

sein typisches uneinheitliches Erscheinungsbild und unterschiedlichen Grad der Deformation.

Es können massige, grobkörnige Partien mit bis zu mehrere Millimeter großen Porphy Quarzen von feinkörnigeren, geschiefert Partien unterschieden werden. Letztere sind durch ihren geringen Glimmeranteil immer von den Phylliten bzw. Phylloniten der Silbersbergdecke und des zentralalpinen Permo-Mesozoikums zu unterscheiden.

Die Kristallinschollen sind infolge ihrer geringen Mächtigkeit und der Lage an der Deckengrenze zwischen Norischer und Silbersbergdecke generell sehr stark deformiert und für geochemische und geochronologische Untersuchungen komplett ungeeignet. Generell kann jedoch eine Ähnlichkeit mit den Vorkommen bei Oberdorf und Neuberg a.d. Mürz festgestellt werden.

Die Gesteine dieser Schollen sind hauptsächlich Amphibolite, seltener treten Gneise auf. Glimmerschiefer konnten keine aufgefunden werden. Die Herkunft der Magnesitschollen, welche die gleiche tektonische Position wie die Kristallinschollen inne haben, ist unklar. Es handelt sich dabei um dunkel graue Magnesite, die an altpaläozoische Equivalente erinnern.

Die Gesteine der Silbersbergdecke gleichen jenen von Neuberg a.d. Mürz. Meist sind dies hell graue Phyllite bis Metakonglomerate, die durch einen durchgehenden Serizitbelag auf den Schieferungsflächen gekennzeichnet sind. Stellenweise war die duktile Deformation so intensiv, daß eine vollständige Rekristallisation der Komponenten erfolgte. Selten finden sich in die Phyllite eingeschaltet Grünschiefer. Wie schon bei Oberdorf und Neuberg a.d. Mürz werden diese Gesteine in Übereinstimmung mit NIEVOLL (1984) als Alpiner Verrucano interpretiert.

Die Veitscher Decke ist durch die intensive Tektonik in diesem Bereich stark reduziert und gewinnt erst gegen Osten größere Bedeutung. Im Arbeitsgebiet wurden vorwiegend graphitische Phyllite aufgefunden.

Das Mittelostalpin wird repräsentiert durch sein kristallines Basement, welches vorwiegend von hellen und dunklen Biotit-Feldspat-Gneisen aufgebaut wird, und seiner permo-mesozoischen Sedimentbedeckung, die von einem basalen Porphyroid, grau-grünem Alpinem Verrucano mit teilweise konglomeratischen Partien, hell grünlichem bis weißem Semmeringquarzit und hell grauem Thörl Kalk gebildet wird.

Eines der wesentlichsten Merkmale des Gebietes rund um den Pretalsattel ist eine prägende duktile Deformation, die nach der Deckenstapelung erfolgte und eine steilstehende, N-fallende Foliation mit einer flachen Streckungsliniation hervor rief. Im Zuge dieser strike-slip-Deformation wurden Protomylonite bis Ultramylonite gebildet. Diese textuelle Veränderung der verschiedenen Gesteine erschwerte deren Zuordnung zu den kartierten Einheiten wesentlich.

Vor allem entlang der Deckengrenze zwischen dem Blasseneckporphyroid und den Phylliten der Silbersberg Decke und beim Kontakt beider Einheiten mit den Kristallin- und Magnesitschürflingen kann die Intensität der Verformung gut beobachtet werden.

Als letztes formendes Element ist die Ausbildung spröder, steil stehender Störungen zu erwähnen, die den Deckenbau samt der Mylonite der duktilen strike-slip-Deformation blockartig zerlegt. Im Gelände sind diese spröden Störungen teilweise als rötliche Störungsbrekzien aufgeschlossen.

## **Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Deckschollengruppe der Neunkögel) auf Blatt 103 Kindberg**

VON GERHARD W. MANDL

Ziel der Untersuchung war die stratigraphische Gliederung und die Auflösung des tektonischen Internbaues jenes Deckschollenkomplexes, der den Höhenzug der Neunkögel SE' Gußwerk aufbaut. Gegen SE setzt sich dieses tektonische Element über die Weißalm und den Brachkogel, die Roten Mäuer und den Lechnerriegel fort, im NE greift es über den Lieglergraben hinweg und reicht bis an die Steilabstürze der Tonionalpe (Lechnermäuer, Weiße Mäuer) heran.

Die West- und Südbegrenzung dieses Deckschollenkomplexes ist der Ausbiß ihrer Überschiebungsfläche auf die Mürzalpendecke, deren Schichtfolge in der Fallensteinmulde bis empor zu Aflenzer Kalk und Zlambachschichten reicht (s. Bericht 1991, dieses Heft). Ab dem Jägerbauersattel gegen SE liegen die Deckschollen direkt dem Dolomitsockel auf, erst ab dem Aschauer Graben gegen Osten hin ist die kalkig-mergelige Obertriaschichtfolge wieder zwischengeschaltet.

Die Nordbegrenzung zum Tonionmassiv hin bildet eine steilstehende Bewegungsfläche, der Hauptast des Dobrein-Störungssystemes, entlang der lokal dunkle Mergel und selten Kalke (?Obertrias) tektonisch eingeschleppt sind.

Eine weitere steile Störungsfläche zerschneidet die Deckschollengruppe der Länge nach. Sie verläuft NNW-streichend über die Weißalm den Jägerriegel entlang in den Lieglergraben, quert schräg den Schopfriegel und vereint sich in spitzem Winkel südlich der Lechnermäuer mit dem Dobrein-Lineament.

Die Deckscholle ist westlich dieser Störung aus 3 Schuppen und einer basalen Schürflingszone aufgebaut, östlich davon sind nur die beiden obersten Schuppen erosiv angeschnitten.

Die Basisschürflinge SW' des Hiasbauernspitz und E' des Molterbodens dürften letzte Ausläufer jener eigenständigen Schuppe sein, die südlich des Brachkogels mit mitteltriadischen Buntkalcken und karnischen Schiefeln und Hornsteinkalken einsetzt. Überraschenderweise ergab eine erste Conodontenprobe aus den bunten Kalcken im Graben (Höhe 1120 m) SW' des Hiasbauernspitz obertriadisches Alter (*Epigondolella* cf. *quadrata*), sodaß diese Schürflinge den weit nach NW verschleppten Obertriasanteil der zuvor genannten Schuppe darstellen könnten. Die als Zlambachschichten in der Karte eingetragenen Mergel am Molterboden könnten damit auch karnischen Alters und Teil dieser Schürflingsmassen sein. Eine klärende Beprobung der Mergel und der begleitenden pelagischen Buntkalke ist vorgesehen.

Über diesem lückenhaften Schürflingsteppich erhebt sich wandbildend der Gutensteiner Kalk der untersten Schuppe. Diese erstreckt sich von der Weißalm über die SW-Flanke der Neunkögel bis westlich des Hiasbauernspitz und setzt sich nach einer Unterbrechung jenseits des Lieglergrabens auf der Westflanke des Schopfriegels fort. In letzterem Gebiet treten zunehmend dünnbankige dolomitische Partien im Gutensteiner Kalk in Erscheinung. Gleiche Ausbildung zeigen auch die kleinen isolierten Deckschollen westlich Ghf. Lechnerbauer, die daher wie schon bei CORNELIUS (1936) als Gutensteiner Schichten angesehen werden. Die Schichtfolge dieser Schuppe

umfaßt ferner noch hellen, kleinklüftig zerfallenden Dolomit, welcher eine Mächtigkeit von über 100 m besitzen dürfte.

Diesem Dolomit lagert mit diskordantem Basalzuschnitt die überwiegend pelagisch ausgebildete Schichtfolge der zweiten Schuppe auf. Ihr mitteltriadisch bis karnischer Serienbestand umfaßt verquetschte Reste von hellen Hornsteinkalken, bunte Hallstätter Kalke, graue mikritische Kalke gelegentlich mit feinem Biogendetritus (nahe Wettersteinkalk-Plattform ?), dunkle Kalke mit „Cidaris“-Stacheln und Riffschutt, dunkle allodapische Hornsteinkalke und zwischengeschaltete Reingrabener Schiefer. All diese Gesteine können, dem tektonischen Zuschnitt entsprechend, direkt auf dem Dolomit der Liegendenschuppe aufliegen. Diese tektonische Grenzfläche ist auf der NE-Seite der Neunkögel bei etwa hangparallelem Einfallen mehrmals großflächig erosiv freigelegt, wobei der zertrümmerte Dolomit, vermischt mit roten Drucklösungstönen und Karnschiefern, Anlaß zu ausgedehnten Rutscharealen bietet.

Darüber folgt schließlich eine dritte Schuppe, die hauptsächlich aus Wetterstein-Riffkalk aufgebaut ist. Örtlich gibt es Übergänge zu feinkörnig bis mikritischen Kalken im Liegenden und schwarzen „Cidariskalk“ mit Riffschutt im Hangenden.

Nach Osten zum Lieglergraben hin lagern, die zweite und dritte Schuppe randlich übergreifend, Orbitoidensandstein und graue, sandige Mergel der Gosau den Triaschichten sedimentär auf.

Östlich des Lieglergrabens sind, wie vorne erwähnt, nur noch die mittlere und obere Schuppe der Betrachtung zugänglich. Lediglich der Gutensteiner Kalk des Brachkogels dürfte der untersten Schuppe äquivalent sein. Der Grenzbereich ist aber durch großflächige Gosaubedekung (Weißalm – Toniongräben – Tonionböden) verhüllt.

Die guten Aufschlüsse entlang der Forststraße am Jägerriegel (mittlere Schuppe) boten Gelegenheit zu profilmäßiger Probennahme für ein Standardprofil der pelagischen Anis- bis Karnschichtfolge der Neunkögeldeckschollen:

Die Abfolge beginnt bei der Straßenbiegung, die den Jägerriegel durchschneidet. Nördlich davon ist der Basisabschnitt der Schichtfolge aufgeschlossen. Sie beginnt mit mittelgrauen, undeutlich dickbankigen Kalken mit gelegentlichen Einstreuungen von Crinoidendetritus. Darüber folgt mit scharfer Grenze dunkler, gebankter, lagenweise extrem knolliger Kalk mit violetten bis gelblichgrünen Tonfasern zwischen den Knollen. Nach etwa 6 m wird das Gestein heller, nach weiteren 3 m treten erste Hornsteinknollen auf, welche die nächsten 3 m häufig bleiben. Mit dem Farbumschlag zu rosa setzen die Hornsteine wieder aus. Nach etwa 5 m wird die Bankung undeutlich, die Färbung nimmt für einige Meter ein kräftiges Rot an, um schließlich wieder zu blaßbunten Farben abzufallen. Etwa 12 m über der Basis des roten Abschnittes werden das Ende des zugänglichen Aufschlußbereiches und zugleich die ersten grauen Kalkbänke erreicht. Über die Alterseinstufung dieser Abfolge kann nach ersten Conodontentests folgendes berichtet werden:

Die basalen grauen Kalke enthalten vereinzelte Astformfragmente und die pelsonische Leitform *Nicoraella kockeli*. Mit Einsetzen der dunklen Knollenkalke tritt ein reiches Gondolellen-Spektrum hinzu, *N. kockeli* ist bis etwa 1 m über der Knollenkalkbasis nachweisbar. Darüber folgen (?oberanische) Faunen mit elongaten Gondolellen (*G. constricta*-Gruppe). Die erste *Gladigondolella tethydis* tritt in der hangendsten Bank der grauen Hornsteinkalke auf. Die

darüber folgenden Buntkalke enthalten Vergesellschaftungen von *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella excelsa*, *Gondolella pseudolonga* und selten *Gondolella trammeri*; sie sind damit bereits ins Unterladin zu stellen.

Die Hangendfortsetzung der Abfolge ist im weiteren Verlauf der Forststraße gegen Osten hin aufgeschlossen. An tektonisch zertrümmerten Rotkalk, altersgleich mit dem zuvor genannten, grenzen ebenfalls tektonisch zerlegte rötlichgraue Kalke. Sie sind nach ihrer Fauna mit *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella polygnathiformis* und *Gondolella cf. auriformis* bereits ins Unterkarn zu stellen. Der oberladinische Anteil der Abfolge dürfte hier störungsbedingt unterdrückt sein. Nach etwa 20 m Mächtigkeit schlägt die Farbe von Grau allmählich (Wechsellagerungsbereich) zu Schwarz um. Lösproben ergaben ab hier meist nur Astformen des *tethydis*-Multielementes, in einer Probe *Gladigondolella malayensis malayensis* und in den meisten Proben noch unbestimmte Foraminiferen, Ostracoden, Holothurien-sklerite und Schwammspiculae (z.T. pyritisiert). Makroskopisch sind in manchen Bänken kalkarenitische Schüttungen erkennbar, knapp unter den schwarzen Mergelkalken, die zu den Karnschiefern überleiten, sind einige helle, dolomitisierte Bänke mit grobem Riffschutt (Kalkschwämme) eingeschaltet. Der hangend folgende Bereich mit schwarzen Reingrabener Schiefen, eingelagerten Fossilschuttkörpern und allodapischen Hornsteinbankkalken zeigt die gewohnt unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse und Tendenz zu ausgedehnten Massenbewegungen.

Die hier an den Detritusschüttungen erkennbare Existenz einer benachbarten Wettersteinkalk-Plattform wird in den weiter nördlich gelegenen Teilen dieser Schuppe direkt sichtbar: Nördlich des alten Steiges, der aus dem Lieglergraben zur Liegleralm empor führt, ist bereits ein einige 10 m mächtiges Paket von Wettersteinriffschutt zwischen die grauen pelagischen Kalke im Liegenden und die terrigenen Karnserien im Hangenden eingeschaltet. Es zeichnet sich damit innerhalb dieser Schuppe der laterale Wechsel vom Becken zur Plattform hin ab.

Die darüber auflagernde obere Schuppe besteht, ähnlich wie westlich der Störung im Lieglergraben, wieder nahezu zur Gänze aus Wettersteinriffkalk mit lokal erhaltenen Resten auflagernder schwarzer Schwamm- und „Cidariskalke“ (E' Liegleralm, Rotwandl). Gekrönt wird diese Hangendschuppe östlich Liegleralm auf Höhe 1200 m von einem letzten Erosionsrest von Gosaukonglomerat und Orbitoidensandstein. Dies dokumentiert zugleich den bedeutenden nachgosauischen Vertikalversatz, welcher zusätzlich zu den Horizontalbewegungen am Dobreinlineament stattgefunden hat: Westlich der Störungszone transgredieren die gleichen Gosaugesteine auf Wettersteinkalk der Hangendschuppe in Höhen um 900 Meter.

Übersichtsbegehungen und Probennahme in der Gosaumulde der Mooshuben ergaben, daß die bisher vorliegenden Kartendarstellungen einer Überarbeitung bedürfen, da keine den stratigraphischen und tektonischen Internbau dieses schlecht aufgeschlossenen Areales befriedigend darstellt.

Als vermutlich ältestes Gestein konnte ein Rudistenriff entdeckt werden, das als markante Felsklippe aus dem Wald herausragt und auf Werfener Schiefer aufsitzt. Es wird von grauen, sandigen Mergeln überlagert (bisher nannosteril).

Andernorts ruhen Orbitoidensandsteine dem triadischen Untergrund transgressiv auf, werden ebenfalls von einer Sandstein/Mergel-Serie überdeckt, deren Nannoflora auf Campan – Maastricht hinweist:

92/135 *Watznaueria barnesae*  
*Stradneria crenulata*  
*Lucianorhabdus cayeuxi*  
*Calculites obscurus*  
*Cribrosphaerelle ehrenbergii*

Im Hangenden folgen dann lokal bunte Nierentaler Schichten des Maastricht:

92/144,156 *Arkhangelskiella cymbiformis*  
*Calculites obscurus*  
*Micula decussata*  
*Stradneria crenulata*  
*Watznaueria barnesae*

Die alttertiären Anteile der Gosauschichtfolge dürften dann diskordant über einem endkretazisch erosiv und/oder tektonisch überprägten Untergrund auflagern. Sie greifen dabei über die Begrenzung der älteren Gosau hinweg und transgredieren über die rahmenden Triasgesteine (z.B. Dachsteinkalk der Sauwand-Ostseite).

Diese Abfolge beginnt mit überwiegend kalkigen Sandsteinen bis Feinbreccien mit eingestreuten kalkigen und siliziklastischen Geröllen. Kennzeichnend für diese Serie ist das oft massenhafte Auftreten von Milioliden. Diese sind mit der Lupe im Gelände gut erkennbar und stellen das einzige sichere Merkmal zur Abtrennung von dem manchmal sehr ähnlichen, kretazischen Orbitoidensandstein dar. Aus einer grünen, mergeligen Zwischenlage liegt eine Nannoprobe vor:

92/154 *Cruciplacolithus tenuis*  
*Ericsonia cava*  
*Prinsius bisulcus*  
*Thoracosphaera operculata*  
Frühes Paleozän (NP 2)

In unklarer Beziehung zu dieser Serie stehen meter- bis hausgroße Blöcke von roten und weißen Riffkalken vom Typ des paleozänen Kambüehelkalkes. Kleine Komponenten der hellen Variante dürften bereits in dem Milioliden-sandstein enthalten sein.

Mächtige Breccien- und Olisthostromkörper, die oft über dem Milioliden-sandstein auflagern, enthalten ebenfalls Komponenten dieser Riffkalke sowie die gesamte Bandbreite der umgebenden Permotrias- und Kreidegesteine.

Vermutlich den Abschluß dieser Folge stellen gebankte Sandsteine mit sandig-mergeligen, grünlichen Einschaltungen dar, welche Teile des aufschlußlosen Wiesengeländes der Mooshuben bedingen und im Süden bis ins Falbersbachtal herabreichen. Proben aus Aufschlüssen im Bachbett bei der Häusergruppe Freingraben ergaben höheres Paleozän (NP 6):

92/172,173,174 *Ericsonia cava*  
*Ericsonia robusta*  
*Fasciculithus tympaniformis*  
*Heliolithus kleinpellii*  
*Toweius cf. eminens*

Die gesamte komplexe Abfolge wird nachgosauisch noch von NW–SE-streichenden Störungen zerschnitten und vermutlich auch intern verschuppt.

Ergänzende Kartierung und begleitende Probenauswertung ist hier noch dringend nötig, um zu einem sinnvollen Kartenbild zu gelangen.

## Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Bereich Prolesalpe) auf Blatt 103 Kindberg

Von KONRAD STRELE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im gesamten Gebiet lassen sich drei Einheiten unterscheiden:

### Mürzalpendecke

Die Hauptmasse dieser gegen N hin in W–E-Richtung in etwa durch die Proleswand begrenzte Decke wird durch Ramsaudolomit gebildet.

Im gesamten Bereich kommt er in seiner typischen Ausprägung, nämlich hellweiß, stark zerklüftet bis mylonitisiert und massiv vor.

Sukzessive geht dieser in Aflenzer Kalk über. Dies ist zum einen gekennzeichnet durch eine eintretende Feinbankung mit einer Abnahme der Dolomitisierung bei gleichzeitiger dunkel werdender Färbung. Lithologisch sind dies zumeist pelsparitische (Packstones) Kalke mit einer welligen Schichtung, manchmal bemerkt man auch das Herauswittern eines gelben tonigen Zwischenmittels, sodaß eine verblüffende Ähnlichkeit zu Reiflinger Kalken besteht. Stellenweise wie etwa in den Krautgärten können starke Häufungen von Brachiopoden (*Halorella pedata*) auftreten.

Die Zlambachmergel schließlich, sieht man von Resten an Hierlatzkalken ab, bilden den Abschluß der Gesteinsserie in der Mürzalpendecke. Deren Entwicklung läßt sich ebenso als kontinuierlicher Prozeß der Herausentwicklung aus den Aflenzer Kalken beschreiben. So können schon in den Aflenzer Kalken gelegentlich schwarze Mergel zwischenlagern (so z.B. im Graben S des Engelreichbodens), die gegen das Hangende die „Oberhand“ gewinnen. Schließlich gehen diese schwarze in braune Mergel über.

Auffällig am Auftreten der einzelnen Formationen ist, daß der E des Grates zwischen Kl. Königskogel und Kl. Proles fast ausschließlich auftretende Ramsaudolomit W dieser Linie fast gar nicht mehr vorkommt. Als Erklärung für dieses Phänomen kann man das deutliche Vorherrschen eines Westfallens der Schichtfolgen anführen. Dies hat zur Folge, daß vor allem die plastischen Zlambachmergel, bedingt durch der anhand von Gefügemessungen bestätigten W–E-Einengung, vom spröden Sockel weg nach W hin abgeglitten sind.

Was die obertriadischen Gesteine im Spießental betrifft, so dürfte das dort an einer WSW–ENE-streichenden Antiklinale hochgeschürfte Material tatsächlich der Mürzalpendecke zuzuordnen zu sein. Dafür spricht, daß die dortigen Aflenzer Kalke in einer Ausprägung ähnlich derjenigen der übrigen Mürzalpendecke vorliegen (tiefschwarz, relativ monoton, Hornsteinknollen fehlen), und, daß der Kontakt zwischen Zlambachmergeln und den Hallstätter Graukalken der Prolesdecke dort tektonisch ist, d.h. es fehlt dort die zu erwartende Übergangsfazies zu den Zlambachmergeln, ebenso wird die Schichtgrenze beider Gesteine durch ein, zwar stark erodiertes, aber noch deutlich erkennbares WSW–ENE-streichendes Wandbruchsystem markiert.

### Prolesdecke

Derer Schichtfolge beginnt mit einem W des Hammergrabens parallel zu diesem verlaufenden dünnen Dolo-