

Die Geologie des Kartenblattes Grünau – ein Überblick

Hans EGGER & Dirk VAN HUSEN

Zusammenfassung

Zu den Hauptergebnissen der Neukartierung von Blatt Grünau im Almtal zählt die Klärung der Tektonik der Flyschzone, in der zahlreiche Überschiebungen und Blattverschiebungen nachgewiesen werden konnten. Auch die Ultrahelvetikumfenster in der Flyschzone sind manchmal an Überschiebungen gebunden, zum Großteil aber an Blattverschiebungssysteme. Ein älteres dextrales, NW–SE-streichendes Blattverschiebungssystem wird von einem jüngeren sinistralen NE–SW-streichenden System versetzt. Beide Systeme lassen sich auch in den Nördlichen Kalkalpen nachweisen. Das dextrale System ist dort vor allem durch die Windischgarstener Störung vertreten, an die das Grünauer Halbfenster gebunden ist, in dem Rhenodanubischer Flysch und Gesteine der St. Veiter-Ybbsitzer und der Grestener Klippenzone zu Tage treten. Bei der Windischgarstener Störung handelt es sich um eine ca. 6km breite Störungszone, deren Äste auch die Strukturen innerhalb der gesamten Hochsalm-Gruppe versetzen.

Ein wichtiges neues Ergebnis für die regionale Geologie der Nördlichen Kalkalpen ist die Auskartierung der Totengebirgs-Überschiebung, deren Nordrand wesentlich weiter nördlich als zuvor gedacht liegt. Auch hier im Süden des Kartenblattes wurden große Bruchsysteme festgestellt. An diese sind Vorkommen von Haselgebirge (z.B. im Sandgraben) und Werfener Schichten (z.B. am Steinberg) eingeklemmt.

Die ausgedehnte quartäre Bedeckung des Kartenblattes zeigt, dass sich in allen Eiszeiten ein eigenständiger Gletscher im Almtal entwickelte, der nicht vom Eisstromnetz abhängig war. Ein Moränenwall bei Hochreith belegt, dass der Mindelgletscher das Tal mit einem mächtigen Gletscher erfüllt hat. Er reichte aber nicht über den Alpenrand hinaus, da hier unmittelbar am Rand der Flyschzone auf breiter Front die jüngeren Deckenschotter entwickelt sind. Im Mindel haben die Gletscher aus dem Trauntal und Kremstal mit ihren Zungen mächtige Moränenablagerungen auf dem Kartenblatt hinterlassen.

Aus der vorangegangenen Kaltzeit stammt die „Weiße Nagelfluh“, die entlang der Laudach, Dürren Laudach und Alm verbreitet ist und ehemals in vielen Steinbrüchen als Baustein gewonnen wurde.

Während der Riß- sowie der Würmeiszeit entwickelten sich im Almtal und an der Nordseite des Kasberges große Gletscher, während in den anderen Tälern mit ihrer niedrigeren Umrahmung sich nur kleine Eiszungen bildeten. Die Täler dazwischen waren mit Eisstauseen und deren Sedimenten erfüllt. Gegen Ende des Spätglazials (Ältere Dryas) ereignete sich in der Hetzau (Büchsenkar) ein Bergsturz mit einer Kubatur von ca. 0,5km³. Er erfüllte das Tal des Straneggbaches mit einem Trümmerstrom bis zum Almtal, wo er einen mächtigen Murenstrom auslöste, der im Almtal bis ins Becken von Grünau eine mächtige Terrasse hinterließ.

I. Einleitung

Da das Kartenblatt Grünau im Almtal samt Erläuterungen rechtzeitig zur Arbeitstagung erschienen ist, erübrigt es sich hier, eine ausführliche Darstellung der geologischen Verhältnisse zu geben. Es werden daher lediglich die wichtigsten Grundzüge der Stratigraphie und Tektonik des bearbeiteten Gebietes kurz zusammengefasst.

Auf dem Kartenblatt treten von Norden nach Süden folgende tektonische Haupteinheiten auf: die Molassezone, das Südhelvetikum und Ultrahelvetikum, die Rhenodanubische Flyschzone und die Nördlichen Kalkalpen. In Abbildung 1 ist die ursprüngliche paläogeographische Anordnung dieser Einheiten in der Oberkreide zu sehen, wobei die Breite der einzelnen Fazieszonen unklar ist und daher nur schematisch bzw. unterbrochen wiedergegeben wurde.

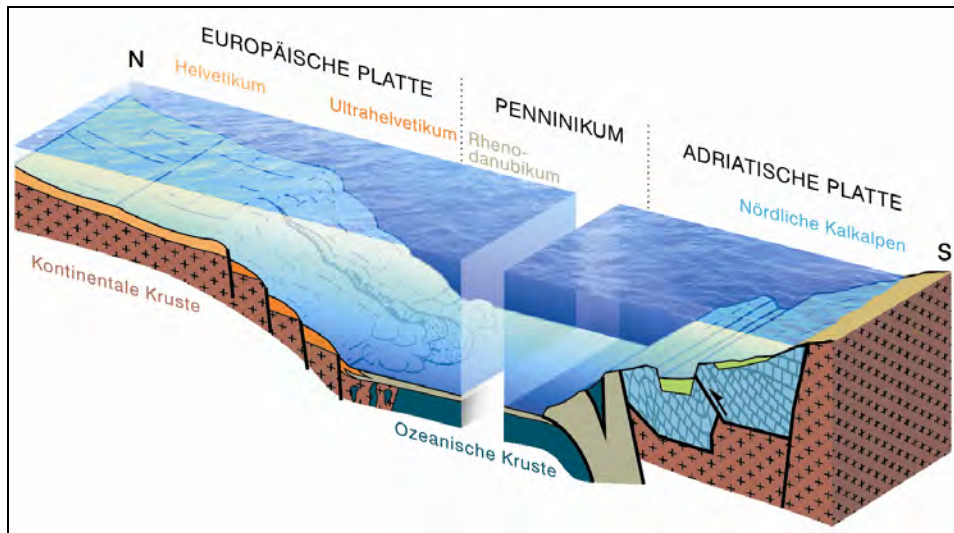


Abb. 1: Die paläogeographische Anordnung der Ablagerungsräume der alpinen Einheiten in der Oberkreide.

2. Stratigraphie der Präquartären Einheiten

2.1. Die Nördlichen Kalkalpen

Mehr als die Hälfte des Kartenblattes Grünau im Almtal wird von den Nördlichen Kalkalpen eingenommen, die von der Adriatischen Platte stammen (Abb. 1). Die kalkalpine Schichtfolge reicht vom oberpermischen Haselgebirge bis zur oberkretazischen Unteren Gosau-Subgruppe und umfasst somit eine Sedimentationsdauer von rund 170 Millionen Jahren. Während dieser langen Zeit wurden vor allem Seichtwassersedimente abgelagert. Die ältesten Gesteine der Nördlichen Kalkalpen, Haselgebirge und Werfener Schichten, treten auf dem Kartenblatt immer isoliert auf und sind stets an tektonische Störungen gebunden. Flächenmäßig dominieren auf dem kalkalpinen Anteil des Kartenblattes der obertriassische Hauptdolomit und der mitteltriassische Wettersteinkalk und Wettersteindolomit; große Gebiete werden auch von der mitteltriassischen Gutenstein-Formation eingenommen.

Nach MOSER (1992) geht der typische dünnbankige, stark bituminöse, ebenflächig geschichtete, schwarze bis dunkelgraue Gutensteiner Kalk in einen wellig geschichteten bis knollig gebankten Kalk über (Gutensteiner Kalk s.l.), aus dem *Paragondolella bifurcata* das obere Pelsonium belegt. Dieses Gestein kann manchmal sehr ähnlich jenen der Reifling-Formation sein, enthält aber keine Hornsteine. Die dolomitischen Einschaltungen innerhalb der Gutenstein-Formation können sehr ähnlich dem Hauptdolomit sein, was KIRCHMAYER (1956) irrtümlicherweise veranlasste im Kasberg-Gebiet ein tektonisches Fenster („Tanzbodenfenster“) anzunehmen. Neben dem Dolomit gibt es in der Gutenstein-Formation auch Einschaltungen von hellen Detrituskalken (Steinalmkalk), die z.B. am Weg von der Sepp-Huber-Hütte zum Kasberggipfel in einer inversen Schichtfolge direkt über oberpelsonischer Reifling-Formation liegen. Wegen der stark gestörten Lagerungsverhältnisse und der intensiven Faltung (Abb. 2) ist die Mächtigkeit der Gutenstein-Formation schwer abschätzbar. Sie liegt vermutlich zwischen 100–150 m.



Abb. 2: Gefaltete Gutenstein-Formation an der Kasberg-Straße.

Bei der Reifling-Formation handelt es sich um graue gebankte und wellig bis knollig geschichtete Hornsteinkalke (Abb. 3), in die allodapische Kalkbänke vom Typus des Raminger Kalks eingeschaltet sein können. Manchmal treten auch braune Hornstein führende Dolomite (z.B. im Kasberggebiet, am Benn-Nock nördlich der Sepp-Huber-Hütte) auf. Einzelne grüne Tuffitlagen kommen im unteren Oberladinium vor. Die Mächtigkeit der Formation ist auf Grund der Faltung und anderer tektonischer Komplikationen schwer zu bestimmen, dürfte aber bei rund 100m liegen. Der ladinische Anteil der Reifling-Formation konnte vor allem in dem von MOSHAMMER (1994) detailliert untersuchten Gebiet im Südosten des Kartenblattes nachgewiesen werden. Dort, im Bereich des Zösengrabens und Katzensgrabens, liegen auch die flächenmäßig größten Vorkommen der Formation. Die von L. KRYSZYN (Institut für Paläontologie der Universität Wien) bestimmten Conodontenfaunen aus dem Katzensgraben enthielten *Neogondolella transitans* und *Neogondolella praehungaricans* aus dem Unterladinium. Als jüngstes Faunenelement konnte aus dem oberen Abschnitt der Reifling-Formation *Gladiogondolella tethydis* nachgewiesen werden, die ein oberladinisches Alter belegt.

Gladiogondolella tethydis wurde gemeinsam mit „*Epigondolella*“ *mungoensis* und *Gondolella inclinata* von G. Mandl in einer Probe aus dem obersten Abschnitt der Reifling-Formation am Zwillingskogel bestimmt (EGGER, 1992). Damit konnte nachgewiesen werden, dass auch am Nordrand der Kalkalpen die Reifling-Formation bis ins obere Ladinium (Langobardium 2–3) hinaufreicht. Direkt darüber folgt in diesem Profil dickbankiger, lagunärer Wettersteinkalk.

Die Basis des Wettersteinkalks scheint diachron zu sein. Die Conodontendaten aus der unterlagernden Reifling-Formation (s. oben) deuten darauf hin, dass der Wettersteinkalk am Zwillingskogel erst im obersten Ladinium oder im Cordevolium einsetzt. Im Bereich der Hochsalm-Gruppe dagegen belegen zahlreiche Funde der Kalkalge *Diplopora annulata* aus dem Bereich der Jansenmauer nördlich von Grünau (PIA, 1943) das untere bis mittlere Ladinium (Fassanium bis Langobardium 1). Aber auch im Bereich der Hochsalm-Gruppe reicht der Wettersteinkalk bis ins Karnium (Julium) hinauf, wie die von PIA (1943) bekannt gemachten Funde von *Poikiloporella duplicata* belegen, die vom Hutkogel, Rauhkogel und dem hinteren Stoßbachgebiet stammen.



Abb. 3: Hornsteinkalk (unteres Illyrium) der Reifling-Formation am Weg ca. 100m südlich der Sepp-Huber-Hütte.

Während auf dem Kartenblatt im Norden der Kalkalpen Wettersteinkalk vorkommt (Abb. 4), ist der Wettersteindolomit vor allem im Südteil des Kartenblattes verbreitet. Dabei handelt es sich um einen ungebankten grauen bis weißen sekundären Dolomit. Eine Bankung kann meist nicht erkannt werden, das Einfallen kann daher nur selten bestimmt werden, wenn stromatolithische Lagen oder andere schichtgebundene sedimentäre Strukturen vorhanden sind. So wurden z.B. an der Forststraße gleich südlich der Jagdhütte Miraberg dunklere Lagen im ansonsten hellen Wettersteindolomit beobachtet. Die Mächtigkeit des Wettersteindolomits ist schwer abzuschätzen, da er von zahlreichen Störungen versetzt wird, sie liegt aber sicher im Bereich von etlichen 100m, vermutlich sogar von mehr als 1000m.

Damit ist der Wettersteindolomit nach dem etwa 1500m mächtigen Hauptdolomit die mächtigste Formation der Kalkalpen auf dem Blatt Grünau im Almtal. Der Hauptdolomit ist flächenmäßig das am häufigsten vorkommende Gestein des Kartenblattes. Es handelt sich dabei um mittel- bis dickbankige, meist hellbraune Dolomite, die im frischen Anschlag bituminös riechen. Stromatolithische Lagen (Algenrasen) können immer wieder beobachtet werden, andere Makrofossilien wurden auf dem Kartenblatt in dieser Formation nicht gefunden. Gegen das Hangende geht der Hauptdolomit durch die Einschaltung von dünn- bis mittelbankigen grauen Kalken im Dolomit in den Plattenkalk über. Noch weiter im Hangenden treten die Dolomitbänke zu Gunsten von grau verwitternden Kalken zurück, die nur stellenweise Dolomitisierung zeigen.

Dachsteinkalk mit Megalodonten wurde am Glöcklerweg nördlich von Grünau beobachtet. Entlang der neu gebauten Forststraße zeigt der meist mittel- bis dickbankige Dachsteinkalk mehrfach wenige Meter mächtige Einschaltungen von dünnbankigen, dunkelgrauen Knollenkalken, die auf eine fazielle Verzahnung mit der Kössen-Formation hindeuten, die ihre weiteste Verbreitung auf dem Kartenblatt im Tissenbachtal der Hochsalm-Gruppe hat. Ausschließlich in der Hochsalm-Gruppe treten auch Juragesteine auf, wobei die Ammergau-Formation möglicherweise bereits bis in die Unterkreide hineinreicht. Im Norden der Hochsalmgruppe, am Kontakt zur Flyschzone, tritt auch die mittelkretazische Losenstein-Formation auf, die an einigen Stellen reichlich Konglomerate führt, deren Blöcke Durchmesser bis 0,5m aufweisen können (EGGER et al., 2007; SCHUSTER et al., 2007).



Abb. 4: Der Wettersteinkalk am Zwillingskogel bei Grünau.

Die jüngsten kalkalpinen Gesteine des Kartenblattes treten südlich des Traunsteins, im Eisenbachtal, auf. Es sind die Gesteine der Unteren Gosau-Gruppe aus dem Mittel-Turonium bis Coniacium (HRADECKÁ et al., 2005). Ein Teil der Schwarzschiefer der Eisenbach-Gosau dürfte wohl – mangels mariner Mikrofossilien – in einem limnischen Ablagerungsraum unter schlecht durchlüfteten, anaeroben Bedingungen abgelagert worden sein.

2.2. Die Rhenodanubische Flyschzone

Die Unter- und Mittelkreide-Formationen des Rhenodanubischen Flysches liegen auf Blatt Grünau im Almtal nur in stark reduzierter Form vor. Die Tristel-Formation („Neokomflysch“) konnte überhaupt nicht nachgewiesen werden. Die Rehbreingraben-Formation („Gaultflysch“) tritt nur in einigen tektonisch isolierten Vorkommen auf, so etwa im Grünauer Halbfenster oder in den Rahmen mancher Ultrahelvetikumfenster der Flyschzone. Der Name Rehbreingraben-Formation (nach dem Rehbreingraben am Hörnle nördlich von Oberammergau in Bayern) wurde von WORTMANN et al. (2004) in die Literatur eingeführt. Er ersetzt den alten Namen „Gaultflysch“ bzw. „Flyschgault“ und wird auf Blatt Grünau im Almtal zum ersten Mal auch für den östlichen Teil des Rhenodanubischen Flysches verwendet. Lithologisch handelt es sich bei der Rehbreingraben-Formation um Glaukonit führende, splitterig brechende Quarzsandsteine, die auch als Lesesteine gut kartierbar sind. Dominierend sind aber, nach den wenigen kleinen Aufschlüssen zu schließen, dunkelgraue bis schwarze, turbiditische Tonsteine bis Tonmergel und nichtturbiditische hellgrüne bioturbate Tonsteine. Auf Grund ihrer Armut an kalkigem Plankton ist die Rehbreingraben-Formation biostratigraphisch nur schwer einzustufen. Die besten Ergebnisse liefern noch die Palynofloren, die meist ein Albium-Alter belegen. Der gesamte Ablagerungszeitraum reicht vermutlich vom oberen Barremium bis ins oberste Albium, umfasst also rund 25 Millionen Jahre.

Die „Unteren Bunten Mergel“ der Albium/Cenomanium-Grenze konnten auf dem Kartenblatt nicht nachgewiesen werden, treten aber auf dem benachbarten Blatt 66 Gmunden (EGGER et al., 2007) und auf Blatt 65 Mondsee auf (EGGER, 1993; WAGREICH et al., 2007). Die Reiselsberg-Formation kommt auf dem Kartenblatt nur an wenigen Stellen vor. Der beste Aufschluss befindet sich südwestlich von Magdalenaberg, wo an einem Prallhang unterhalb der Brücke nördlich von Dörfel Sandsteinbänke mit Pelitzzwischenlagen aufgeschlossen sind. Psammite zu Pelite kommen etwa gleich häufig vor.

Die Hartbänke sind bis etwa 0,5m mächtig, meist aber dünner. Gegen das Liegende wird die Fazies zunehmend dickbankiger und grobkörniger und entspricht dort eher dem typischen Bild der Reiselberg-Formation. Eine schlecht erhaltene Nannoplanktonflora aus dem oberen Teil des Aufschlusses enthielt *Corolithion kennedyi* und kann damit dem Obercenomanium (Zone CC10) zugeordnet werden.

Keine der bis jetzt genannten Formationen des Rhenodanubischen Flysches liegt auf dem Kartenblatt in einem ungestörten Schichtverband vor. Erst mit der Seisenburg-Formation („Obere Bunte Schiefer“) beginnen durchgehende lithostratigraphische Profile. Der Formationsname wurde nach der auf dem Kartenblatt gelegenen Ruine Seisenburg gewählt (TOLLMANN, 1985). Die bis zu 50m mächtige Seisenburg-Formation besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänken wechsellagern. Gute Aufschlüsse wurden im Rehkogelgraben gefunden, im südlichen Rahmen des dortigen Ultrahelvetikumfensters. Dort war die Oberkante der Formation aufgeschlossen, die bereits im unteren Campanium liegt (EGGER, 1993).

Die Seisenburg-Formation wird von der Röthenbach-Subgruppe überlagert, die von EGGER & SCHWERD (im Druck) neu aufgestellt wurde. Sie umfasst drei Formationen: die dünnbankige Piesenkopf-Formation an der Basis, die Kalkgraben-Formation und die Hällritz-Formation. Gemeinsam ist diesen Formationen der hohe Anteil an karbonatischen Turbiditen, die vom Unter-Campanium (kalkige Nannoplanktonzone CC18) bis Mittel-Campanium (Zone CC21) abgelagert wurden. Der Name Röthenbach-Subgruppe ersetzt den alten Begriff „Zementmergelserie“, unter dem in Bayern und Österreich verschiedene lithostratigraphische Einheiten zusammengefasst worden waren.

Typisch für die Piesenkopf-Formation (Abb. 5) ist eine dünnbankige Turbiditfazies, in der 1–10cm dicke, meist Silt führende Kalkbänken das Leitgestein bilden. Gelegentlich können dünne Kalkmergellagen beobachtet werden, noch seltener sind dünne hemipelagische Tonsteinlagen. Der geringe Anteil an diesen Hemipelagiten deutet auf eine hohe Frequenz von Trübeströmen hin. Aufgrund der Nannoplanktonflore kann das Alter der Unterkante der Piesenkopf-Formation auf dem Kartenblatt als UnterCampanium (Zone CC18 – s. EGGER, 1993) angegeben werden.

Typisch für die Kalkgraben-Formation sind bis zu 2m mächtige Lagen von hellgrauen, plattig brechenden Kalkmergeln („Zementmergel“), die in den Turbiditen den Abschnitt d der Bouma-Abfolge repräsentieren. Gegen das Liegende gehen die Kalkmergellagen in mikritische Kalkbänke über, die an ihrer Basis oft noch Silt- bis Feinsandkomponenten erkennen lassen. Seltene Strömungsmarken verweisen meist auf eine Bewegungsrichtung der Trübestrome von Westen nach Osten. Gelegentlich lassen sich zwischen den Turbiditen grüne Tonsteinlagen erkennen, die das nichtturbiditische hemipelagische Beckensediment darstellen. Sie belegen eine Ablagerung unterhalb der lokalen Kalzitkompensationstiefe. Die Kalkgraben-Formation setzt im UnterCampanium ein (Zone CC18) und reicht bis ins obere Mittelcampanium (Zone CC21) empor.

Die Perneck-Formation (TOLLMANN, 1985) wurde als „Oberste Bunte Schiefer“ von PREY (1950) erstmals beschrieben und zwar aus dem Gebiet des auf dem Kartenblatt Grünau liegenden Pernecker Kogels. Dort ist sie allerdings im Norden nur mehr sehr geringmächtig vorhanden, weiter im Süden fehlt sie vollständig und wird vermutlich durch die Kalkgraben-Formation der Röthenbach-Subgruppe ersetzt.

Die Aufschlüsse im Oberlauf der Dürren Laudach („Rehkogelgraben“) wurden jüngst von WAGREICH et al. (2007) neu bearbeitet, wobei vor allem die Grenze zwischen dem Cenomanium und Turonium untersucht wurde, an der Schwarzschieferhorizonte mit bis zu 5% organischem Kohlenstoff festgestellt werden konnten. Diese organisch reichen Ablagerungen sind zwischen obercenomanen bzw. unterturonen hellen gebankten Kalken und Mergelkalken eingeschaltet. Ab dem mittleren Turonium treten regelmäßige Wechsellagerungen von rotem Mergel und hellgrauem Kalkmergel bzw. Kalk auf. Diese Kalk-Mergel-Zyklen können als Orbitalzyklen (20.000-Jahre-Zyklus) interpretiert werden. Der Beginn der rötlichen Abfolge entspricht dem weltweit auftretenden Übergang von anoxischen zu stark oxischen Sedimentationsbedingungen in den Ozeanen der Oberkreide. Die Rotfärbung setzt sich im Rehkogelgraben bis ins Campanium hinein fort.

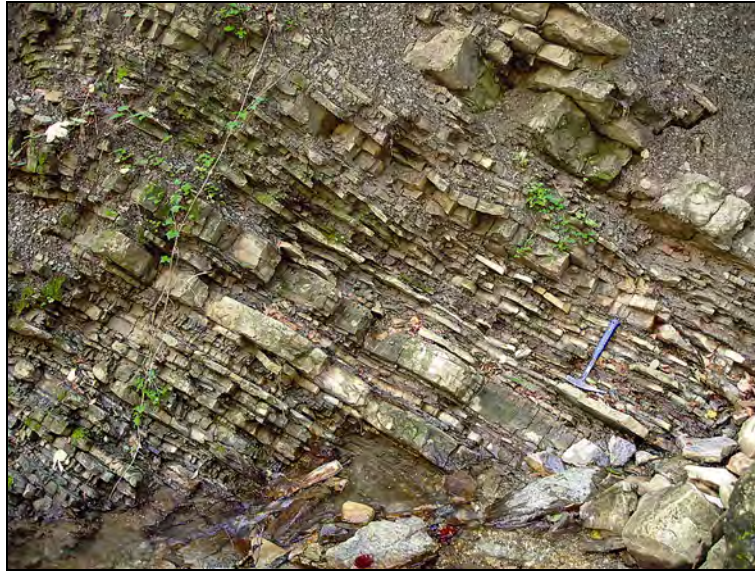


Abb. 5: Die Piesenkopf-Formation im südlichen Rahmen des Greisenbachfensters.

Die bis 30m mächtige Perneck-Formation besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Gute Aufschlüsse sind selten, oft kommt diese Formation auch nur tektonisch isoliert an Störungen eingeklemmt vor, so z.B. im Gebiet zwischen Laudach und Dürrer Laudach, wo in den Gräben zwischen Hochkogel und Himmelreich kleinere Aufschlüsse dieser Formation gefunden wurden. Die Nannoplanktonflore aus der Perneck-Formation belegen eine Ablagerung im unteren Obercampanium (*Uniplanarius-trifidus*-Zone). Dieses Alter konnte in zahlreichen Proben zwischen dem Wienerwald und der bayerischen Flyschzone südlich von München immer wieder nachgewiesen werden (EGGER, 1995; EGGER & SCHWERD, im Druck).

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von mehr als 1000m baut die Altlenzbach-Formation die größten Flächen innerhalb der Flyschzone auf. Ihre stratigraphische Reichweite geht vom unteren Obercampanium bis ins Paläozän. Das Leitgestein der Formation ist ein mittel- bis grobkörniger, matrixarmer Quarz-Glimmer-Sandstein. Daneben gibt es aber eine Vielzahl anderer Gesteine, die oft eine Untergliederung in mehrere Subformationen ermöglichen (EGGER, 1995). Die Schüttung des Materials erfolgte vermutlich aus Norden, aus einer Anzahl verschiedener relativ kleiner Schüttungszentren (EGGER et al., 2002).

Auf dem Kartenblatt treten die Sandsteine der Altlenzbach-Formation oft mit Kalkmergeln gemeinsam auf, so dass PREY (1953) manche Abschnitte (z.B. der Hacklberg bei Viechtwang) als Kalkgraben-Formation („Zementmergelerde“) kartiert hat. Diese Bereiche entsprechen aber der Ahornleiten-Subformation der Altlenzbach-Formation, sind also älter als von Prey angenommen. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse war aber eine Abtrennung von der darüber folgenden Acharting-Subformation nicht kontinuierlich möglich. Diese Subformation steht z.B. am Flachberg am Ostrand des Kartenblattes an, wo im Grabeneinschnitt östlich von Unterwald das oberste Maastrichtium (*Micula-prinsii*-Zone) nachgewiesen werden konnte, während im Graben südlich von Rabersberg bereits das Unterpaläozän (*Cruciplacolithus-tenuis*-Zone) ansteht. Diese Vorkommen liegen im Streichen von ebenfalls unterpaläozänen Gesteinen in einem Straßenaufschluß südlich der Glatzmühle im Laudachtal. Die jüngsten Anteile der Acharting-Subformation stammen aus dem obersten Thanetium (*Discoaster-multiradiatus*-Zone), welche z.B. im Grabeneinschnitt westlich von Wiesberg angetroffen wurde. Die besten Aufschlüsse der Acharting-Subformation sind in EGGER et al. (2002) aufgelistet.

Die Basis der Altlenzbach-Formation wird manchmal von mittel- bis dickbankigen hellglimmerreichen Sandsteinbänken, die als Roßgraben-Subformation bezeichnet werden (EGGER, 1995). Diese braun anwitternden Arenite und matrixarmen (<10%) Wacken zeigen verhältnismäßig gute Verwitterungsresistenz, allerdings kann öfters ein Aufspalten der Bänke in dezimeterdicke Platten beobachtet wer-

den. Die bis 3m dicken Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation wurden früher für die Herstellung von Mühlsteinen und Schleifsteinen nördlich von Viechtwang abgebaut. Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen gelegentlich dünne Tonsteinlagen auf, Karbonat führend Pelitgesteine sind selten. Daher kann das Alter der etwa 100m mächtigen Subformation nur auf Grund der Altershinweise aus den liegenden und hangenden Formationen als oberes Campanium angegeben werden.

Die Anthering-Formation (unteres Ypresium) wurde von EGGER (1995) definiert. Sie tritt von Salzburg bis ins westliche Niederösterreich hinein auf und verzahnt weiter östlich mit der Greifenstein-Formation. Die Unterkante der Anthering-Formation liegt an der Paläozän/Eozän-Grenze im oberen Teil der *Discoaster-multiradiatus*-Zone, die jüngsten bisher bekannten Anteile stammen aus der *Discoaster-binodosus*-Zone. Auf dem Kartenblatt kommt die Anthering-Formation im Norden der Flyschzone vor und zwar am Nordhang des Bäckerberges. Sie bildet dort die jüngsten Anteile einer Überschiebungseinheit und grenzt direkt an die an einer Schuppenbahn hochgeschürfte eozäne Buntmergelerde. Die Anthering-Formation besteht aus kalkreichen Schlammturbiditen (Kalkmergel und Mergel), die wechselnde Gehalte an Silt führen. Gelegentlich kommt an der Basis der Turbidite auch Feinsandstein vor.

2.3. Das Ultra- und Südhelvetikum

Gesteine des Ultra- und Südhelvetikum kommen auf dem Kartenblatt innerhalb der Flyschzone und im Grünauer Halbfenster innerhalb der Nördlichen Kalkalpen vor. Im Grünauer Halbfenster und entlang des Kalkalpennordrandes treten die älteren Formationen der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone auf. Es sind dies die unterjurassische Gresten-Formation mit grobkörnigem, manchmal Geröll führendem Sandstein und die oberjurassische Blassenstein-Formation („Aptychenkalk“). Über diesen Klippenkernen transgrediert in der Grestener Klippenzone im Albium die Buntmergelerde. Diese konnte aber auf dem Kartenblatt nie im direkten Kontakt mit den Klippenkernen beobachtet werden, innerhalb des Grünauer Halbfensters konnte Buntmergelerde nicht nachgewiesen werden.

Die Buntmergelerde kommt auf dem Kartenblatt in mehreren tektonischen Fenstern zu Tage. Die besten Aufschlüsse ihrer kretazischen Anteile befinden sich im Greisenbach-Fenster, das vom Almtal nach Westen ins Tal der Dürren Laudach hinüberstreicht. Im Greisenbach stehen unmittelbar westlich des Ortsteils Im Fleck graue Mergel und Mergelkalke an (Abb. 6). Bioturbation kann oft beobachtet werden („Fleckenmergel“). Zwei von F. Rögl (Naturhistorisches Museum, Wien) untersuchte Foraminiferenproben enthielten reiche Planktonfaunen des Albium, die auf tiefmarine (bathyale) Ablagerungsverhältnisse schließen lassen.



Abb. 6: Buntmergelerde des Albium im Greisenbachfenster bei Fleck.



Abb. 7: Kalk-Mergelzyklen in der Buntmergelserie des Santonium im Rehkogelgraben.

Die jüngsten Anteile der Buntmergelserie im Ultrahelvetikumfenster stammen aus dem Eozän. So wurde z.B. im Graben südlich Kirchberg (nahe dem östlichen Blattschnitt) aus grauen siltigen Mergeln, die reichlich Hellglimmer führen, eine reiche untereozäne Nannoplanktonflora bestimmt.

2.4. Die Molassezone

Die ältesten Molassegesteine des Kartenblattes gehören zur Unteren Puchkirchen-Formation (Egerium) und werden als eine von der Flyschfront hochgeschleppte, wurzellose Schuppe der Schuppenmolasse interpretiert. Es handelt sich dabei um steil nach S einfallende, graue, stark siltige, Geröll führende Mergel („Rosinenmergel“) in Wechsellagerung mit gelblich verwitternden, kaum verfestigten Mittel- bis Grobsanden. Die Mergel enthalten eine reiche Nannoflora (mit einer Vielzahl an umgelagerten Formen), welche durch das gemeinsame Auftreten von *Reticulofenestra hillae* (BURKY & PERCIVAL) und *Discoaster adamanteus* (BRAMLETTE & WILCOXON) ein Oligozänalter (spätes Kiscellium bis frühes Egerium, Nannoplanktonzonen NP22–23) belegt. Eine ebenfalls aus dem „Rosinenmergel“ stammende Foraminiferenfauna mit einem hohen Anteil von umgelagerten planktonischen und benthonischen Foraminiferen aus Kreide- und Alttertiärsedimenten lässt ein Alter von unterem Untereger am wahrscheinlichsten erscheinen (EGGER & RUPP, 1996).

Beim Haller Schlier (Eggenburgium) handelt es sich um diffus wellig feingeschichtete und im cm-Bereich gebankte, hell olivgraue, Silt führende, schwach feinsandige, schwach glimmerige Pelite. Auf Blatt Grünau im Almtal steht nur ein schmaler Streifen dieser Gesteine ESE von Egenstein (Almtal) an. Die Zuordnung zum Haller Schlier erfolgte auf Grund der Mikrofauna *Lenticulina buergli* (WENGER) als Leitform für das Eggenburgium (CICHA et al., 1998; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Bei der Vorchdorf-Formation (Unteres Ottnangium) handelt es sich um eine von RUPP (in EGGER et al., 2007) neu definierte lithostratigraphische Einheit, die ihren Stratotypus auf Blatt Grünau im Almtal hat (Prallhang an der Alm, E Pappelleiten (BMN: re.: 495010, ho.: 317160). Die Vorchdorf-Formation besteht aus blaugrauen bis (hell) olivgrauen Peliten (tonige Silte mit wechselndem Sandanteil bis Sand-silte), glimmerig, schlecht geschichtet (manchmal sind Silt- oder Feinsandlinsen zu beobachten), diffus gebankt, selten makrofossilführend, häufig verwühlt, flach nach N einfallend. In diese Pelite sind immer wieder mehrere Meter mächtige, gelbgraue bis graue, mittelsandige Feinsande, schwach schluffig-tonig, glimmerig, scheinbar massig, manchmal (an der Basis) Pelitklasten führend, eingeschaltet. Diese Sande sind häufig zu großen, „brotlaibförmigen“ Konkretionen verbacken. Sie liegen mit scharfer Untergrenze auf dem Pelit (E Bahnhof Vorchdorf-Eggenberg) und zeigen im Hangenden einen gering-

mächtigen (dm-Bereich) Übergang mit Flaser- und Linsenschichtung in den hangenden Pelit (E Pappel-leiten). Vereinzelt kann man in den scheinbar massig ausgebildeten Sanden noch schemenhafte Anzei-chen von Schrägschichtung erkennen. Diese Sedimentausbildung lässt auf eine erosive, schnelle Ablage-rung der Sande auf den Schlier und eine ebenfalls rasche Beruhigung der Sedimentationsbedingun-gen im überlagernden Schlier schließen und wird als Sandrinnen im Schlier gedeutet.

An Mikrofossilien sind, abgesehen von Seeigelstacheln, einigen wenigen Ostrakoden, sehr selten Schwammnadeln und Fischresten, nur die Foraminiferen hervorzuheben, die Planktonrate liegt zu-meist über 50%. Für eine detaillierte Interpretation der Mikrofaunen wird hier auf RUPP & HAU-NOLD-JENKE (2003) verwiesen.

3. Tektonik

Durch die Einengungstektonik kam es etwa ab dem Obereozän zu ausgedehnten Überschiebungen, gleichzeitig bildete sich im Norden ein Vorlandbecken aus, in dem die Sedimentation der alpinen Mo-lasse begann. In weiterer Folge wurden auch noch Teile der Molassesedimente überschoben und in den alpinen Deckenbau miteinbezogen. Wie die jüngsten in den Bohrungen Grünau I, Steinfeld I und Kirchdorf I unter den alpinen Decken angetroffenen Molassesedimente (Obere Puchkirchen-Formation) belegen, dauerten diese Überschiebungen bis in das unterste Miozän hinein an. Die alpi-nen Einheiten überschoben die Molasse entlang einer flach nach Süden einfallenden Überschiebungsbahn (Abb. 8), an deren Basis stark deformierte ultrahelvetische und südhelvetische Gesteine mit einem stratigraphischen Umfang von der höheren Unterkreide bis in das Obereozän auftreten. Li-thostratigraphisch handelt es sich dabei vor allem um ultrahelvetische Buntmergelserie und südhelvetischen Stockletten. In Obertageaufschlüssen wurden an zwei Stellen Großforaminiferen führende Kalke gefunden, die ebenfalls dem Südhelvetikum zugerechnet werden. Es bleibt offen, ob es sich dabei um tektonische Schürflinge handelt oder um resedimentierte Blöcke innerhalb der Buntmergel-serie.

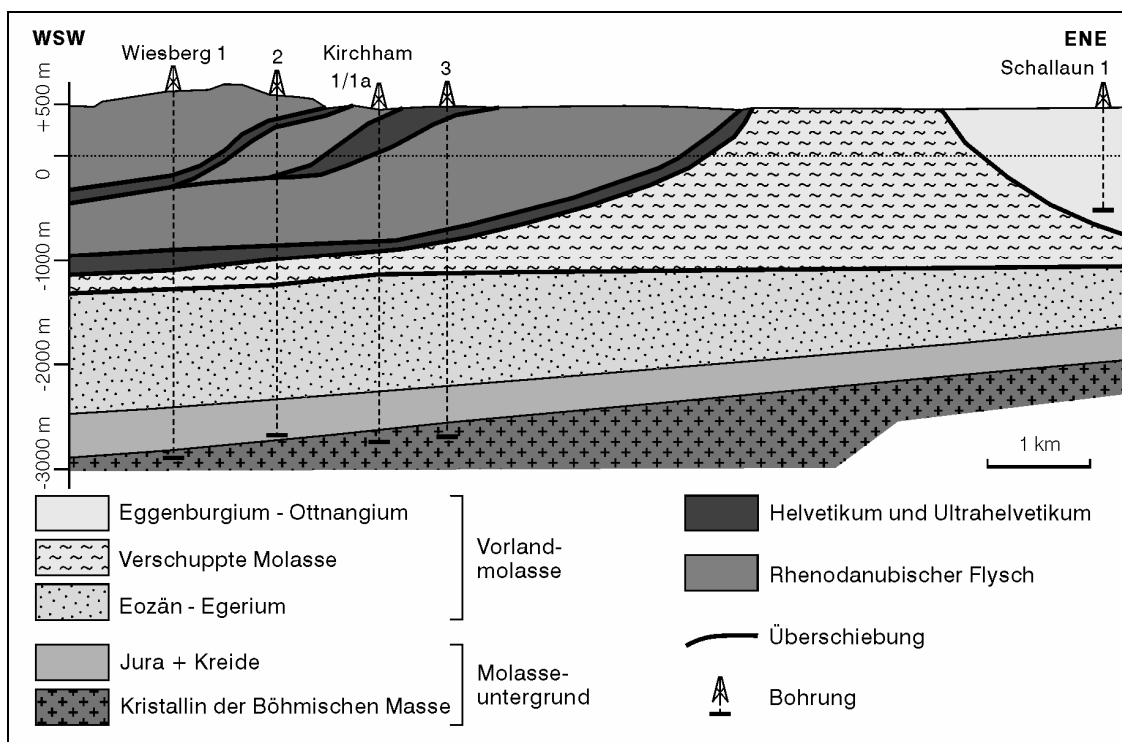


Abb. 8: Profil durch den Nordrand der Flyschzone (nach WAGNER, in EGGER et al., 2007).

Resedimentierte Schollen von helvetischen Gesteinen sind vor allem in der geschuppten Molasse häufig, die im Untergrund weite Verbreitung besitzt. Obertags konnte nur ein einzelner Aufschluss dieser Einheit direkt am Nordrand der Flyschzone gefunden werden. Bei Kimeswang treten kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande der Unteren Puchkirchen-Formation (Egerium) auf, gleich daneben wurden oberpaläozäne Mergel des Helvetikum gefunden (EGGER & RUPP, 1996).

Ultrahelvetische Buntmergelserie tritt an tektonische Störungen gebunden auch innerhalb der Flyschzone auf. Die Buntmergelserie wurde einerseits an Schuppenbahnen innerhalb des Rhenodanubischen Flysches hochgeschürft, andererseits wurde sie an einem dextralen NW–SE-streichenden Blattverschiebungssystem hochgequetscht (EGGER & PERESSON, 1996; EGGER, 1997).

Besonders schöne Aufschlüsse treten im Bereich Rehkogelgraben-Greisenbachtal auf, wo die steilstehende ultrahelvetische Buntmergelserie des Fensterinhalts auch im Aufschlussbereich immer wieder an kleinen Blattverschiebungen versetzt wird (Abb. 9). Auf der Karte ist gut zu erkennen, dass dieses Ultrahelvetikumvorkommen schräg den älteren Schuppenbau des Rhenodanubischen Flysches durchschneidet.



Abb. 9: Dextraler Versatz in der santonen Buntmergelserie des Rehkogelgrabens.

Die dextralen Blattverschiebungen und die daran gebundenen Ultrahelvetikumvorkommen werden von jüngeren NE–SW-streichenden Blattverschiebungen versetzt (Abb. 10), die Teil des großen ISAM (Innsbruck-Salzburg-Amstetten-)Blattverschiebungssystems sind (EGGER & PERESSON, 1996; EGGER, 1997). Zu diesem System gehört auch die Traunsee-Störung, von der ein großer Ast östlich der Gosau vom Eisenbach vorbei und über den Einschnitt zwischen Steineck und Katzenstein weiter nach Nordosten und hinein ins Almtal streicht. Dort bewirkt diese Störung das Vorspringen der Hochsalmgruppe nach Norden, gleichzeitig werden die tektonischen Strukturen der Flyschzone abgeschnitten, die östlich und westlich des Almflusses völlig verschieden sind.

Diese sinistralen Störungen schneiden auch die dextrale Windischgarstener Störung ab, an die das von BRINKMANN (1936) entdeckte Grünauer Halbfenster gebunden ist. In diesem Halbfenster kommen unter der Überschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen Serpentine und Ophikarbonate der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone, Gesteine der Gresten-Formation und der Blassenstein-Formation („Aptychenkalk“) der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone und Gesteine des Rhenodanubischen Flysches vor.

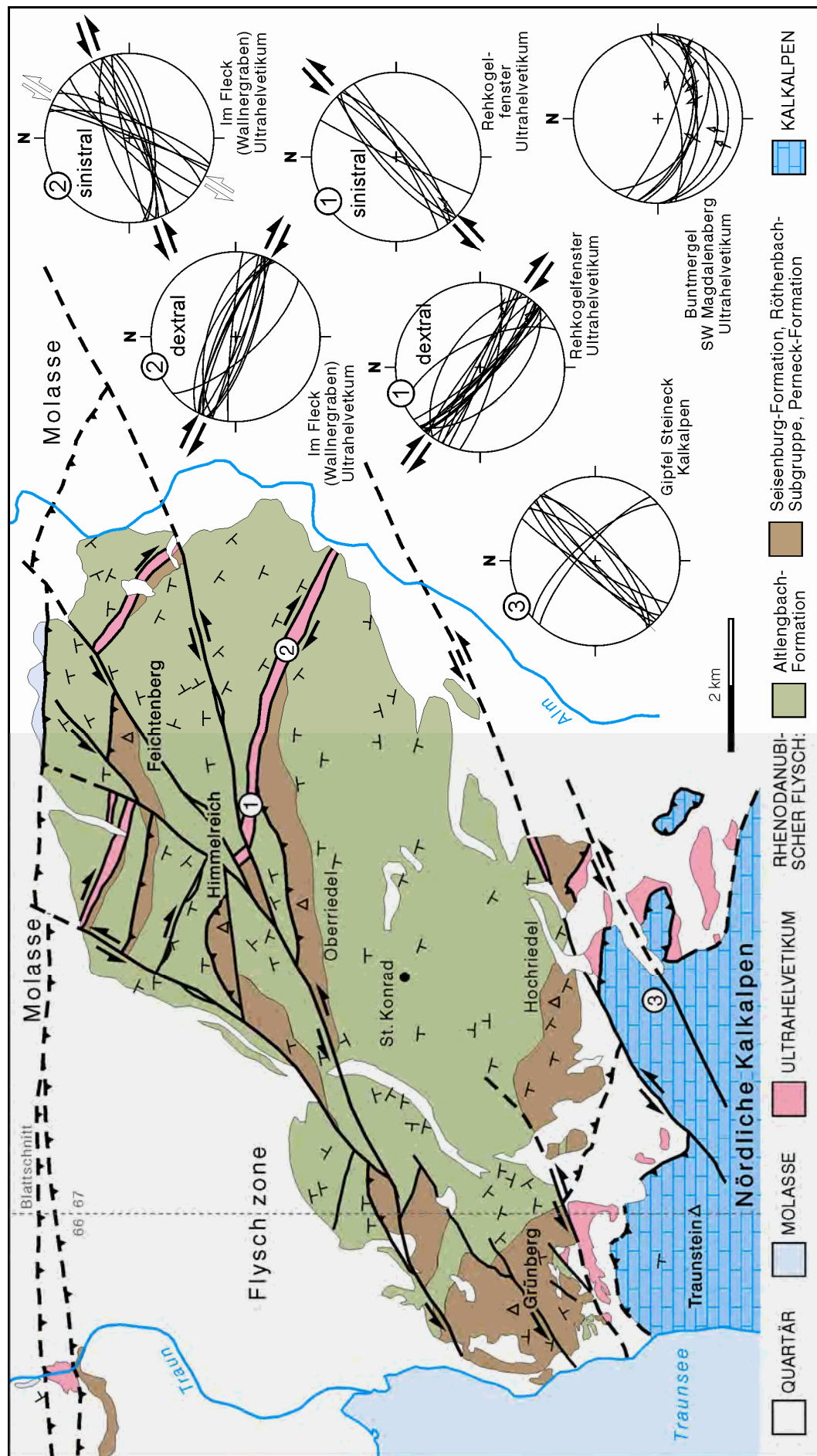


Abb. 10: Geologische Übersicht der Flyschzone zwischen Traunsee und Almtal (EGGER & PERESSON, 1996).

Schwierigkeit machte vor allem die tektonische Zuordnung des „Aptychenkalks“, da solche Gesteine sowohl in den Nördlichen Kalkalpen als auch in den verschiedenen Klippenzonen auftreten können. Bereits PREY (1953) diskutierte diese Frage und kam zu dem Schluss, dass sie am ehesten in die Klippenzone zu stellen sind. Diese Ansicht wurde durch die jetzt abgeschlossene Neukartierung bestätigt, da am Dachkopf der „Aptychenkalk“ direkt unter den ultramafischen Schürflingen der Ybbsitzer Klippenzone liegt, an anderen Stellen wird er von Gesteinen der Rhenodanubischen Gruppe tektonisch überlagert. Somit kann angenommen werden, dass der „Aptychenkalk“ zur Grestener Klippenzone und damit zu der Blassenstein-Formation zu rechnen ist. Dafür spricht auch das mehrfach beobachtete gemeinsame Vorkommen dieser Gesteine mit solchen der Gresten-Formation.

Die kalkalpinen Deckschollen im Bereich des Grünauer Halbfensters sind vermutlich zum Bajuvarikum zu stellen. Sie bestehen vor allem aus mitteltriassischen Gesteinen der Gutenstein-Formation, die auch in der Bohrung Grünau unter der Opponitz-Formation durchörtert wurde. Da dort Wettersteinkalk und Wettersteindolomit fehlt, kann zwischen der Opponitz-Formation und der Mitteltrias eine große Störung angenommen werden, nämlich die Überschiebung des Tirolikum auf das Bajuvarikum.

Im Norden des Grünauer Halbfensters baut die bajuvarische Überschiebungseinheit auch große Teile der Hochsalm-Gruppe auf. Darüber liegt das Tirolikum in Form der invers gelagerten Windhagdecke (PIA, 1943), deren Schichtfolge vom Wettersteinkalk bis in den Plattenkalk reicht. Dieser Überschiebungsbau ist an mehreren Ästen des Windischgarstener Störungssystems versetzt. Wie die Neukartierung zeigte, ist auch der Bereich des Mittagsteins (Rauhkogel) ebenfalls zur Windhagdecke zu rechnen.

Südlich und westlich des Grünauer Halbfensters liegt die Traunalpenscholle der ebenfalls zum Tirolikum zu zählenden Staufen-Höllengebirgsdecke. Diese besteht hier obertags vor allem aus Hauptdolomit und Plattenkalk. Innerhalb der Traunalpenscholle konnte eine intensive bruchtektonische Zerlegung auskartiert werden, die vor allem durch die Ausläufer der Traunsee-Störung bedingt ist. Wie die Fallwerte der eingemessenen Bänke zeigen, kam es zwischen den Ästen dieses sinistralen Blattverschiebungssystems häufig zu Schollenrotationen. Auch der Wettersteindolomit des Vorderen Rinnbachtals ist von zwei Ästen dieses Störungssystems begrenzt.

Die südlichste und tektonisch höchste der kalkalpinen Einheiten des Kartenblattes ist die Totengebirgsdecke, die ebenfalls zum Tirolikum gerechnet wird und auf der Traunalpenscholle liegt. Nach der Karte von GEYER & ABEL (1913) bildet der Hauptdolomit westlich der Alm einen stratigraphischen Verband mit dem Lunzer Sandstein und dem Wettersteindolomit des Wolfsberges und Kreuzecks im Süden des Kartenblattes. Diese südfallende Schichtfolge wurde als der inverse Südschenkel einer Grünberg-Mulde interpretiert (TOLLMANN, 1976). Der Ausstrich der Überschiebung der Totengebirgsdecke wurde daher noch weiter im Süden angenommen, nämlich dort, wo beiderseits des Almsees Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutenstein-Formation auftreten (z.B. TOLLMANN, 1976). Die jetzt durchgeführte Kartierung zeigte (SCHERMAIER, 1993; SCHINDLMAYR, 1992 und 1993), dass im Norden des Wolfsberges kein Lunzer Sandstein, sondern Werfener Schichten und Haselgebirge anstehen, die tektonisch dem norischen Plattenkalk auflagern. Es besteht somit kein Zweifel mehr, dass die Überschiebung der Totengebirgsdecke hier ihre Fortsetzung findet.

Zwischen Kasberggipfel und Schwalbenmauer wurde von KIRCHMAYER (1956) der dort auftretende braune Dolomit als Hauptdolomit interpretiert. Dadurch war der genannte Autor gezwungen in dieser ungewöhnlichen Position, nahe dem Gipfel des Kasberges, ein tektonisches Fenster („Tanzbodenfenster“) anzunehmen, in dem die Unterlagerung der Totengebirgsdecke zu Tage treten soll. Die Neukartierung in diesem Gebiet ergab, dass es sich bei dem hier anstehenden braunen Dolomit um eine Einschaltung innerhalb der Gutenstein-Formation handelt und nicht um einen tektonischen Aufbruch.

Der interne Bau der Totengebirgsdecke wird von nordvergenger Faltung und Schuppung geprägt. So konnte z.B. MOSHAMMER (1993) mit zahlreichen Conodontenfaunen (det. L. KRYSTYN) zeigen, dass das wenige hundert Meter lange Mitteltriasprofil des Moltertales aus mindestens drei Schuppen besteht. Die flächenhafte Auskartierung dieser Kleinschuppen der Totengebirgsdecke hätte einen enormen Zeitaufwand erfordert, der für eine Übersichtskarte nicht zu rechtfertigen ist. Es wurde daher darauf verzichtet.

Eine größere Überschiebung innerhalb der Totengebirgsdecke streicht vom Zösenbach nach Westen. Wie das Kartenbild zeigt, werden dort Gutenstein-Formation, Reifling-Formation und Wettersteindolomit des Kasberggebietes diskordant von Wettersteindolomit überschoben. Dieser Wettersteindolomit bildet im äußersten Süden des Kartenblattes große Flächen, allerdings ist die wahre Mächtigkeit dieser Einheit unklar, da aus diesem massigen Dolomit kaum Fallwerte zu bekommen sind. Nur an der Forststraße unmittelbar westlich des Hinteren Springbaches konnte knapp vor der Brücke eine dunklere Einschaltung gefunden werden, die mittelsteil gegen Südosten einfällt. Obwohl sich dieser Fallwert gut in das regionale Bild einfügt, kann davon ausgegangen werden, dass die Mächtigkeit des Wettersteindolomits nicht so groß ist, wie sie durch die große Fläche, die dieses Gestein hier einnimmt, vorgetäuscht wird. Der Wettersteindolomit wird nämlich von bedeutenden Störungen durchsetzt.

Altbekannt sind die an Störungen gebundenen Vorkommen von Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten innerhalb des Wettersteindolomits gleich östlich des Almsees und im Weißenbachtal westlich des Sees. Ein neues Vorkommen von Haselgebirge konnte ganz im Südosten des Kartenblattes entdeckt werden. Dort streicht ein bedeutender Bruch vom Einschnitt südlich Meisenberg zum Einschnitt südlich des Sandberges, wo aufgrund der tektonischen Zerlegung große Mengen Dolomitgrus vorkommen. Direkt beobachten kann man diese Störung im Großen Sandgraben, im Oberlauf des Steyrlingtales, wo im Sandgraben eine zehn Meter breite Störungszone aufgeschlossen ist (Abb. 10). Mitten im Wettersteindolomit kommen dort in 830m Seehöhe rote, grüne und graue Tonsteine und mergelige Tonsteine zum Vorschein, in welchen Linsen von schwarzen kieseligen Bänken stecken. Die palynologische Untersuchung ergab ein permisches Alter, womit die Zuordnung zum Haselgebirge gesichert ist.

4. Die eiszeitliche Entwicklung

Das Kartenblatt umfasst bis auf kleine Teile im Süden das gesamte Einzugsgebiet der Alm am Nordrand des Toten Gebirges. Zu jeder Eiszeit entwickelte sich in ihm ein Gletscher, der nicht Teil des Eisstromnetzes der Ostalpen war, sondern eigenständig und auf den alpinen Bereich des Tales beschränkt blieb.

Während der beiden älteren Eiszeiten dominierten im Westen der Traungletscher und im Osten der Kremsgletscher das glaziale Geschehen im Bereich des Kartenblattes. Gerade der Kremsgletscher profitierte dabei von seiner Verbindung zum Ennsgletscher, die ihm die Möglichkeit gab, derartig weit ins Vorland vorzudringen.

4.1. Günz – Mindel

Zur Günzeiszeit reichte eine Gletscherzunge bis nach Berg und hat hier Moränen hinterlassen, die möglicherweise von einer schmäleren Eiszunge in einem alten Tallauf (KOHL, zuletzt 2000) bis hierher vorgedrungen war. Im Vorfeld dieses Gletschers entwickelten sich die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte, die in ihrer Verbreitung noch durch ein altes, nach NE ausgerichtetes Talnetz geprägt waren (FLÖGL, 1969; KOHL, 2000, Abb. 49).

Die darauf folgende Kaltzeit hat zu keiner erkennbaren Vergletscherung geführt (VAN HUSEN, 2000), aber die Akkumulation der „Weißen Nagelfluh“ (KOHL, zuletzt 2000) gebracht. Diese eindeutig kaltzeitliche Kiesakkumulation entwickelte sich offensichtlich aus dem Traun- und Almtal und folgte ebenso noch der Schüttungsrichtung nach NE und ist bis Kremsmünster zu verfolgen. Ihr hoher Anteil an hellen Kalk- und Dolomitgeröllen und der auffallend geringe an Flyschgeschieben mag darauf zurückgeführt werden, dass die höheren Kalkalpen zur Bildungszeit wesentlich stärker der Frostschuttbildung unterworfen waren als die niedrigeren Flyschberge, wodurch die Flüsse (Traun, Laudach, Alm) stark mit Kalk- und Dolomitschutt überladen waren.

Die mächtige Vorlandzunge des Traungletschers formte die Endmoräne bei Eisengattern und verdrängte die Laudach nach Osten, so dass sie nördlich Kranichsteg (Gastachmühle) das enge karstartige Tal erodieren musste.

Im Osten überwand der Gletscher im Kremstal den Sattel des Ziehberges und lagerte die mächtige Moräne nördlich Magdalenaberg ab, von der ebenso wie im Vorfeld des Traungletschers die Schüttung der jüngeren Deckenschotter ausging.

Zu dieser Zeit war das Almtal auch von einem Gletscher gemeinsam mit mächtigen Seitengletschern erfüllt, wie die Moräne im Hochreith zeigt. Er hat aber offensichtlich nicht über den Nordrand der Flyschzone hinaus gereicht, weswegen keine Moränenreste erhalten geblieben sind. In seinem Vorfeld unmittelbar am Nordrand der Flyschzone sind entlang der Alm aber ebenso jüngere Deckenschotter entwickelt, die im Einklang mit denen aus dem Traun- und Kremstal bereits ein Entwässerungsnetz nach Norden anzeigen (KRENMAYR, 1996). In diese Zeit dieser stärksten Vergletscherung fällt sicher auch die glaziale Ausformung des Almtales mit dem breiten Becken von Grünau und Scharnstein bis Steinfeld. Es hat die Form eines Zungenbeckens und weist sicher auch eine Übertiefung auf, worüber aber nichts bekannt ist. Ein Hinweis auf eine tiefe Lage der Felssohle gibt nur die Bohrung in der Heckenau, wo der Fels in rund 100m unter der Talsohle liegt (HAMILTON, 1989). Ein ähnlicher Wert der Übertiefung im Zungenbecken kann wohl angenommen werden.

4.2. Riß – Würm

4.2.1. Almtal

Dieses wurde noch von den Gletschern der Riß- und Würmeiszeit, die bis ca. Viechtwang (Abb. 11) respektive bis Matzing (Abb. 12) reichten, endgültig ausgestaltet. So ist im Vorfeld des Würmgletschers die dominierende, ca. 40m mächtige Niederterrasse entstanden, auf der sich die Siedlungen entwickelten. Zu beiden Eiszeiten hat der Almgletscher, der aus den Karräumen (Hetzau, In der Röll, Kolmkar) am Nordabfall des Toten Gebirges abfloss, seine westlichen Nebentäler verschlossen. Da sich durch die niedrige Kammumrahmung in den Tälern nur kleine Gletscher entwickelten, bildeten sich zwischen diesen und dem Almgletscher Eisstauseen, die mit Schutt von den Bächen und Moränenmaterial vom kalbenden Almgletscher verfüllt wurden. Diese Füllungen wurden aber beim Abschmelzen des Almgletschers sofort wieder zerstört, so dass nur noch wenige Reste davon an den Talflanken erhalten geblieben sind. In der Rißeiszeit war die Vergletscherung der kleinen Nebentäler sicherlich etwas kräftiger entwickelt, wodurch die Stauseen wohl in geringerem Umfang entwickelt waren (Abb. 11).

Abb. 11: Rekonstruktion der Riß-Vergletscherung im Kartengebiet.



Abb. 12: Rekonstruktion der Würm-Vergletscherung im Kartengebiet.







Neben dem Almgletscher entwickelte sich noch ein kräftiger Gletscher aus den nördlichen Karen des Kasberges, der die Talweitung bei Schindelbach erfüllte. Die südseitige Flanke des Kasberges zeigt hingegen keine Spuren von Vergletscherung. Eine Ausnahme stellt der kleine Gletscher im Katzengraben dar, der sich durch die Wechtenbildung am Grat des Jausenkogels übermäßig mit Schnee und Eis ernährt, bilden konnte, sich aber nur auf den Talboden beschränkt hat. Eine glaziale Überformung ist an der Südseite des Kasberges und deren Gräben nicht eingetreten.

4.2.2. Einzugsgebiet der Laudach

Eine mannigfache Formung durch die Eiszeiten erfuhr auch die Nordflanke des Traunstein-Zwillingskogel-Zuges. Er ist durch die starke tektonische Zerlegung am Nordrand der Kalkalpen von einer übermäßigen Schuttproduktion geprägt. Die starke Schuttbildung führte auch zur Ausbildung der Gehängebreccie östlich und westlich des Laudachsees (Reißete Schütt). Die heute vorhandenen Breccienvorkommen sind Reste einer großen Breccienplatte, die durch Verkittung aus einem mächtigen Schuttmantel entstanden ist, der sich in den Kaltzeiten zwischen der Mindel- und Rißzeit gebildet haben kann. Ihr Mindestalter ist vor der Rißzeit, da die ersten Breccienbrocken in deren Moränenablagerungen zu finden sind. Dies würde aber bedeuten, dass die Kare des Laudachsees und nördlich Schratenstein zur Mindelzeit und den nachfolgenden Kaltzeiten (VAN HUSEN, 2000) noch nicht ausgebildet oder noch wesentlich kleiner waren, so dass sich eine derartige Platte ausbilden konnte.

In der Rißzeit waren die Gletscher des Laudachsees und unterm Schratenstein vereinigt und die Eiszunge reichte bis über Klamm hinaus, wo Erratika die Ausdehnung markieren. Während des Würm hingegen entwickelten sich nur noch kleine Gletscher, die auf die Kare beschränkt waren.

4.2.3. Blockgletscher

Die starke Schuttbildung spiegelt sich dann auch in der Ausbildung der Gleitschollen wider, die sich seit der beginnenden Talbildung von der Kalkalpenstirn lösend, langsam talwärts wandern. Die größten Schollen stellen die um das Jh. Schratenu (Kornstein) und südlich davon dar.

Durch diesen starken Schuttanfall, besonders in den Gräben nach Osten zum Almtal, haben sich zur Riß- sowie der Würmeiszeit neben nur kleinen Gletschern mächtige Blockgletscher als charakteristische Erscheinungsformen des Dauerfrostbodens entwickelt. Sie sind in beiden Eiszeiten (Riß bei Fischerbühel, Würm im Hauergraben) nach dem Abschmelzen des Talgletschers noch bis in den Talboden des Almtales vorgestoßen. Sie kamen jeweils erst nach der Auflösung des Dauerfrostbodens zum Stillstand.

4.2.4. Bergsturz Straneggbach – Almtal

Eine tiefgreifende, großflächige und gewaltsame Umgestaltung des Almtales erfolgte am Ende der Würmeiszeit durch den spätglazialen Bergsturz in der Hetzau (Abb. 13). Dabei lösten sich ca. $0,5\text{km}^3$ Felsmaterial aus dem Büchsenkar und erfüllten die Hetzau und das Straneggbachtal bis zum Almtal (Jagersimmerl) mit einer grandiosen Tomalandschaft. Dadurch wurden die Alm und der Weißeneggbach aufgestaut, wodurch hinter dessen Schwemmkegel der Almsee entstand. Talauwärts löste der Bergsturz einen mächtigen Murenstrom aus, der bis zum Becken von Grünau einen im Mittel ca. 10–15m mächtigen Terrassenkörper schuf. Auffällige Formen stellen hier die mehrere Meter hohen Hügel auf der Terrassenfläche (z.B. Wildpark) dar, die Teile des Bergsturzmateriale darstellen, die wie „Knödel in einer Suppe“ in dem Murenmaterial mittransportiert wurden. Neben diesen Körpern fanden sich auch noch Brocken von sandigen Bänderschluften und geschichteten Kiesen, die nur in gefrorenem Zustand transportiert worden sein können, wodurch das Ereignis im Winter stattgefunden haben muss (VAN HUSEN, 1995; VAN HUSEN et al., im Druck).

Alter: Das Bergsturzeignis erfolgte, als der hinterste Karraum der Hinteren Hetzau nur noch von einem kleinen Gletscherkörper unterhalb des Ackerwaldes erfüllt war – eine Vergletscherung, die im Vergleich mit dem Trauntal (VAN HUSEN, 1977) wahrscheinlich in der Älteren Dryas um ca. 13.500 vor heute gegeben war.

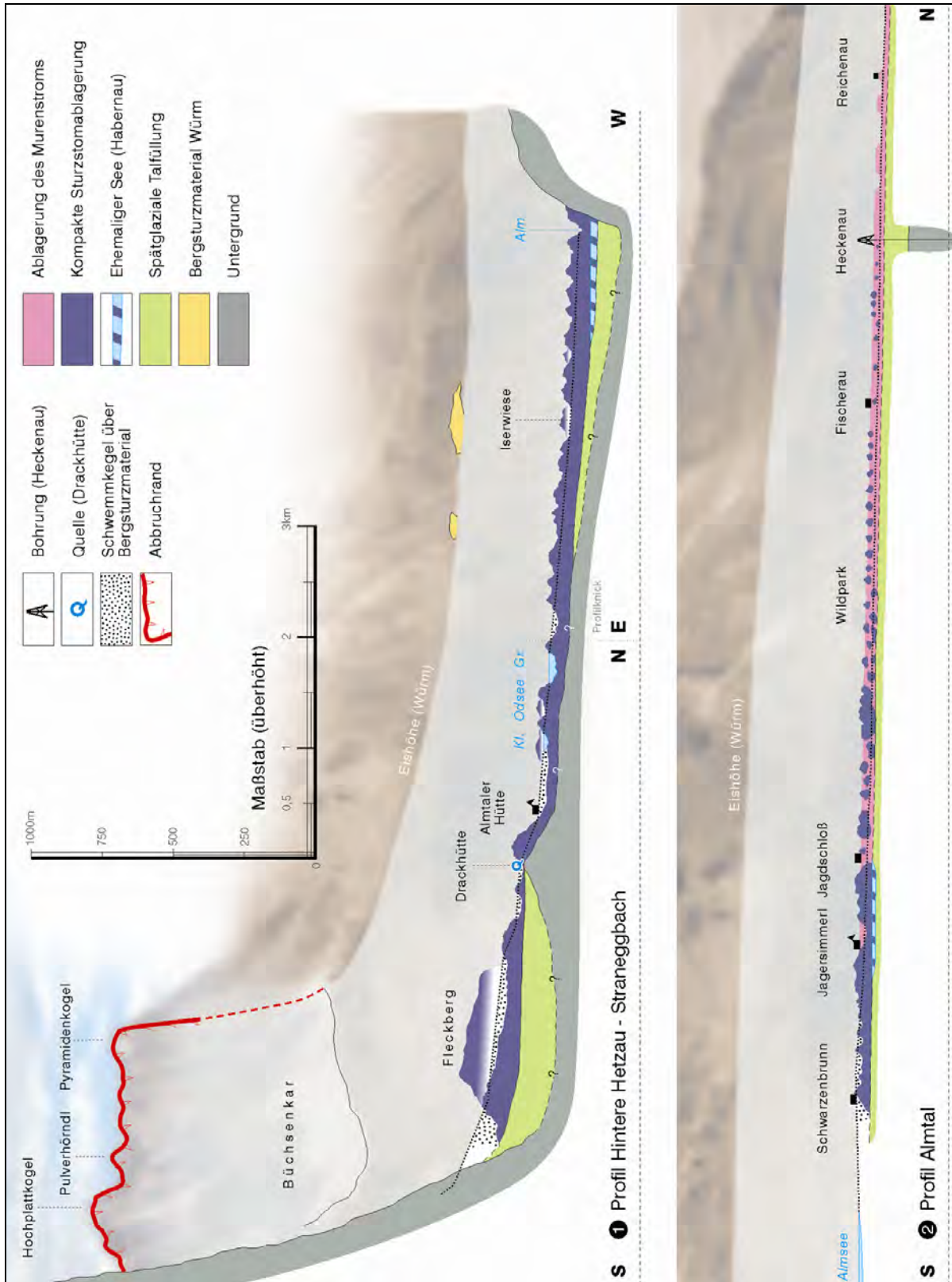


Abb. 13: Der spätglaziale Bergsturz im Almtal.

5. Literatur

- ABELE, G. (1969): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., 112, 120–124, Wien.
- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. – Wiss. AV Hefte, 25, 230 pp., München.
- ABELE, G. (1997): Rock slide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. – Z. Geomorph. N.F. 41, 1–20, Berlin – Stuttgart.
- BRINKMANN, R. (1936): Über Fenster und Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. – Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl. 31, 436–445 (Berlin).
- EGGER, H. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und in der Flyschzone auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. Bundesanst., 135, 691–692.
- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan). – Zitteliana, 20, 59–65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Aitlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 196, 69–91.
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 140, 47–50.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300 km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przegląd Geol. 10 (Pancardi 97, Cracow), 1072–1073.
- EGGER, H. & SCHWERD, K. (im Druck): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research (Elsevier).
- EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Eds., 1996): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels, Exkursionsführer 16, 76–77, Wien.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). – Sediment. Geol., 152, 247–262.
- EGGER, H., HEINRICH, M., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., RUPP, Ch., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SCHUSTER, R., STUMMER, G., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2007): Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau im Almtal, 68 S., Wien.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 11. Kirchdorf. (Zone 14, Kol. X der Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000.). – Wien (Geol. R.-A.).
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 55 S., Wien.
- HRADĚCKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SCHLAGINTWEIT, F., SVOBODOVÁ, M., SZENTE, I., ŠVÁBENICKÁ, L. & ZORN, I. (2005): Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the Lower Gosau Subgroup of Eisenbach brook in Salzkammergut (Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks. Aus der Praxis der Geologen im Salzkammergut, Gmundner Geo-Studien, 3, 25–42, Gmunden.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 135–156, Wien
- HUSEN VAN, D., IVY-OCHS, S. & SYNAL, H.-A. (im Druck): Landslides in Almtal. Mechanisms and Age. – Austrian Journal of Earth Sciences, 100.
- KIRCHMAYER, M. (1956): Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 7, 3–28, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – 487 S., OÖ Musealv., 17, 487, Linz
- KRENMAYR, H.-G. (Ed.) (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 49 Wels. – Geol. Bundesanst., Wien.
- MOSER, M. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. Bundesanst., 135, 693–695.
- MOSHAMMER, B. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. Bundesanst. 136, 574–575.

- MOSHAMMER, B. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. Bundesanst. 137, 461–463.
- PIA, J. (1943): Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 53, 5 – 155.
- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich von Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. Bundesanst., 94, 93–165.
- PREY, S. (1953): Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., 96, 301–343, Wien.
- SCHERMAIER, A. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch Geol. Bundesanst., 136, 575–577.
- SCHINDLMAYR, A. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch Geol. Bundesanst. 135, 696–697.
- SCHINDLMAYR, A. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jahrbuch Geol. Bundesanst. 136, 577–578..
- SCHUSTER, R., FINGER, F., FRANK, W. & EGGER, H. (2007): Kristallingerölle aus verschiedenen tektonischen Einheiten im Bereich des Almtales (Oberösterreich): Petrologie, Geochemie, Geochronologie. – Arbeitstagung Geol. Bundesanst., im Druck.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. – 710 S., Wien (Deuticke).
- WAGREICH, M., BOJAR, A.-V., SACHSENHOFER, R.F., NEUHUBER, S. & EGGER, H. (im Druck): Calcareous nannoplankton, planktonic foraminiferal and carbonate carbon isotope stratigraphy of the Cenomanian/Turonian-boundary section in the Ultrahelvetic Zone (Eastern Alps, Upper Austria). – Cretaceous Research (Elsevier).
- WEIDINGER, J.T. (2003): Der Bergsturz vom Toten Gebirge ins Almtal – Ablagerungen einer Massenbewegung ohne Herkunftsgebiet? – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammergut, Gmundner Geo-Studien 2, 395–404, Gmunden.
- WORTMANN, U.G., HERRLE, J.O. & WEISSERT, H. (2004): Altered carbon cycling and coupled changes in Early Cretaceous weathering patterns: Evidence from integrated carbon isotope and sandstone records of the western Tethys. – Earth Planetary Science Letters, 220, 69–82.