpine basin: the basal Häring beds (Tyrol, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1991**, 427–442, Stuttgart.
- STINGL, V. & KROIS, P. (1992): Fluvial sedimentation in the Upper Oligocene of the Lower Inn Valley Paleogene basin (Tyrol, Austria). – Abstracts, 13th IAS Regional Meeting on Sedimentology, p. 138, Jena.
- TOLLMANN, A. (1969): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **61** (1968), 124–181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums - Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich - Außerzentralalpiner Anteil, Bd. 2. – 710 S., Wien (Deuticke).
- TOSCHEK, P.H. (1969): Sedimentologische Untersuchungen im Wettersteinkalk (Ladin) des Kaisergebirges (Tirol). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- WAGREICH, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide, niederösterreichische Kalkvorpalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 19–38, Wien.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 663–685, Wien.

- WAGREICH, M. (1991): Subsidenzanalyse an kalkalpinen Oberkreideseerien der Gosaugruppe (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1990/11**, 1645–1657, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – a model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **21**, 941–944, Boulder.
- WAGREICH, M. (1995): Subduction, tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242** (1995), 63–78, Amsterdam.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **110**, 235–254, Amsterdam.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen – graphische, rechnerische und statistische Verfahren. – 244 S., Stuttgart (Enke).
- WANKER, W. (1990): Strukturgeologische Untersuchung der Kaisergebirgsscholle und ihrer Unterlage mit einem Beitrag zur Sedimentologie und Fazies des Permoskyths südlich des Kaisers (Kufstein-St.Johann/Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck.

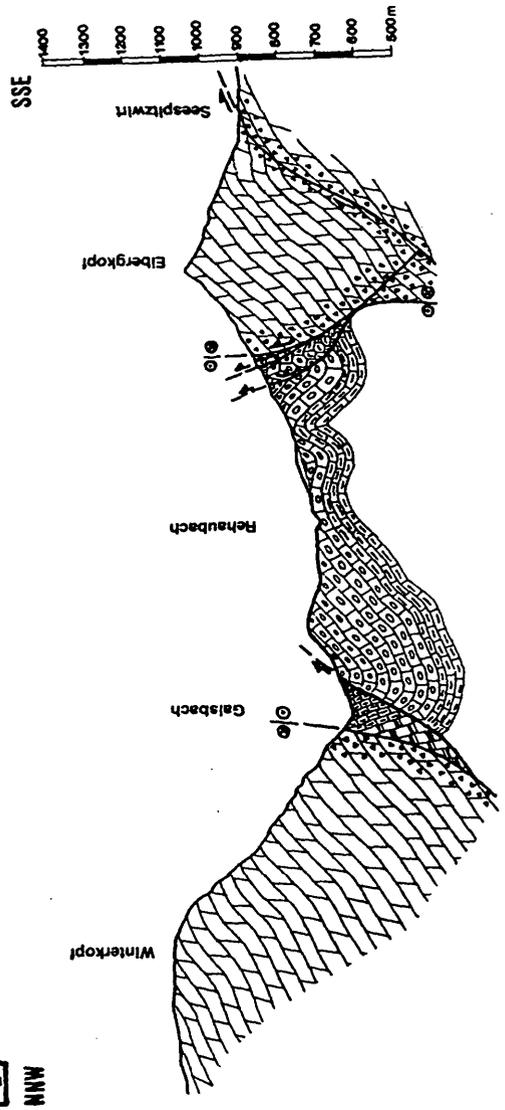
Anschrift des Verfassers:
 Mag. Alfred Gruber, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria.

Profilschnitte durch das Eiberger Becken. Die Lage der Profilschnitte ist in Abb. 9 dargestellt.

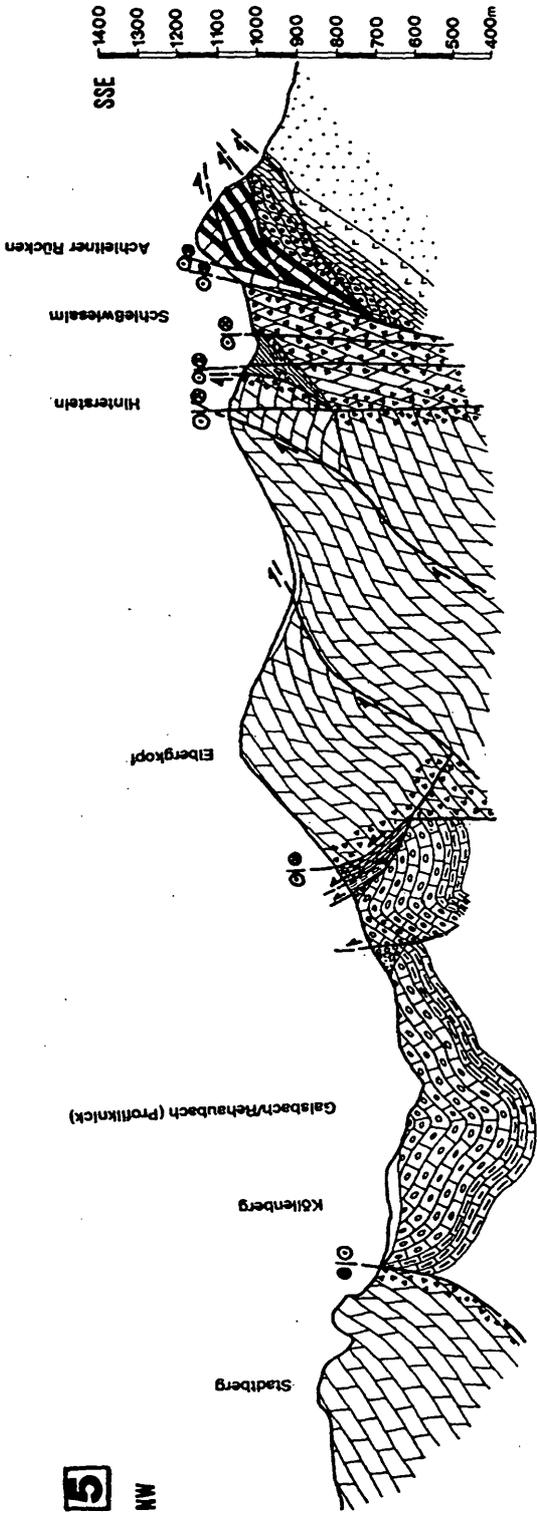




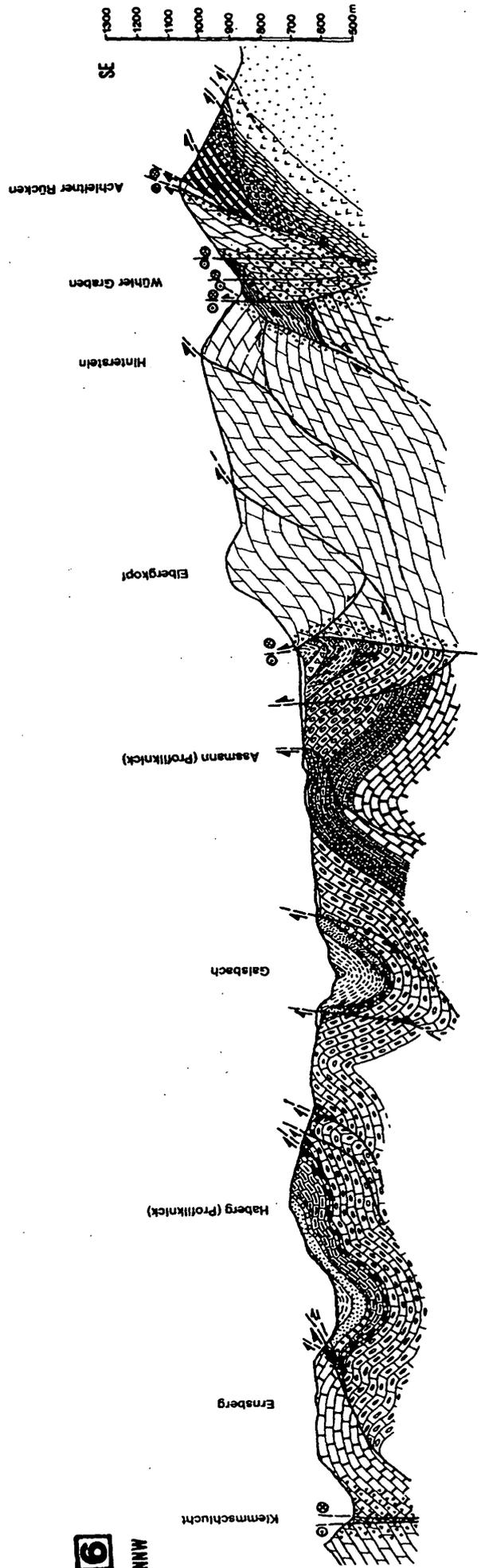
3 ANM



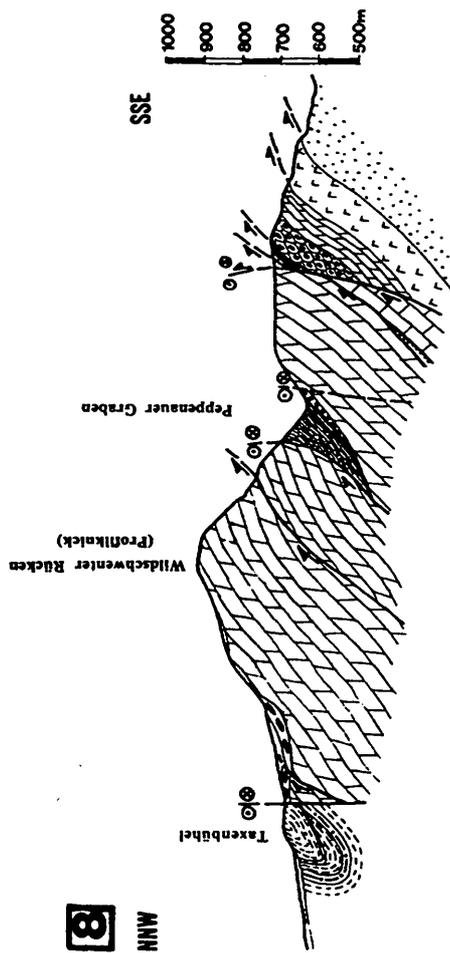
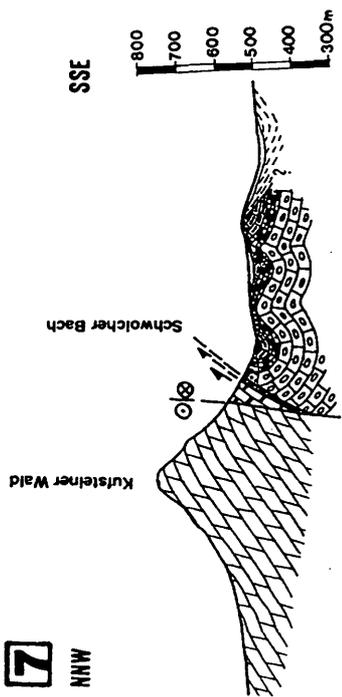
4 ANM



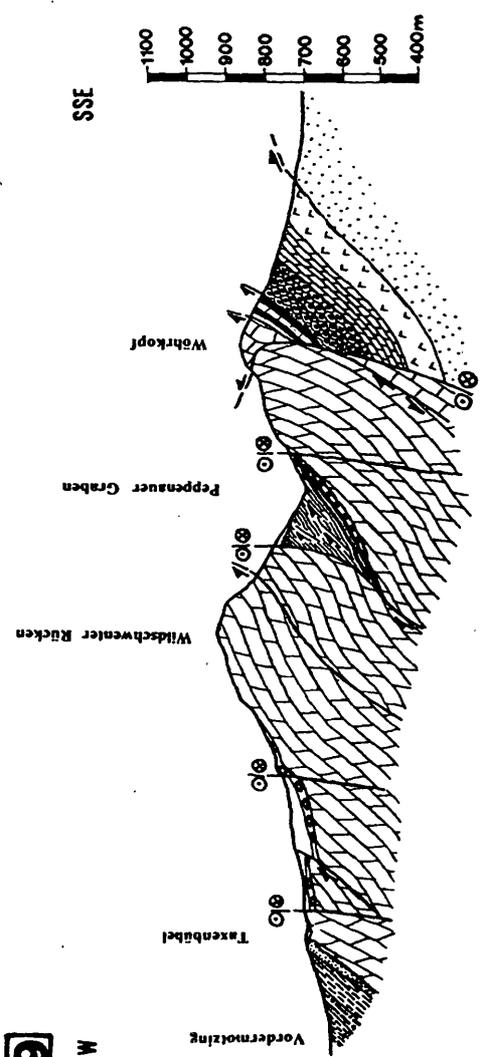
5 AN



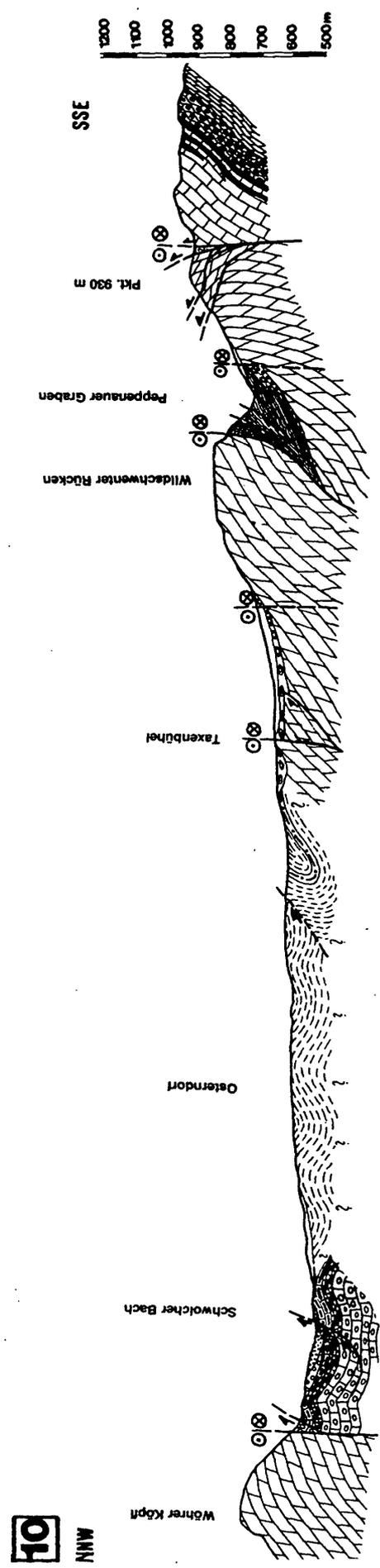
6 MN



AMN 6

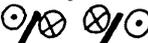


AMN 10



Legende zu den Profilen

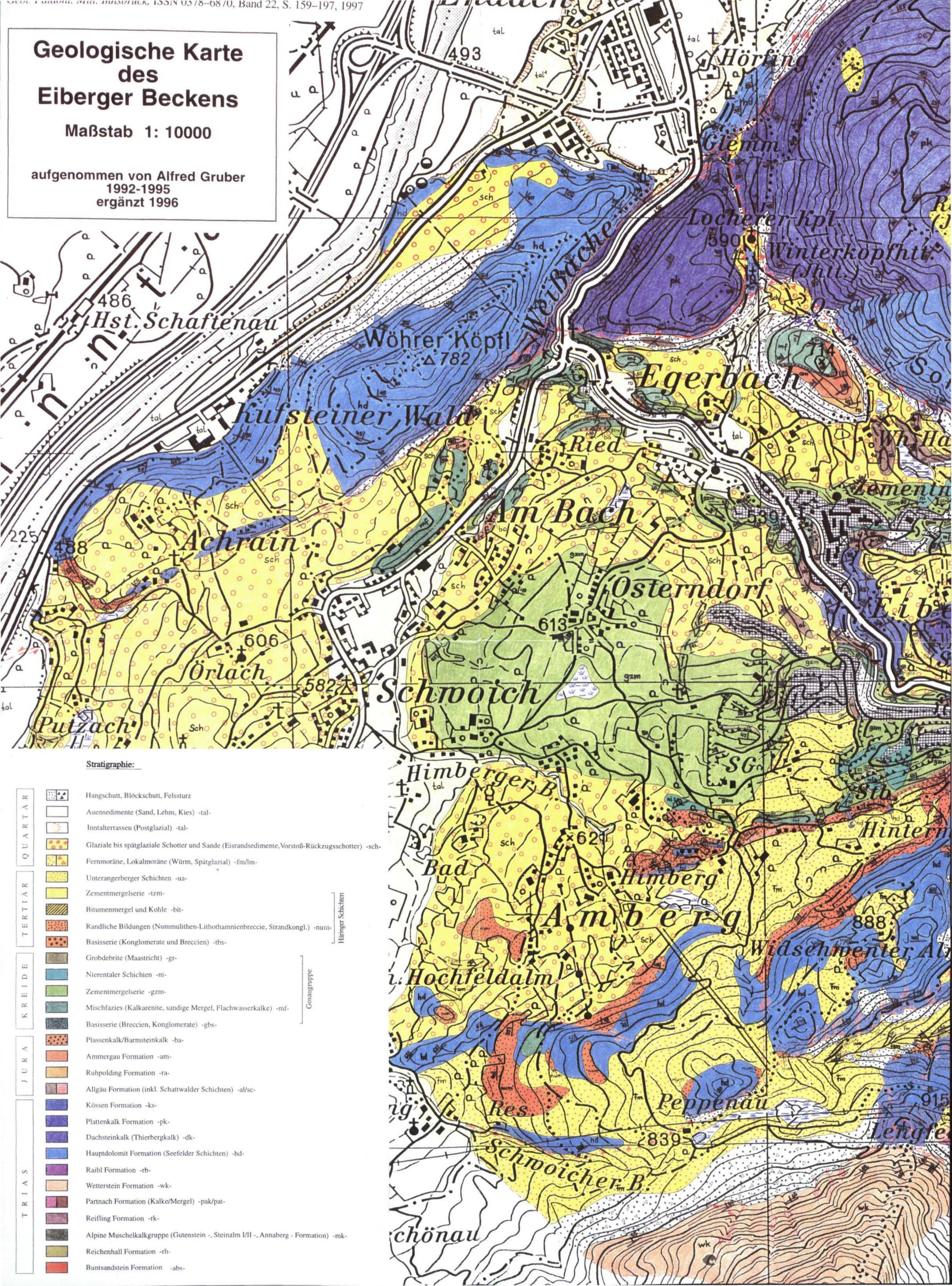
T e r t i ä r G o s a u J u r a T r i a s		Quartär (undifferenziert)
		Unterangerberger Schichten
		Randliche Bildungen (Nummulithen-Lithothamnienkalke)
		Zementmergelerde
		Bitumenmergel, Kohle
		Basisserie
		Grobdebrite
		Nierentaler Schichten
		Zementmergelerde
		Mischfazies
		Basisserie
		Ammergau Fm, Plassenkalk/ Barmsteinkalk
		Ruhpolding Fm
		Allgäu Fm
		Kössen Fm
	Plattenkalk Fm	
	Dachsteinkalk (Thierbergkalk)	
	Hauptdolomit Fm	
	Raibl Fm	
	Wettersteinkalk Fm	
	Partnach Fm	
	Reifling Fm	
	Alpine Muschelkalkgruppe	
	Reichenhall Fm	
	Alpine Buntsandstein Fm	

	Störungen, undifferenziert
	Sinistrale/dextrale Blattverschiebung
	Auf- Überschiebung (jung/alt)
	Abschiebung (jung/alt)
	Kataklasit

Geologische Karte des Eiberger Beckens

Maßstab 1: 10000

aufgenommen von Alfred Gruber
1992-1995
ergänzt 1996

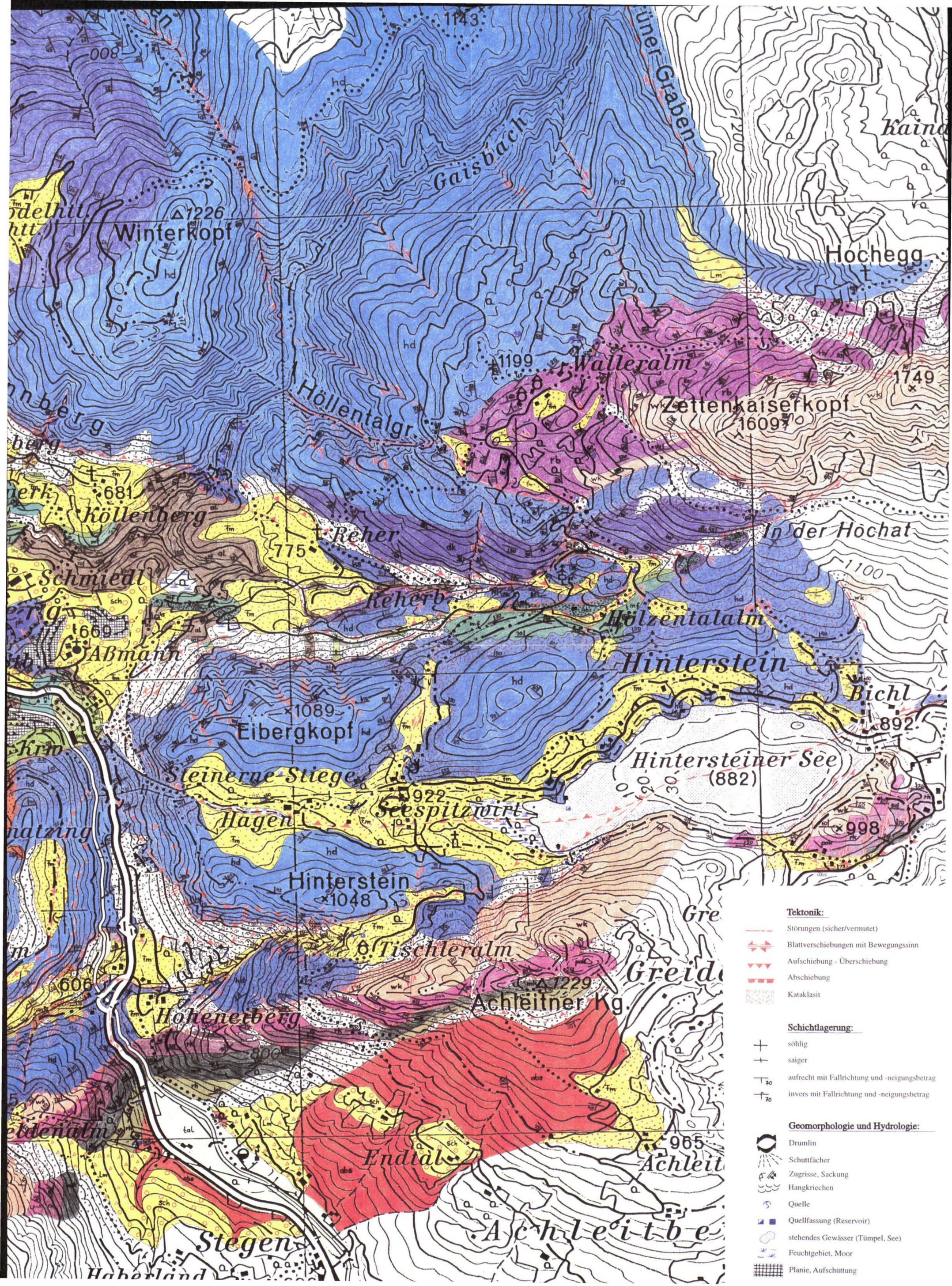


Stratigraphie:

QUARTÄR		Hangschutt, Blockschutt, Felssturz
		Auensedimente (Sand, Lehm, Kies) -tal-
		Inntalterrassen (Postglazial) -tal-
TERTIÄR		Glaziale bis spätglaziale Schotter und Sande (Eisrandsedimente, Vorstoß-Rückzugsschotter) -sch-
		Fernmoräne, Lokalmoräne (Würm, Spätglazial) -fm/lm-
KREIDE		Unterangerberger Schichten -ua-
		Zementmergelerde -tzm-
		Bitumenmergel und Kohle -bit-
		Randliche Bildungen (Nummulithen-Lithothamnienbreccie, Strandkongl.) -num-
		Basisserie (Konglomerate und Breccien) -tbs-
		Grobdebrite (Maastricht) -gr-
		Nierentaler Schichten -ni-
JURA		Zementmergelerde -gzm-
		Mischfazies (Kalkarenite, sandige Mergel, Flachwasserkalke) -mf-
		Basisserie (Breccien, Konglomerate) -gbs-
		Plassenkalk/Barmsteinkalk -ba-
		Ammergau Formation -am-
		Ruhpolding Formation -ra-
		Allgäu Formation (inkl. Schattwalder Schichten) -al/sc-
		Kössen Formation -ks-
		Plattenkalk Formation (Thierbergkalk) -pk-
		Dachsteinkalk (Thierbergkalk) -dk-
TRIAS		Hauptdolomit Formation (Seefeldler Schichten) -hd-
		Raibl Formation -rb-
		Wetterstein Formation -wk-
		Partnach Formation (Kalke/Mergel) -pak/pat-
		Reifling Formation -rk-
		Alpine Muschelkalkgruppe (Gutenstein -, Steinalm I/II -, Annaberg - Formation) -mk-
		Reichenhall Formation -rh-

Hiringer Schichten

Gosaugruppe



- Tektonik:**
- Störungen (sicher/vermutet)
 - Blattverschiebungen mit Bewegungssinn
 - Aufschübung - Überschiebung
 - Abschiebung
 - Kataklastit
- Schichtlagerung:**
- söhlig
 - saiger
 - aufrecht mit Fallrichtung und -neigungsbetrag
 - invers mit Fallrichtung und -neigungsbetrag
- Geomorphologie und Hydrologie:**
- Drumlin
 - Schuttfächer
 - Zugrisse, Sackung
 - Hangkriechen
 - Quelle
 - Quelfassung (Reservoir)
 - stehendes Gewässer (Tümpel, See)
 - Feuchtgebiet, Moor
 - Planie, Aufschüttung