



Die Geologie des Oberen Aurachtals (OÖ)

PETER BRANDLMAYR*)

9 Abbildungen, 1 Tabelle

*Oberösterreich
Rhenodanubischer Flysch
Ultrahelvetikum
Randcenoman
Stratigraphie
Paleogeographie
Geodynamik
Tektonik*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 66*

Inhalt

Zusammenfassung	583
Abstract	584
1. Einleitung	584
2. Stratigraphie	584
2.1. Allgemeines	584
2.2. Ultrahelvetikum	585
2.2.1. Gesteine der Grestener Klippenzone	585
2.2.2. Gesteine der Klippenhülle	586
2.3. Rhenodanubischer Flysch	587
2.4. Randcenoman	591
2.5. Quartär	591
3. Paläogeographie und Geodynamik	592
3.1. Allgemeines	592
3.2. Rhenodanubischer Flysch	592
3.3. Randcenoman	596
3.4. Ultrahelvetikum	596
3.5. Schwellen	597
4. Tektonik	598
4.1. Allgemeines	598
4.2. Tektonische Situation im Arbeitsgebiet	598
4.3. Zusammenfassung der tektonischen Ereignisse	601
Dank	601
Literatur	601

Zusammenfassung

Das Arbeitsgebiet der vorliegenden Arbeit wird aus 3 tektonischen Einheiten aufgebaut: Randcenoman (Oberostalpin; Losensteiner Schichten), Rhenodanubischer Flysch (Penninikum; Reiselberger Sandstein bis Altlenzbacher Schichten) und Ultrahelvetikum (Helvetikum; Neokommergel, wohl der Grestener Klippenzone; Buntmergelserie der Klippenhülle).

Es wurde mit Hilfe von Literatur und eigenen Ergebnissen ein Idealprofil der stark zerscherten Buntmergelserie des Ultrahelvetikums zusammengestellt.

Das Randcenoman weist rote Tonmergeleinschaltungen auf, die an die Oberen Bunten Schiefer des Flyschs erinnern. Auch die Sandsteine erinnern stark an jene der Bunten Schiefer. Es wird angenommen, daß es in den Mangelsedimentationsphasen im Flysch verstärkt zu lokalen Turbiditen von S kam, die im Flyschtrog dann beckenparallel verliefen. Als gemeinsames Liefergebiet für Flysch und Randcenoman wird dabei ein strukturelles Hoch zwischen Flysch und Oberostalpin angenommen. Das Unterostalpin müßte zu dieser Zeit schon überschoben worden sein.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. PETER BRANDLMAYR, Institut für Geologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020-Innsbruck; Berggasse 7, A-4802 Ebensee.

Die Schichtfolge des Rhenodanubischen Flyschs und die der Buntmergelserie des Ultrahelvetikums zeigen deutlich Trends in der Sedimentation, die wahrscheinlich auf geodynamische Prozesse zurückzuführen sind. Für das Ultrahelvetikum wurde versucht, eine relative Meeresspiegelkurve zu erstellen. Diese zeigt, daß sich das Ultrahelvetikum des Fensters von Neukirchen mehrmals in Schwellenposition befand. Diese Zeiten sind sowohl mit Mangelsedimentationsphasen im Flysch (Bunte Schiefer) als auch mit orogenetischen Bewegungen im Ostalpin zeitlich korrelierbar. Dies veranlaßt zur Annahme, daß es während dieser Phasen zum Stillstand der Subduktion im Penninikum kam, wodurch die Kruste Zeit hatte, auf die Auflast zu reagieren. Der Flyschtrog wurde aufgrund des Ostalpinen Deckenstapels im S isostatisch abgesenkt, das Ultrahelvetikum im N des Flyschtrogs reagierte darauf mit einer isostatischen Hebung. Da die Kräfte von S, infolge des Stillstandes der Subduktion, nicht durch die Subduktion abgebaut wurden, sind sie im Ostalpin durch orogenetische Bewegungen kompensiert worden. Es wurde versucht, diese Entwicklung in das geodynamische Modell von STÄMPFLI (1993) einzubauen.

Als tektonische Hauptelemente können im Arbeitsgebiet Überschiebungen und Blattverschiebungen ausgewiesen werden. Das tektonische Geschehen dürfte in 2 Hauptphasen vor sich gegangen sein. Nach der Sedimentation, die im Ultrahelvetikum bis ins obere Eozän reichte, kam es zur Überschiebung durch den Rhenodanubischen Flysch und zur Aufschuppung von einer stark zerscherten Schuppe Ultrahelvetikum, die mit zunehmender Überschiebung gegen N wurzellos wurde. Bei dieser Aufschuppung kam es zur Bildung einer N–NNW vergenten überkippten Falte. Diese Prozesse dürften vom obersten Paleozän bis ins untere Oligozän gereicht haben (Haupteinengungsrichtung SSE–NNW). Im Laufe des Oligozäns kam es darauf zur Änderung der Einengungsrichtung auf SE–NW. Im Miozän folgte die zweite Phase, die durch sinistrale Blattverschiebungen charakterisiert ist. Dieser, der Extrusion der Ostalpen gegen E zuzuweisenden Phase, ist die, am Satellitenbild deutlich erkennbare, sinistrale Störungszone im Aurachtal zuzurechnen, für die der Name Attersee-Aurachtal-Störung vorgeschlagen wird. Letztere läuft im Flysch in Form einer Horse-tail-structure aus.

Geology of the Upper Aurach Valley (Upper Austria)

Abstract

The research area underlying this paper consists of three tectonic units: Randcenoman (Oberostalpin), Rhenodanubian Flysch (Penninikum) and Ultrahelvetikum (Helvetikum). In the course of this work an idealised stratigraphic profile of the intensely deformed Buntmergelserie has been elaborated, using literature and own results. The Randcenoman shows red clay insertions, reminding of the Upper Bunte Schiefer in the Rhenodanubian Flyschzone. Both are to be assumed to receive the turbidites from the same area. The Unterostalpin must have been thrust by this time. The stratigraphic sequence of the Rhenodanubian Flysch and the Buntmergelserie of the Ultrahelvetikum show distinct trends in the sedimentation, which are traceable to geodynamic processes. A relative sealevel curve was worked out for the Buntmergelserie. This curve shows that the Ultrahelvetikum from Neukirchen was often found in a threshold position. These eras correlate in time with phases of low sedimentation rate in the Flyschzone as well as with orogenic movements in the Oberostalpin. This leads to the assumption that during these phases a standstill of the subduction in the Penninikum occurred. This in turn enabled the crust to react on the loading. The deepsea trench (Rhenodanubian Flysch) sank under the weight of the Ostalpin isostatically, the Ultrahelvetikum situated in the north of the Flysch reacted with an isostatic raising. The stress from the south, which was not removed by the subduction, was compensated by orogenic movements in the Ostalpin. An attempt was made to integrate this development into the geodynamic model of STÄMPFLI (1993).

The main tectonical elements can be identified as thrust faults and strike-slip faults. The tectonical development took place in 2 phases. After the sedimentation, which reached for the Ultrahelvetikum into the Upper Eocene, the Rhenodanubian Flysch thrust the Ultrahelvetikum. Further the upwedging of a heavily deformed wedge consisting of Ultrahelvetikum occurred, which resulted in the formation of a N–NNW vergent inverse fold. These processes took place from the Upper Paleocene to the Lower Oligocene. During the Oligocene the stress direction changed from SSE–NNW to SE–NW. The second tectonic phase took place in the Miocene, and is characterised by strike-slip movements, caused by the extrusion of the Eastern Alps to the E. The sinistral strike-slip fault of the Aurach valley can be ascribed to this phase.

1. Einleitung

Diese Arbeit geht auf den geologischen Teil meiner Diplomarbeit (an der Universität Innsbruck) zurück, die sich mit der Geologie und Geomorphologie des oberen Aurachtals beschäftigt. Das Kartierungsgebiet liegt bei Neukirchen in Oberösterreich zwischen Attersee und Traunsee. Es umfaßt die Hänge orographisch links und rechts der Aurach, zwischen Neukirchen und dem Kirchsbergmoosbach. Im Süden stellt die Begrenzung des Gebietes die Überschiebung der Langbathzone auf das Randcenoman dar. Im Zuge der Diplomarbeit wurde eine geologische und geomorphologische Kartierung des gesamten Gebietes im Maßstab 1 : 10.000 vorgenommen.

Das Arbeitsgebiet der vorliegenden Arbeit wird aus 3 tektonischen Einheiten (Abb. 1) aufgebaut: Randcenoman (TOLLMANN, 1976, 1985; Oberostalpin; Losensteiner Schichten), Rhenodanubischer Flysch (Penninikum; Reilsberger Sandstein bis Altlangbacher Schichten) und Ultrahelvetikum (Helvetikum; Neokommergel, der Grestener Klippenzone; Buntmergelserie der Klippenhülle).

Der Gesteinsbestand dieser Einheiten setzt sich durchwegs aus veränderlichfesten Gesteinen zusammen. Da alle tektonischen Einheiten schlecht aufgeschlossen, stark zerschert und gefaltet sind, kann für die Formationen keine primäre Mächtigkeit angegeben werden.

2. Stratigraphie

2.1. Allgemeines

Das Ultrahelvetikum ist in Form eines tektonischen Fensters aufgeschlossen. Es besteht hauptsächlich aus Mergel und Kalkmergel der Buntmergelserie und reicht zeitlich vom Alb bis ins Maastricht. Vereinzelt liegen auch noch Sedimente des Alttertiärs vor. Neben der Klippenhülle (Buntmergelserie) treten zum Teil auch Gesteine der Grestener Klippenzone (Neokommergel) auf. Dies ist das westlichste Vorkommen von Klippenzone abgesehen vom ultrahelvetischen Fenster am Wolfgangsee (PREY, 1983), das innerhalb der Kalkalpen liegt.

Bei der Buntmergelserie handelt es sich um stark kondensierte Sedimente, die am südlichen Kontinentalabhang der euroasiatischen Platte abgelagert worden sind. Es sind Stillwassersedimente, die geringen Einfluß von flacherem Wasser zeigen, da im Dünnschliff Glaukonit, Quarzsilit und angebohrte Bivalvenbruchstücke zu finden sind. Es handelt sich wahrscheinlich um durch Wasserströmungen und möglicherweise auch durch subaquatische Rutschungen umgelagerte Sedimente, wobei im Alb und Cenoman zum Teil auch klastische Schüttungen auftreten könnten, die im Kartierungsgebiet aber nicht sicher der Buntmergelserie zuordenbar waren (Probe 33 und Lesesteine).

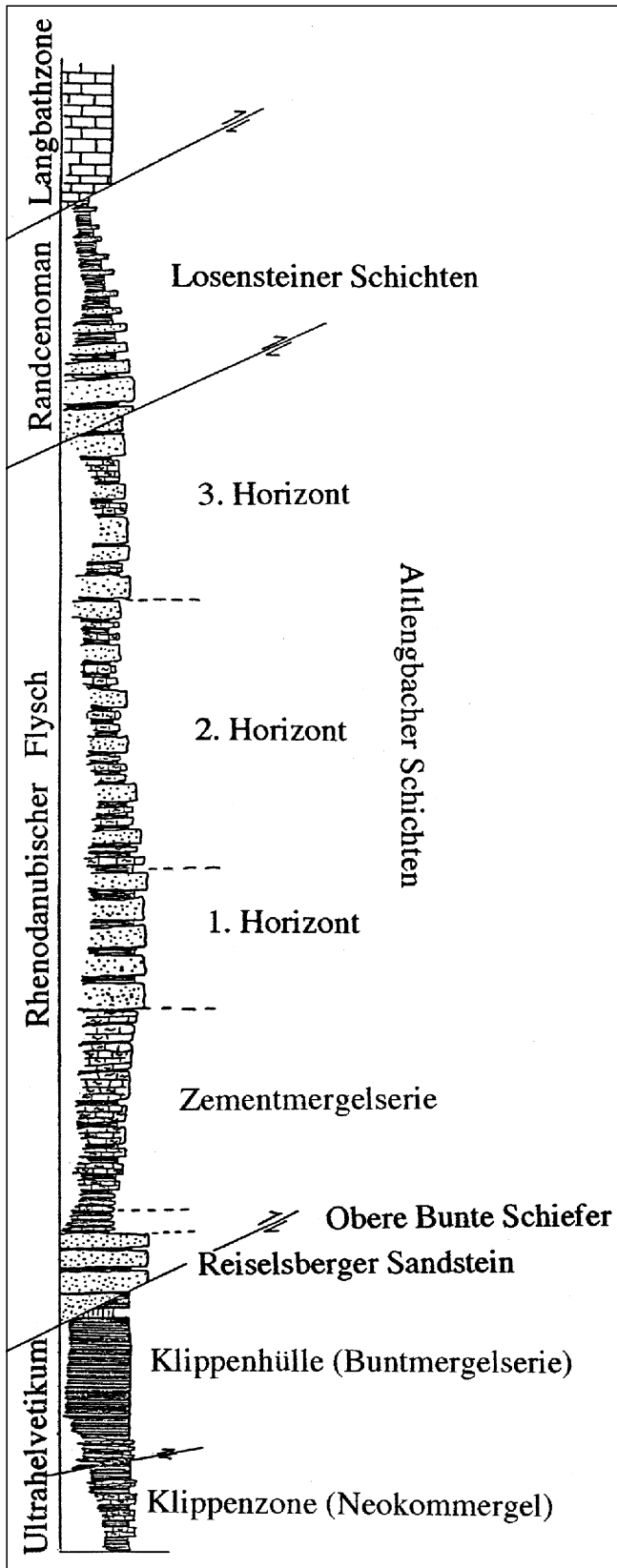


Abb. 1. Schematische Übersicht über die Stratigraphie des Arbeitsgebietes.

Der allochthone Glaukonit und der Quarzsilt stammen wahrscheinlich ebenso von gravitativen Sedimenten, die durch Wasserströmungen später umgelagert worden sind und sich mit mehr oder weniger autochthonen Sedimenten vermischt haben. Auf Umlagerung weisen auch die zerbrochenen Inoceramenschalen und Foraminiferen, so-

wie die angedeutete Sortierung hin. Prägend ist für die Buntmergelserie auch die starke Bioturbation, die vor allem im höheren Alb und im Cenoman im Aufschluß schon deutlich an den dunklen Flecken zu erkennen ist.

Im Gelände zeichnet sich das Ultrahelvetikum morphologisch besonders durch seine flache Hangneigung aus. Auch Rutschungen in Form von Feilen-, Ufer- und Rotationsanbrüchen an Bächen sind äußerst häufig, die die Verwitterungsbereitschaft der Buntmergelserie deutlich zeigen.

Darüber folgt im tektonisch nächsthöheren Stockwerk der Rhenodanubische Flysch. Es handelt sich dabei um Sedimente, die in einer Tiefseerinne abgelagert worden sind. Typisch dafür sind gravitative Sedimente, die in Form von Boumasequenzen abgelagert worden sind.

Der Flysch setzt sich aus einer Wechselfolge von klastisch geschütteten Sandsteinen und Kalkareniten und aus dem pelagischen Hintergrundsediment (Tone bis Mergel) zusammen. Es treten häufig Sedimentstrukturen auf, wie zum Beispiel Groove casts, Flood casts, Belastungsmarken, Entwässerungsstrukturen, Rippelschichtung... etc. Charakteristisch ist auch das Vorkommen von Spurenfossilien, wie zum Beispiel *Chondrites* und *Helminthoida*. Die Flyschzone tritt gegenüber der Buntmergelserie und dem Randcenoman auch morphologisch deutlich hervor. Sie bildet steilere Hänge, in die sich die Bäche sehr tief einschneiden, wogegen im Ultrahelvetikum und im Randcenoman die Seitenerosion der Bäche dominierend ist. Ähnlich wie im Randcenoman treten als Massenbewegungen vor allem kriechende Bewegungen der Hangschuttdecke auf.

Im nächsthöheren tektonischen Stockwerk, im Randcenoman, befinden sich dem Flysch sehr ähnliche Sedimente, die Losensteiner Schichten (mit denen allein das Randcenoman hier vertreten ist). Auch hierbei handelt es sich um gravitativ geschüttete Sedimente, die mit einem mergeligen Hintergrundsediment wechsellagern. Bei den klastisch geschütteten Sedimenten handelt es sich um schlecht sortierte Sandsteine mit karbonatischer Matrix. Die Ausbildung erinnert sehr stark an die Sandsteine, die in den Bunten Schiefern des Flyschs vorkommen. Auch die roten und grauen Mergel bis Tonmergel erinnern stark an jene der Bunten Schiefer des Flyschs.

Im Gelände stellen die Losensteiner Schichten wieder einen Bereich mit flachen Hangneigungen dar, in dem die Wildbäche von Seitenerosion (Feilen-, Ufer- und Rotationsanbrüche an Bächen) geprägt werden.

2.2. Ultrahelvetikum

(Abb. 1, 2)

2.2.1. Gesteine der Grestener Klippenzone

Die Neokommargel (Abb. 2), die im Kirchbergmoosbach am besten aufgeschlossen sind, bestehen aus hellgrau verwitterndem, muschelig brechendem Kalkmergel und hell- bis dunkelgrauem Mergel bis Tonmergel. Diese Wechselfolge ist dem Cenoman der Buntmergelserie zum Teil sehr ähnlich. Auch hier treten häufig dunkle Flecken auf, die durch Bioturbation geschaffen wurden. Einige Male konnten *Chondrites*-ähnliche Bauten festgestellt werden. Die blättrigen, grauen Mergel- bis Tonmergelzwischenlagen zeigen im untersten Bereich auch dunkle Flecken, die sie aber gegen das Hangende verlieren. Der Kalkmergel bricht muschelig und ist 1 bis 3 dm mächtig. Als Fossilien treten Belemniten, Inoceramenprismen,

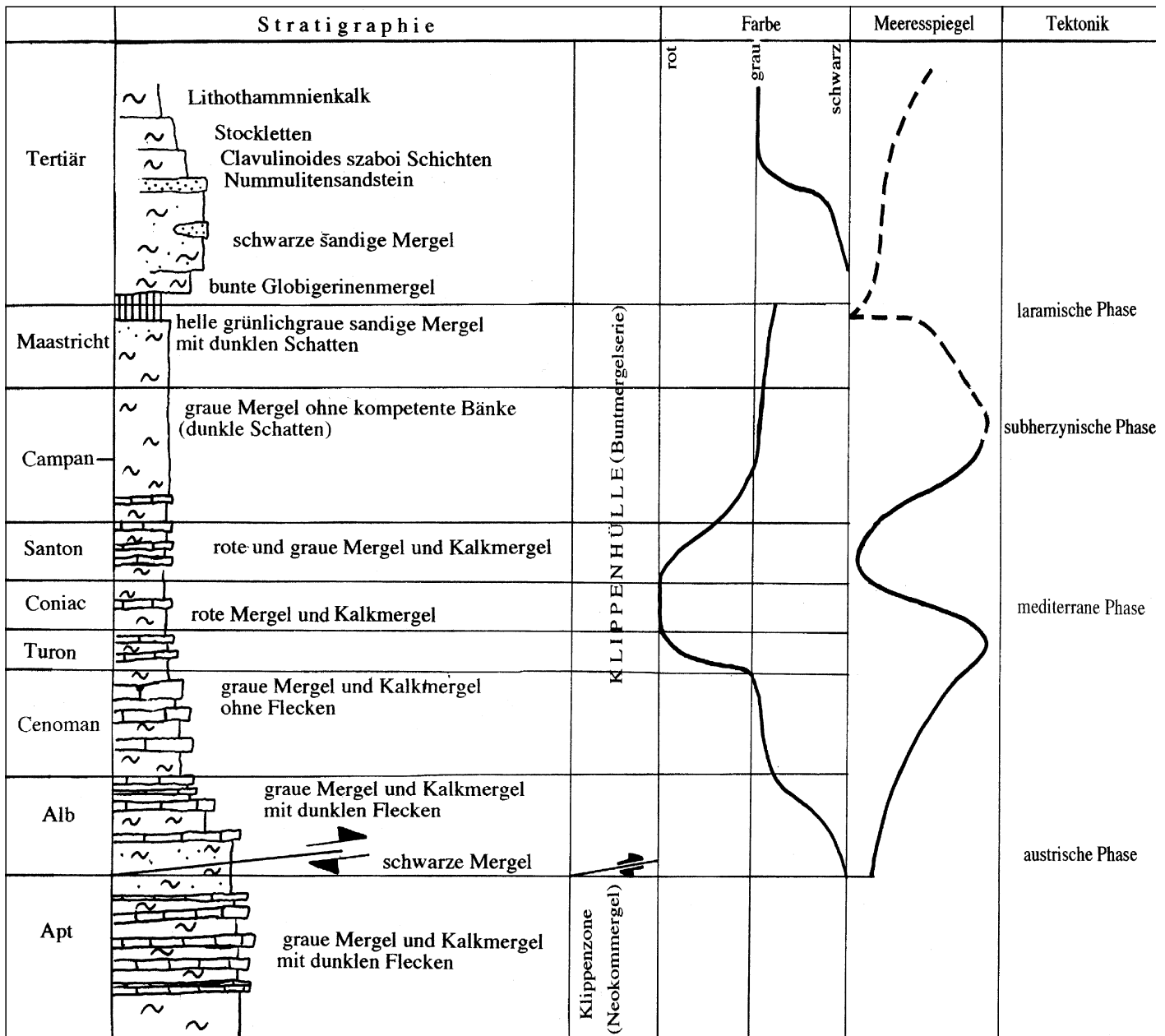


Abb. 2. Die Abbildung zeigt die Schichtfolge (der alttertiäre Teil wurde von PREY [1983] übernommen) und die relative Meeresspiegelkurve des Ultrahelvetikums. Die beigefügten tektonischen Phasen des Ostalpins zeigen einen deutlichen Zusammenhang zur relativen Meeresspiegelkurve.

Echinidenstacheln und Foraminiferen [*Haplophragmoides* (CUSHMAN), *Pseudoclavulina* (CUSHMAN), *Dentalina* (RISSO), *Lenticulina* (LAMARCK), *Ramulina* (JONES), *Epistomina* (TERQUEM), *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN)] auf. In den Proben 111 und A wurden auch Calpionelliden festgestellt. Dies stützt die Zuordnung der, der Buntmergelserie des Alb und Cenomans lithologisch ähnlichen, Abfolge am Kirchbergmoosbach zu den Neokommern.

Die Tonmineralanalyse ergab eine Vorherrschaft von Smektiten. Kaolinit und Illit treten dagegen stark zurück.

2.2.2. Gesteine der Klippenhülle

Die Buntmergelserie (Abb. 2) ist in Form eines tektonischen Fensters aufgeschlossen. Sie ist tektonisch stark zerlegt und überdies nur schlecht aufgeschlossen. Generell handelt es sich um bunte Mergel und Kalkmergel, die miteinander stark verschuppt sind. Dies bringt mit sich, daß nur ein Idealprofil erstellt werden konnte

(Abb. 2). Ich habe versucht die Schichtfolge, die der im Gschlifgraben bei Gmunden (PREY, 1983) sehr ähnlich ist, mit Hilfe von Dünnschliffen und Geländebeobachtungen, darzustellen. Als weitere Informationsquelle diente Literatur (PREY, 1983; JANOSCHEK, 1964), wobei ich den alttertiären Anteil der Buntmergelserie von PREY (1983) vereinfacht übernommen habe.

Aus diesem Abschnitt, im Hangenden der Schichtlücke zwischen Maastricht und Alttertiär, konnten im Kartierungsgebiet nur im Aufschluß 74 dunkelgraue, sandige Mergel bis Tonmergel festgestellt werden, in denen *Globigerina* (D'ORBIGNY) auftritt. JANOSCHEK erwähnt in seiner Arbeit 1964 weiters einen Block von Nummulitenkalksandstein, den ich aber leider nicht mehr finden konnte.

In der Unterkreide (Alb) treten vorerst schwarze Mergel bis Tonmergel auf, in die sich gegen das Hangende verstärkt Kalkmergelbänke einschalten. Letztere zeichnen sich durch deutliche dunkle Flecken aus, die die starke

Bioturbation anzeigen. Dies zeigt, daß genug Sauerstoff in der Wassersäule vorhanden war, um das Bodenleben zu ermöglichen. Die Grenze von sauerstoffreicher und sauerstoffuntersättigter Zone dürfte ziemlich am Sedimentboden verlaufen sein. Gegen das Hangende tritt sowohl beim Mergel bis Tonmergel als auch beim Kalkmergel ein genereller Trend des „Heller-Werdens“ auf. Bis ins obere Cenoman gehen die schwarzen Mergel bis Tonmergel über grau gefleckte in graue Mergel bis Tonmergel ohne Flecken über, und die Kalkmergelbänke mit „tintigen Flecken“ (PREY, 1950) gehen in grauen ungefleckten Kalkmergel über. In diesem untersten Abschnitt der Buntmergelserie sind deutlich klastische Einflüsse erkennbar. Vor allem im Kalkmergel kann man im Dünnschliff angebohrte Bivalvenreste, Glaukonit und Quarzsilt erkennen. Daneben treten schlecht erhaltene Fossilien, wie Ostrakoden, Bruchstücke von Brachiopoden und Inoceramen, Seeigelstacheln, Radiolarien, Fischreste und Foraminiferen [v.a. *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN), *Globigerinelloides* (CUSHMAN), *Rotalipora* (BROTZEN)] auf. In den Schlammproben konnten weiters Inoceramenprismenreste, Echinidenstacheln, *Bathysiphon* (SARS), *Ammodiscus* (REUSS), *Pseudoclavulina* (CUSHMAN), andere Sandschaler, *Nodosaria* (LAMARCK), *Dentalina* (RISSO), *Ramulina* (JONES) und *Praeglobotruncana* (BERMÚDEZ) gefunden werden.

Die nächste Entwicklung führt vom grauen Mergel des oberen Cenomans zum roten Mergel des unteren Coniacs. Im Turon beginnt sich in den grauen Mergel und Mergelkalk roter Mergel einzuschalten, der gegen das Hangende dominierend wird; der graue Kalkmergel wird gegen das Hangende seltener. Auffallend sind auch grünlichgraue Bleichungsflecken, die im Übergangsbereich im roten Mergel auftreten. Im unteren Coniac tritt dann nur noch roter Mergel auf. Deutlich ist im Schliff die Abnahme des klastischen Einflusses zu erkennen, wogegen der Fossilgehalt zunimmt. Im Dünnschliff findet man keine angebohrten Bivalvenschalen und kaum mehr Quarzsilt, auch der Glaukonitgehalt nimmt drastisch ab. An Fossilien findet man häufig Inoceramenprismen, Ostracoden sowie Fischreste neben den dominierenden Foraminiferen [v.a. *Ramulina* (JONES), Heterohelicidae (CUSHMAN), *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN), Globotruncanidae (BROTZEN)].

Der nächste Abschnitt ist charakterisiert durch den Übergang der roten Mergel des Coniacs zum grauen Mergel des oberen Campans und Maastrichts. Im oberen Coniac beginnen sich in den roten Mergel graugrüne, sehr fossilreiche Kalkmergelbänke einzuschalten. Das Santon und das untere Campan bestehen aus einer Wechselfolge von roten und grauen Mergeln. In dieser Wechselfolge treten z.T. auch Inoceramenschillagen und Foraminiferenpackstones auf, die von Tempestiten stammen könnten. Im roten Mergel, der gegen das Hangende zurücktritt, erkennt man wieder graue bis graugrüne Bleichungsflecken. Im oberen Campan ist der rote Mergel verschwunden, es steht nur noch grauer Mergel ohne kompetente Kalkmergelbänke an. Zum Teil enthält dieser graue Mergel wieder deutliche Spuren von Bioturbation (graue Schatten [PREY, 1983]), die aber schwächer sind als die der cenomanen Buntmergelserie.

Im Santon treten neben den Foraminiferen [*Bathysiphon* (SARS), *Ammodiscus* (REUSS), *Reofax* (DE MONTFORT), Hormosinidae (HAEKEL), *Cribrostomoides* (CUSHMAN), *Haplophragmoides* (CUSHMAN), *Trochamminoides* (CUSHMAN), *Ammobaculites* (CUSHMAN), *Haplophragmium* (REUSS), *Spiroplectammina* (CUSHMAN), *Arenobulimina* (CUSHMAN), *Marsonella* (CUSHMAN), *Pseudoclavulina* (CUSHMAN), *Dentalina* (RISSO), *Lenticulina* (LAMARCK), *Ramulina* (JONES), *Heterohelix* (EHRENBERG), *Hedbergel-*

la (BRÖNNIMANN & BROWN), *Praeglobotruncana* (BERMÚDEZ), Globotruncanidae (BROTZEN), *Bolivina* (d'ORBIGNY), *Pseudouvirgerina* (CUSHMAN), *Osangularia* (BROTZEN), *Gyroidinoides* (BROTZEN)] wieder Inoceramenprismen, Fischreste und vereinzelt Ostracoden auf. Im Campan findet man Echinidenstacheln, *Bathysiphon* (SARS), *Reofax* (DE MONTFORT), *Cribrostomoides* (CUSHMAN), *Haplophragmoides* (CUSHMAN), *Ammobaculites* (CUSHMAN), *Dorothia* (PLUMMER), *Nodosaria* (LAMARCK), *Dentalina* (RISSO), *Lenticulina* (LAMARCK), *Marginulinopsis* (Silvestri), Polymorphinidae (d'ORBIGNY), *Heterohelix* (EHRENBERG), *Planoglobulina* (CUSHMAN), *Pseudotextularia* (Rzehak), *Racemiguembelina* (MONTANARO GALLITELLI), *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN), Globotruncanidae, (BROTZEN), *Pseudouvirgerina* (CUSHMAN), *Pleurostomella* (REUSS), *Pullenia* (PARKER & JONES), *Gyroidinoides* (CUSHMAN). In diesem Abschnitt der Buntmergelserie konnte ich auch ein paarmal das Spurenfossil *Zoophycos* finden.

Auffallend, und auch in der Literatur oftmals erwähnt, ist die unterschiedliche Erhaltung der Fossilien (v.a. der Foraminiferen). Der Erhaltungszustand ist im grauen Mergel und Kalkmergel am besten. Im schwarzgefärbten und auch im roten Mergel ist er wesentlich schlechter.

Die Buntmergelserie wird fast ausschließlich von bioturbaten Wackestones aufgebaut, die mit wenigen Ausnahmen alle in die „Wilsonfazies“ 9 gehören (FLÜGEL, 1988). Es handelt sich um tiefmarine, nereitische Sedimente. Als Komponenten treten fast ausschließlich Peloiden und Bioklasten auf. Weiters beinhalten sie noch Extraklasten (Glaukonit, Quarzsilt). In den dunkelgrauen und schwarzen Mergelkalen zeigen zerdrückte Ostrakodenschalen, daß es vor der Zementation zur Kompaktion gekommen ist. Der Hohlraum jener Foraminiferen, die bei der Umlagerung nicht zerbrochen sind und daher nicht mit Mikrit ausgefüllt worden sind, wurde mit Kalzit auszementiert. Die Altersdatierung der verschiedenen Abschnitte der Buntmergelserie basiert im wesentlichen auf den Planktonforaminiferen [vor allem *Rotalipora* (BROTZEN) und Globotruncanidae (BROTZEN); LOEBLICH & TAPPAN, 1988; ROBASZYNSKI et al., 1983].

Die Tonmineralanalyse zeigte, daß im Alb und Cenoman die Smektitgehalte gegenüber den Gehalten von Illit und Kaolinit überwiegen, wogegen vom Coniac bis zum Campan Illit und Kaolinit dominieren.

2.3. Rhenodanubischer Flysch

(Abb. 1, 3)

Die Abfolge des Rhenodanubischen Flyschs umfaßt im Kartierungsgebiet zeitlich den Abschnitt vom Gault bis zum Maastricht. Es treten folgende lithostratigraphische Einheiten auf, vom Liegenden ins Hangende aufgezählt (EGGER, 1989): Gaultflysch, Untere Bunte Schiefer, Reilsberger Sandstein, Obere Bunte Schiefer (= Seisenburger Schichten), Dünnbankige Zementmergelbasis Schichten, Zementmergelschichten, Obere Bunte Schiefer (= Pernecker Schichten), Altlenbacher Schichten (= Mürb-sandsteinführende Oberkreide).

Es handelt sich um turbiditische Schüttungen, die heute zum Teil stark verfault sind. Die Aufschlußsituation ist, ebenso wie im Ultrahelvetikum, sehr schlecht. Der Flysch stellt die Hülle um das ultrahelvetische Fenster dar.

Der Gaultflysch (Gault) ist das älteste Schichtglied, das im Flysch des Kartierungsgebietes aufgeschlossen ist. Er tritt in der Schuppenzone zwischen Ultrahelvetikum und Flysch auf. Tektonisch ist dieses Schichtglied stark zerschert und mit anderen Schichtgliedern des Flyschs und des Ultrahelvetikums verschuppt. Die Schuppen-

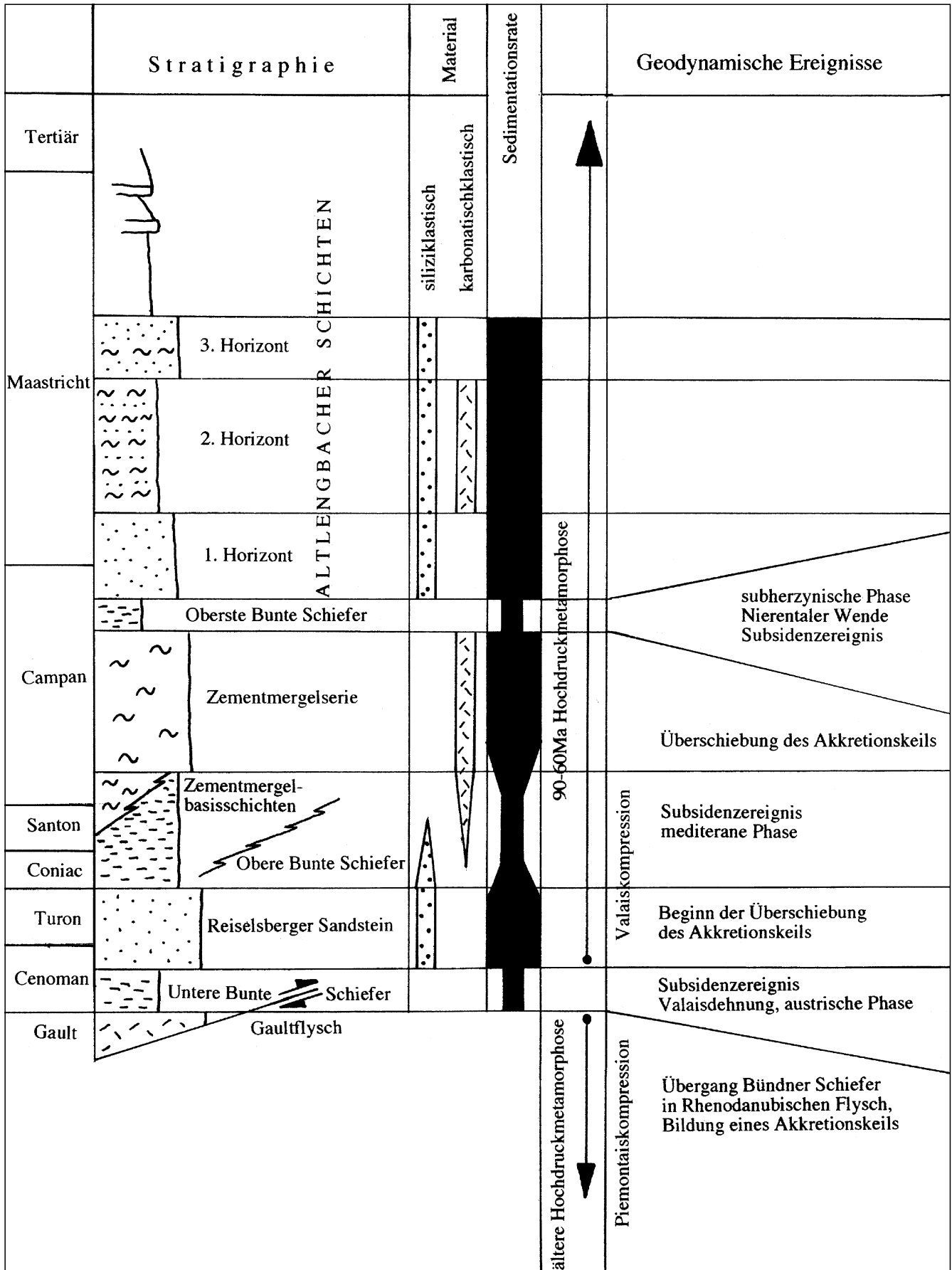


Abb. 3. Die Abbildung der Schichtfolge des Rhenodanubischen Flyschs (verändert nach BRAUNSTINGL [1988]) wurde durch Sedimentationsrate, Verteilung von karbonatisch-klastischem bzw. siliziklastischem Material innerhalb der Schichtfolge und durch tektonische und Metamorphoseereignisse der Ostalpen ergänzt. Weiters wurde versucht, eine grobe geodynamische Interpretation beizufügen.

zone um das ultrahelvetische Fenster ist auch morphologisch sehr leicht zu erkennen, da es hier verstärkt zu Feilen- und Uferanbrüchen und zum Versturz von Bäumen infolge instabiler Hangsituation kommt. Im Aufschluß besteht die Schuppenzone meist aus schwarzem Mergel in dem dichte, zum Teil etwas verkieselte klüftige Kalkmergellinsen (meist von der Zementmergelerde stammend) schwimmen. Weiters findet man im Mergel dunkelgrüne bis schwarze Glaukonitquarzite („Ölquarzite“). Als Gesteine in Bächen findet man selten auch polymikte Breccien mit schwarzer Grundmasse (wahrscheinlich vom Gaultflysch stammend, da kein Karbonat in der Matrix vorhanden ist).

Darauf folgen die Unteren Bunten Schiefer (Cenoman), die auch in die Schuppenzone, die das Ultrahelvetikum umsäumt, eingearbeitet wurden. Man findet in dieser zum Teil rote Sand- und Siltsteinlinsen, die möglicherweise von den Unteren Bunten Schiefeln stammen könnten. Durch den hohen Anteil an inkompetenten Bänken stellen sie einen prädestinierten Abscherhorizont dar. Laut Literatur sind sie den Oberen Bunten Schiefeln sehr ähnlich.

Im Hangenden schließt der Reiselberger Sandstein (Obercenoman–Turon) an, der in meinem Gebiet relativ gering mächtig ist. Dieser ist wahrscheinlich tektonisch stark reduziert und in drei Bereichen aufgeschlossen, zwischen Moosbach und Holzerhäuslgraben, am Kollmannsberg-Westabhang und zwischen dem östlichen und westlichen Zehingbach. Die Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von mürb verwitternden (karbonatische Matrix) unreifen Sandsteinen und grauem Mergel bis Tonmergel. Sie ist äußerst arm an Sedimentstrukturen. Die Sandsteinbänke, die bis zu 2 m mächtig werden können, enthalten viel Gesteinsbruchstücke, Quarz, Feldspat und Glimmer, und führen auch häufig Pflanzenhäcksel. Die Mergel- bis Tonmergelzwischenlagen besitzen eine geringere Mächtigkeit (dm-Bereich).

Im Handstück sind die Sandsteine von denen der Altengbacher Schichten nicht zu unterscheiden, was bei der Lesesteinkartierung oft Probleme bereitet hat. Bei beiden Schichtgliedern treten glimmerreiche Böden auf.

Die Oberen Bunten Schiefer (= Seisenburger Schichten/Coniac–Santon [U. Campan]) sind im Gelände nur dreimal gut aufgeschlossen (Moosbach; Zehingbach; Herbstaugraben). Meist sind sie, da sie sehr leicht verwittern, schlecht aufgeschlossen, doch der hohe Gehalt an rotem Tonmergel bis Ton kündigt sich meist in den Bächen an. Wieder treten häufig Feilen-, Ufer- und Rotationsanbrüche an Bächen in Verbindung mit den Bunten Schiefeln auf. Lithologisch stellen sie ein Übergangssediment zwischen dem siliziklastischen Reiselberger Sandstein und der karbonatisch-klastischen Zementmergelerde dar. Lithofaziell handelt es sich um roten, grünen, grauen und schwarzen Tonmergel bis Ton, der mit 5–10 cm mächtigem Kalkmergel und Sandsteinen wechsellagert. Auffallend ist auch das häufige Auftreten von Sedimentstrukturen (Flood casts und Groove casts; Rippelschichtung). Es treten meist unvollständige Boumasequenzen auf, wobei das Intervall A völlig fehlt und das Intervall B nur selten vorhanden ist. Meist bestehen die Boumasequenzen aus den Abschnitten C, D, E. Die geringe Mächtigkeit und der lange Zeitraum, in der die Bunten Schiefer abgelagert wurden, zeigen, daß es sich um eine Phase der Mangelsedimentation handelte. Nur vereinzelt treten Turbidite (Kalkmergel und Sandsteine) in der wenige Meter mächtigen Abfolge auf. Die Mächtigkeit war wahrscheinlich primär schon sehr unterschiedlich, weil sie laut EGGER (1992)

mit den Zementmergelbasisschichten verzahnen (Zehingbach: 2–3 m Bunte Schiefer und 10–15 m Zementmergelbasisschichten; Herbstaugraben: 15 m Bunte Schiefer gehen direkt in die Zementmergelerde über, Zementmergelbasisschichten fehlen). Wegen ihrer hohen Teilbeweglichkeit wurden die Bunten Schiefer wiederholt tektonisch beansprucht, was auch zu tektonisch indizierten Mächtigkeitsschwankungen geführt hat. Wegen ihrem Reichtum an sehr tonreichen Gesteinen stellen sie auch einen bedeutenden Quellhorizont dar.

Die Sandsteine verwittern im Unterschied zum Reiselberger Sandstein nicht mürb und sind denen der basalen Losensteiner Schichten (Randcenoman) sehr ähnlich. Es handelt sich um schlecht sortierte, unreife Sandsteine, die reich an Gesteinsbruchstücken, Feldspat, und Quarz sind. Als Matrix tritt Karbonat auf, das oft den Quarz verdrängt. Gegen das Hangende der Bunten Schiefer nehmen die Sandsteine an Häufigkeit ab, im Gegensatz zum Kalkmergel, der gegen das Hangende zu-, gegen das Liegende abnimmt.

Als Fossilien konnte ich in den Proben 165A und 165B neben sandschaligen Foraminiferen auch *Bathysiphon* (SARS), *Haplophragmium* (REUSS), *Heterohelix* (EHRENBERG), *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN), *Globotruncana* (CUSHMAN) finden.

Darüber schließen die Zementmergel-Basis-schichten (Unteres Campan) an. Diese bestehen aus 5–8 cm mächtigem grauem Kalkmergel und Mergel bis Tonmergel, die aus den Oberen Bunten Schiefeln hervorgehen. Typisch für diesen Abschnitt sind grüne Tonbeläge auf den Kalkmergeln, die zum Teil massenhaft Spurenfossilien (*Helminthoidea*; *Chondrites*) enthalten. Die grünen Tone sind das Hintergrundsediment, das darauf hinweist, daß die Zementmergelbasis Schichten unter der CCD abgelagert worden sind. Im Kartierungsgebiet ist diese Abfolge nur einmal aufgeschlossen (östlicher Zehingbach) und höchstens 15 m mächtig. Im Herbstaugraben fehlen die Zementmergelbasis Schichten wahrscheinlich schon sedimentär, da die Bunten Schiefer direkt in die Zementmergelerde überzugehen scheinen. Hier tritt auch schon im oberen Abschnitt der Bunten Schiefer 10–20 cm mächtiger Kalkmergel auf. Die Boumasequenzen der Zementmergel-Basis-schichten bestehen meist aus den Abschnitten (B), C, D, E, wogegen das Intervall A völlig fehlt. Gegen das Hangende nehmen der Kalkmergel und die Mergel bis Tonmergel an Mächtigkeit zu und leiten zur Zementmergelerde über.

Die Zementmergelerde (Mittleres Campan) geht, wie vorher erwähnt, aus den Zementmergelbasis Schichten hervor, wobei die Grenzziehung ein Problem ist, weshalb ich die Zementmergelbasis Schichten in der Karte nicht extra ausgeschieden habe, sondern sie in die Zementmergelerde einbezogen habe. Lithofaziell ist die Zementmergelerde eine Wechsellagerung aus grauem leicht sandigem Kalkmergel und Mergel bis Tonmergel. Der Kalkmergel nimmt im unteren Abschnitt gegen das Hangende an Mächtigkeit zu. In diesem Abschnitt treten die Spurenfossilien an Häufigkeit stark zurück, allerdings, wenn sie auftreten, dann oft massenhaft. Die Kalkarenite und der Mergel bis Tonmergel bilden wieder häufig die Abschnitte B,C, D, E, wobei das Intervall B häufiger auftritt als in den Zementmergelbasis Schichten. Selten tritt auch hier schon das Intervall A auf.

Im oberen Abschnitt der Zementmergelerde nimmt die Mächtigkeit des grauen Mergels bis Tonmergels ab, wogegen Kalkmergelbänke an Mächtigkeit stark zunehmen und schließlich im höchsten Bereich bis 2 m mächtig wer-

den. In diesem obersten Abschnitt der Zementmergelserie werden die Mergel bis Tonmergel zum Teil nur wenige cm mächtig, Sedimentstrukturen, vor allem Entwässerungsstrukturen und Rippelschichtung treten dort sehr häufig auf. Groove casts und Spurenfossilien sind eher selten. Es gibt hier auch vollständige Boumasequenzen, neben den häufigen B, C, D, (E) Sequenzen, wobei das Intervall E oft fehlt.

Typisch für die Zementmergelserie ist der nur sehr geringe Anteil an Siliziklastika, worin sich die Zementmergelserie und der 2. Horizont der Altlenzbacher Schichten im Gelände unterscheiden. Vereinzelt treten jedoch im obersten Bereich auch in der Zementmergelserie Sandsteinbänke auf, besonders im Übergang zu den Altlenzbacher Schichten.

Die Probe KB2, die aus dem obersten Abschnitt der Zementmergelschichten oder dem untersten Teil der Altlenzbacher Schichten stammt, beinhaltet folgende Foraminiferen: *Bathysiphon* (SARS), *Placentamina* (Thalman), *Ammodiscus* (REUSS), *Glomospira* (Rzehak), Rzehakinidae (CUSHMAN), Hormosinidae (HAEKEL), *Trochamminoides* (CUSHMAN). Weiters konnten in der Zementmergelserie noch Bryozoen, Textulariidae (EHRENBERG) festgestellt werden. Vor allem im Oberen Abschnitt der Zementmergelserie, in den Schliffen 159F und 159A, wurde auch Flachwasserdetritus vorgefunden [Ooide, Rotalgen, *Quinqueloculina* (d'ORBIGNY), Lageniden, Serpulidenröhren].

Wenn Störungen die Gesteine der Zementmergelserie durchlaufen, kann sie durch Mobilisationen von Pyrit schwarz gefärbt sein und Pyritkristalle enthalten. Meist findet man in solchen Zonen von Klüften durchgezogene

Kalklinsen, die von schwarzen, polierten Scherflächen umgeben sind.

Darüber schließen die Obersten Bunten Schiefer (= Pernecker Schichten/Oberes Campan) an, die wieder eine Mangelsedimentationsphase vertreten, die von der klastisch-karbonatischen Zementmergelserie zu den siliziklastischen Altlenzbacher Schichten überleiten. In meinem Kartierungsgebiet stehen sie nicht an, aber laut Literatur sind sie den Oberen Bunten Schiefen sehr ähnlich und unterscheiden sich von ihnen nur durch einen geringeren Gehalt an kompetenten Bänken. Sie sind wieder sehr gering mächtig und stellen einen tektonischen Bewegungshorizont dar.

Darüber folgen die Altlenzbacher Schichten (= Mürb sandsteinführende Oberkreide/Oberstes Campan-Alttertiär), die nach SCHNABEL (EGGER, 1987) in 4 Horizonte unterteilt werden können. In meinem Kartierungsgebiet sind nur die unteren drei Horizonte aufgeschlossen, der vierte fehlt. Die Altlenzbacher Schichten treten nur nördlich des ultrahelvetischen Fensters auf. Im südlichen Flyschschenkel stehen sie nicht an. Am schönsten sieht man die Abfolge am Moosbach, wo man entlang der Forststraße alle drei Horizonte sehen kann. Die von Dr. EGGER bestimmten Nannofossilien können Tab. 1 entnommen werden.

Der erste Horizont ist eine siliziklastische Abfolge, die sich aus Sandsteinen, quarz- und glimmerreichen Feinbreccien, Mergel bis Tonmergel und Tonen zusammensetzt. Die Sandsteine sind meist strukturlos, sie enthalten kaum Sedimentstrukturen (ausgenommen manchmal Sohlbankstrukturen). Die bis 2 m mächtigen Sand-

Tabelle 1.

Die Tabelle zeigt die von Dr. H. EGGER bestimmten Nannofossilien der Proben Zg1-165.

Die Proben Zg1 bis Nk1 wurden aus den Altlenzbacher Schichten entnommen. HH1, MB1 und HG weisen dabei beträchtliche Umlagerungszeitspannen auf. Die Proben 157 und 165 konnten sowohl im Aufschluß als auch durch die Nannofossilbestimmung nicht klar einem Schichtglied des Rhenodanubischen Flyschs zugewiesen werden. HH2 (Flysch) und Ki (Randcnoman) waren nannosteril.

C = Campan; J = Jura; K = Kreide; M = Maastricht; sC = spätes Campan.

Schichtglied -->		Altlenzbacher Schichten							-	-
Nanofossilien	Proben -->	Zg1	Zg2	Zg3	HH1	MB1	HG	Nk1	157	165
<i>Arkhangelskiella cymbiformis</i>								+		
<i>Aspidolithus pacus</i>						+				
<i>Aspidolithus pacus constrictus</i>					+					
<i>Calculithes obscurus</i>		+	+				+	+		
<i>Cribrosphaerella ehrenbergii</i>					+					
<i>Cyclagelosphaera reinhardtii</i>								+		
<i>Eiffellithus eximius</i>						+				
<i>Eiffellithus turriseiffeli</i>		+			+					
<i>Lucianorhabdus caveuxii</i>					+		+	+		
<i>Lucianorhabdus maleformis</i>							+			
<i>Microrhabdulus decoratus</i>		+	+		+					
<i>Micula decussata</i>		+	+		+	+	+	+		
<i>Quadrum gothicum</i>		+								
<i>Quadrum trifidum</i>					+					
<i>Stradneria crenulata</i>					+			+		
<i>Watznaueria barnesae</i>		+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Zeughrabdoutus embergi</i>					+					
	Alter -->	C/M	C/M	J/K	sC	C	C	sC/M	J/K	J/K

steinbänke wittern wie jene des Reiselsberger Sandsteins mürb an. Zum Teil können sie Tongallen enthalten, die im Reiselsberger Sandstein kaum auftreten. Im ersten Horizont der Altlenzbacher Schichten fehlen Spurenfossilien fast völlig. Die bis zu 1,5 m mächtigen, mergeligen bis tonigen Zwischenlagen sind grau bis schwarz.

Am schönsten ist dieser Horizont am Moosbach (715 Hm) und im Zohrergraben (595 Hm) aufgeschlossen.

Im Hangenden schließt der zweite Horizont an, der aus einer klastisch-karbonatisch-siliziklastischen Mischfazies besteht. Es treten hier Sandsteine und Kalkmergel neben mergeligen bis tonigen Zwischenlagen auf. Die Kalkmergeleinschaltungen sind sehr unterschiedlich mächtig (dm-Bereich bis zu 1,5 m) und gleichen denen der Zementmergelerde. Es können hier viele Sedimentstrukturen gefunden werden (Entwässerungsstrukturen, Rippelschichtung, Flood casts, Groove casts, Horizontalschichtung). Sie wechsellagern mit grauem Mergel bis Tonmergel und schwarzen Tonen (Hintergrundsediment), die bis 2 m mächtig werden können. In diese Wechselfolge von Kalkmergel und Mergel sind immer wieder bis zu 2 m mächtige Sandsteine eingeschaltet. Die Sandsteine sind denen des ersten Horizonts sehr ähnlich, abgesehen davon, daß hier häufiger Sedimentstrukturen auftreten (Flood casts, Groove casts, Horizontal- und Rippelschichtung).

In diesem Abschnitt der Altlenzbacher Schichten treten sehr häufig Spurenfossilien auf (*Helminthoidea*, *Chondrites*). Weiters konnten hier auch noch einige Male vollständige Boumasequenzen gefunden werden. Am häufigsten sind die Intervalle B, C, D, E.

Darauf folgt der dritte Horizont der Altlenzbacher Schichten. Dieser ist wieder eine siliziklastisch dominierte Abfolge, in der aber vereinzelt bis zu 2 m mächtiger Kalkmergel eingeschaltet sein kann. Wieder treten Mergel und Tone als Zwischenlagen auf. Die Sandsteine sind wieder sehr quarz- und glimmerreich und wittern wegen ihrer karbonatischen Matrix mürb an; auch treten häufig Tongallen auf. Häufig sind Sedimentstrukturen wie Flood casts, Groove casts und zum Teil auch Entwässerungsstrukturen sowie Rippel- und Horizontalschichtung. Oft konnte ich auch Amalgamation feststellen. Auch hier sind vollständige Boumasequenzen nicht selten, oft treten auch „top-cut“ Sequenzen auf, was gut mit der Tongallenführung zusammenpaßt. Dieser Abschnitt der Altlenzbacher Schichten ist nicht nur reich an Sedimentstrukturen, sondern enthält auch häufig Spurenfossilien (*Helminthoidea*, *Chondrites*).

Im Unterschied zum Ultrahelvetikum, wo man mit Planktonforaminiferen z.T. sehr genaue Altersdaten erhält, ist man bei der Kartierung im Flysch fast ausschließlich auf die Lithostratigraphie angewiesen.

2.4. Randcenoman

Das Randcenoman besteht aus Losensteiner Schichten (Alb), die einen schmalen Streifen zwischen Flysch (bzw. Ultrahelvetikum) und Langbathzone bilden. Morphologisch wittern sie zurück und zeichnen sich wie die Buntmergelerde durch Feilen- und Uferanbrüche und eine flache Hangneigung aus. Die Losensteiner Schichten sind flyschoide Sedimente, die aus einer Wechselfolge von Sandsteinen und Mergel bis Ton bestehen. Wegen ihrer raschen Verwitterung ist man bei der Kartierung der Losensteiner Schichten auf in Bächen auftretende Sandsteingerölle und rote Mergel- bis Tonmergelblättchen, die

von den roten Abschnitten innerhalb der Losensteiner Schichten stammen, angewiesen. Die Losensteiner Schichten bestehen aus dunkelgrauen, quarz- und glimmerreichen Sandsteinen, die den Sandsteinen der Oberen Bunten Schiefer des Flyschs sehr ähnlich sind. Diese Sandsteine wechsellagern mit dunkelgrauem Mergel bis Tonmergel. Auffallend sind immer wieder auftretende rote Bereiche (rote Sandsteine und roter Mergel bis Ton), die aber nur wenige dm–m mächtig sind.

Die Sandsteine erinnern stark an jene, die in den Bunten Schiefen des Flyschs auftreten. Auch die roten und grauen Mergel bis Tone der Losensteiner Schichten ähneln denen der Bunten Schiefer des Flyschs. Die Sandsteine sind schlecht sortiert, reich an Pflanzenhäcksel und bestehen hauptsächlich aus metamorphen Gesteinsbruchstücken, Feldspat und Quarz. Das Liefergebiet bestand aus hauptsächlich schwach metamorphen Gesteinen (Glimmerschiefer, Quarzite), sauren Vulkaniten und vor allem karbonatischen Sedimentgesteinen. Es handelt sich vor allem um lithische Wacken, sehr unreife Sedimente mit einem hohen Gehalt an karbonatischer Matrix. Zur Zementation kam es erst nach der Kompaktion, was verbogene Glimmerblättchen dokumentieren. Im Zuge der Diagenese kam es zur Verdrängung von Quarz durch Karbonat. Auffallend ist auch der vulkanische Chert, der auf Aufarbeitung saurer Vulkanite hindeutet.

Im Gelände erkennt man häufig Sedimentstrukturen wie Rippelschichtung, Wickelschichtung, Flood casts, Groove casts. Dies deutet auf gravitative Sedimentation in Form von Turbiditen hin. Die Boumasequenzen bestehen meist aus den Abschnitten C, D, E, wobei auch die Intervalle A und B gelegentlich auftreten. Die grobkörnigen Schüttungen, die in den Losensteiner Schichten auftreten sollen, konnte ich in meinem Gebiet nicht finden. Weiters treten auch Spurenfossilien (*Helminthoidea*, *Chondrites*) auf. Es handelt sich also um flyschoide Sedimente. Aus den Schlammproben 54 und 81 konnten folgende Fossilien gewonnen werden: Fischreste, *Bathysiphon*, *Trochamminoides* und andere Sandschaler, *Dentalina* (Risso), *Hedbergella* (BRÖNNIMANN & BROWN), *Rotalipora* (BROTZEN), *Osangularia* (BROTZEN). Die Nannofossilprobe Ki war leider nannosteril (Tab. 1).

Die Sandsteinbänke nehmen gegen das Hangende an Mächtigkeit ab, wogegen die mergeligen Bereiche mächtiger werden. Die Sandsteinbänke der basalen Losensteiner Schichten werden nicht selten bis zu einem Meter mächtig.

Als Tonminerale dominieren vor allem Illit und Kaolinit, der Gehalt an Smektiten ist sehr gering.

2.5. Quartär

Über den vorher beschriebenen Einheiten folgen nach einer Erosionsdiskordanz quartäre Sedimente, die von VAN HUSEN (1977) aufgenommen wurden. Das Kartierungsgebiet war während der Eiszeiten größtenteils nicht vom Gletscher bedeckt, nur am N–NW-Abhang des Kollmannsberges liegen rißeiszeitliche Moränen des Trauntalgletschers. Vom Höllengebirge zog sich auch ein Lokalgletscher bis in das obere Aurachtal, dessen Zunge in mein Kartierungsgebiet (Kirchbergmoosbach) vorgestoßen ist. Während der Würmeiszeit war die Situation ähnlich, mit dem Unterschied, daß laut VAN HUSEN sich der Trauntalgletscher nicht bis nach Neukirchen ausdehnte.

Am Kirchbergmoosbach konnte ich im Bach eine Grundmoräne (RiB) finden, die sich unter den würmeiszeitlichen, fluvioglazialen Schottern des Rückens zwi-

schen Weidensbach und Aurach (VAN HUSEN, 1977) befinden. Hauptsächlich findet man im Kartierungsgebiet proglaziale Schotter der Riß- und der Würmvereisung. Die Schotter der Rißeiszeit sind nur einmal aufgeschlossen (in Taufel), während die Würmschotter häufig auftreten (siehe Karte VAN HUSEN, 1977). Bei diesen zementierten, fluviatilen Schottern kann man im Gelände deutliche Unterschiede zwischen dem Osten und dem Westen des Kartierungsgebietes feststellen. Die Korngröße der Komponenten, die immer gerundet sind, nimmt von Westen nach Osten ab. Auch das Geröllspektrum verändert sich von Ost nach West. So treten bei Aufschluß 116 am Weidensbach kalkalpine und Flysch-Gerölle auf, deren maximaler Durchmesser ungefähr bei 15–20 cm liegt. Bei Aufschluß 186 (Dentling) hingegen liegt die maximale Korngröße bei ungefähr 5 cm Durchmesser. Die Schotter enthalten kalkalpine Komponenten, verstärkt Flyschgerölle und Komponenten aus dem Ultrahelvetikum. In Aufschluß 186 wurden bei der Brückenerneuerung weiters noch graue Tone ausgegraben, die von schräggeschichteten Schottern überlagert wurden. Bei den Schottern handelt es sich wahrscheinlich um auf Seetone progradierte Deltaschüttungen. Es müßte also zur Verklausung der Aurach gekommen sein. Da die Schotter laut VAN HUSEN (1977) der Würmeiszeit zuzurechnen sind, muß auch die Bildung des Sees während dieser Eiszeit stattgefunden haben. Nördlich der Bundesstraße, orographisch links der Aurach, findet man bei Aufschluß 186 weiters stark zementierte fluviale Schotter.

Über den Schottern und der Moräne folgen Hangschutt und Ablagerungen von Massenbewegungen. Als Massenbewegungsakkumulationen treten vor allem Bergsturzmaterial (von den Hängen der Langbathzone stammend) und Rutschmassen von Erd- und Schuttströmen auf. Ich möchte darauf verweisen, daß die Geomorphologie in diesem Heft (BRANDLMAYR, 1995) ausführlicher beschrieben ist.

3. Paläogeographie und Geodynamik

3.1. Allgemeines

Paläogeographisch ist das Ultrahelvetikum der nördlichste Ablagerungsraum, südlich davon folgen zuerst Flysch, dann Randcenoman. Das Ultrahelvetikum wurde am südlichen Kontinentalabhang der Euroasiatischen Platte abgelagert (passiver Kontinentalrand). Weiter im Süden folgt der Rhenodanubische Flysch (Penninikum), der in einer Tiefseerinne sedimentiert wurde, die durch die Subduktion der ozeanischen Kruste des penninischen Ozeans (zumindest südlicher Teile) entstanden ist. Noch weiter im Süden folgt dann das Randcenoman (als Teil des Oberostalpins), welches zum Teil eine Sedimentabfolge am Akkretionskeil des aktiven Kontinentalrandes darstellt. Dabei wird davon ausgegangen, daß das Unterostalpin ab spätestens Ende Mittelkreide vom Oberostalpin schon weitgehend überschoben war.

Bei den Überlegungen zur Paläogeographie habe ich mich vor allem an der kürzlich erschienenen Arbeit von STÄMPFLI (1993) orientiert. Seine Theorie geht davon aus, daß das Brianconnais gegen Osten hin auskeilt. Im Westen, wo das Brianconnais noch vorhanden ist, beschreibt er zwei Riftingphasen, die zur Bildung von zwei Ozeanen (Piemontais O. [= südpenninischer]; Valais O. [= nordpenninischer]) führten, welche über ein Transform-System mit dem Atlantik in Verbindung standen. Zuerst kam es in der höheren Trias zum initialen Rifting des Piemontais-

Ozeans, der im Jura seine größte Ausdehnung hatte. Darauf folgte eine kompressive Phase mit Subduktion ozeanischer Kruste unter Bildung eines Akkretionskeiles. Während der Subduktion kam es weiter nördlich zur Bildung eines zweiten Ozeans, dem Valais Trog. Zwischen den beiden Ozeanen lag im Westen die „Iberische Halbinsel“ und weiter im Osten die Brianconnais-Schwelle, die gegen Osten auskeilt. Das Valais-Rifting ist nach STÄMPFLI im Osten jünger und schwächer als im Westen. Möglicherweise kam es im Osten überhaupt nur noch zu einem distensiven Event ohne ozeanische Krustenbildung. Darauf folgte die zweite Subduktionsphase (nordpenninische Subduktion). Dieser kompressiven Phase ist der Rhenodanubische Flysch hauptsächlich zuzuweisen. Die Position des Rhenodanubischen Flyschs könnte man in Anbetracht der fehlenden Brianconnais-Schwelle als nord- und südpenninisch bezeichnen.

Als Motor der Prozesse wird allgemein die unterschiedliche Öffnung verschiedener Teile des Atlantiks angesehen. Dies führte zur Entwicklung einer großen Scherungszone zwischen Afrika und Europa. In dieser kam es, initiiert durch die unterschiedliche Öffnung verschiedener Teile des Atlantiks, zu Phasen mit dextralem bzw. sinistralen Bewegungssinn. Dadurch traten in der Scherzone Dehnungsphasen (z.T. unter Bildung ozeanischer Kruste) bzw. Phasen mit Kompression auf. Weiters kam es zur Bildung von Mikroplatten zwischen Afrika und Europa.

Der Penninische Ozean im Bereich der mittleren und östlichen Ostalpen war laut HÖCK & KOLLER (1989) durch einen schmalen, von Transformfaults durchsetzten, Bereich ozeanischer Kruste mit geringen Spreizungsraten charakterisiert.

3.2. Rhenodanubischer Flysch

Wenn man die Schichtfolge des Rhenodanubischen Flyschs betrachtet (Abb. 3), erkennt man einige deutliche Trends, die wahrscheinlich Zeugnis geodynamischer Prozesse sind. Zwischen dem Gault und dem Maastricht fallen in der Schichtfolge zwei deutlich klastisch dominierte (prae Turon und Maastricht) und ein deutlich karbonat-klastischer Bereich auf. Als Übergang zwischen diesen Bereichen kam es zur Sedimentation der Bunten Schiefer, die sehr gering mächtig sind und über einen relativ langen Zeitraum sedimentiert wurden. Diese Zeiten der Mangel-sedimentation brachte EGGER (1992) in Beziehung zu den von TOLLMANN (1966) aufgestellten tektonischen Phasen (austroalpine, mediterrane, subherzynische), und interpretierte die Bunten Schiefer als durch Subsidenzereignisse entstandene Sedimente. Auffallend ist, daß die Bunten Schiefer nicht nur zwischen Bereichen mit siliziklastisch und karbonatlastisch dominierter Sedimentation stehen, sondern auch den Wechsel von verschiedenen Paläoströmungsrichtungen anzeigen. HESSE (1965) hat in der bayrischen Flyschzone gezeigt, daß die siliziklastischen Schüttungen alle von Osten erfolgten, wogegen die „Calcuturbidite“ von Westen geschüttet wurden. Dies verleitet zur Annahme, daß – wenn es zur Schüttung von vorwiegend karbonatischem Material gekommen ist – im Westen verstärkt tektonische Bewegungen durch Kompression aufgetreten sind, wogegen bei dominierendem siliziklastischem Material die Kompression im Osten stärker gewesen ist.

Im Rhenodanubischen Flysch herrscht nach der Nomenklatur von MUTTI und RICCI LUCCHI (1975) die distale Turbiditfazies C vor. Die Bunten Schiefer werden von der Turbiditfazies D aufgebaut.

Im folgenden möchte ich auf eine mögliche geodynamische Interpretation der Schichtfolge des Rhenodanubischen Flyschs unter Berücksichtigung der Theorie von STÄMPFLI eingehen (Abb. 2, 3, 4).

Nach dem Piemontais-Rifting im Jura kam es in der unteren Kreide zur südpenninischen Subduktion unter Bildung eines Tiefseegrabens. Es kam zur Ablagerung der Bündner Schiefer (Tauernfenster) und zur Bildung eines Akkretionskeils. Die dazugehörige Hochdruckmetamorphose finden wir im Süden des Tauernfensters an der Basis der Glocknerdecke (FRANK et al., 1987). Die südpenninische Subduktion dürfte bis in die obere Unterkreide gereicht haben. Hinweise dafür sind orogenetische Bewegungen im Ostalpin (RISCH, 1988; GAUPP, 1982). Die Austrische Phase wird durch die in der Unterkreide sedimentierten Roßfeld Schichten und die klastische Entwicklung der Losensteiner Schichten dokumentiert.

Der Rhenodanubische Flysch entwickelte sich in der oberen Unterkreide. Es kam zu einer zeitgleichen Sedimentation mit den Bündner Schiefer (Verzahnung?). Letztere mußten im Hangenden in den Rhenodanubischen Flysch übergehen. Im oberen Alb und im Cenoman wurden die Bunten Schiefer sedimentiert (Abb. 4/2). Sie stellen einen Zeitraum erhöhter Subsidenz (durch isostatisches Niederdrücken) dar, die mit dem Valais-Rifting im Zusammenhang stehen könnte. Während es weiter im W zur Bildung einer ozeanischen Kruste kam, setzte im Osten die Subduktion aus, und die Kruste hatte Zeit, auf die Auflast zu reagieren (Subsidenz). Darauf setzte im Osten früher als im W die nordpenninische Subduktion ein (Abb. 4/3).

Da so weit östlich (OÖ) keine ozeanische Kruste mehr gebildet wurde, waren nur noch Reste der südpenninischen ozeanischen Kruste vorhanden. Wahrscheinlich handelte es sich um Unterschiebungen von ozeanischen Krustenresten und dem älteren Flysch (Bündner Schiefer), die im Akkretionskeil der südpenninischen Subduktion vorhanden waren. Möglicherweise enthält der Rhenodanubische Flysch nur deshalb kaum Ophiolithe. Die kompressive Phase (Abb. 4/3) führte im Flysch zu einer deutlichen klastischen Entwicklung, die des Reiselberger Sandsteins (Turon). Neben der Kompression, die im N zu Hebungen führte, fanden auch Lateralbewegungen statt. Wahrscheinlich handelte es sich um eine schräge Subduktion, und da durch Transformfaults (HÖCK & KOLLER, 1989) des penninischen Ozeans schon Schwachstellen vorhanden waren, sind Lateralbewegungen leicht vorstellbar. Neben Blattverschiebungen im N (HESSE, 1982) könnte es auch im S zu lateralen Bewegungen gekommen sein, wie die basale Gosaubeckenentwicklung zeigt (Pull-apart Becken). Die zuvor abgelaufenen orogenetischen Prozesse zeigen sich auch dadurch, daß die Gosasedimente auf gefaltetem Untergrund transgredierten.

Während im Ostalpin die mediterrane Phase orogenetische Bewegungen verursachte, kam es im Flysch wieder zur Mangelsedimentation, die oberen Bunten Schiefer (Coniac-Santon) wurden sedimentiert (Abb. 4/4). Dieses Subsidenzereignis zeigt wahrscheinlich, daß die Subduktion (Unterschiebung) im Flysch zum Erliegen kam. In diesem Zeitraum reagierte die Kruste auf die überlagernde Auflast (EGGER, 1992). Der durch das Ende der Subduktion wachsende Druck von S mag die Subsidenz noch weiter beschleunigt haben. Die Mangelsedimentation im Flysch zeigt sich durch den Vorstoß der Stillwasserseimente des Ultrahelvetikums (EGGER, 1992). Der Ablagerungsraum liegt im Unterschied zum Ultrahelvetikum wahrscheinlich unterhalb der CCD, da die Bunten Schiefer aus Tonmergel und Tonen bestehen und der Karbonatge-

halt des Hintergrundsediments sehr gering ist. Deshalb fehlt auch der für das Ultrahelvetikum typische Reichtum an Planktonforaminiferen. Weiters dürfte es verstärkt zu lokalen Turbiditen vom strukturellen Hoch gekommen sein, auf was Ähnlichkeiten der Sandsteine der Losensteiner Schichten, die distale Turbiditfazies und unterschiedliche Paläoströmungsrichtungen der Turbidite (HESSE, 1965) hinweisen.

Weiter im S kam es während der Sedimentation der Oberen Bunten Schiefer zur Unterschiebung des Akkretionskeils (= Glocknerdecke im Sinne STÄMPFLI, 1993), wie die Metamorphosedaten zeigen (Abb. 4/4).

In der Glocknerdecke kam es zwischen 90 und 60 Ma zu einer Hochdruckmetamorphose (FRANK et al., 1987), wobei nun nicht nur die südlichen Teile, sondern die gesamte Glocknerdecke des Tauernfensters betroffen war.

Im Verlauf des Campans wurde der Akkretionskeil vom Ostalpin völlig überschoben (Abb. 4/5 und 4/6), was sich in den Gosaubecken durch das plötzliche Ausbleiben von Chromspinell zeigt. Im oberen Campan (Abb. 4/6) kam es zum Stau der Unterschiebung des Akkretionskeils, weiter im S zur intragosauischen Gebirgsbildung (OBERHAUSER, 1968). Im Flysch (Obere Bunte Schiefer) und in der Gosau zeigt sich ein starkes Subsidenzereignis, die Nierentaler Wende. Im Flysch könnte als Ursache das isostatische Niederdrücken durch die Auflast der Ostalpinen Decken gelten, unterstützt vom Druck aus dem S (EGGER, 1992). Der steigende Druck führte schließlich im oberen Campan zum Überschieben im Bereich des Rhenodanubischen Flyschs. Im Flysch äußert sich dies durch einen weiteren siliziklastisch dominierten Abschnitt, die Altlengbacher Schichten.

Die verschiedenen Paläoströmungsrichtungen (HESSE, 1965) lassen sich in dieses Modell einbauen. Nach der Valaisdehnung kam es im Turon zur Kompression. Der viel breitere Bereich zwischen der adriatischen und der Euroasiatischen Platte im Westen, der gegen Osten hin auskeilte, verursachte bei der Kompression eine Rotation der adriatischen Platte im Uhrzeigersinn. Folglich fand die Kompression zuerst im Osten statt. Die Paläoströmungsrichtungen zeigen, daß die Turbidite hauptsächlich von Osten geschüttet wurden. Im Coniac und Santon kam es zum Stau der Kompression und zur Progradation der Karbonate von Westen, wo es durch die fortgeschrittene Rotation zu tektonischen Bewegungen kam. Im Campan geht die Progradation des von Westen geschütteten Materials weiter, wie die CU-Entwicklung der Zementmergelerde zeigt. Nach der Sedimentation der Obersten Bunten Schiefer kam es zur weiteren Unterschiebung gegen Norden. Nach einer kurzen Schüttung von Osten (Altlengbacher Schichten 1. Horizont) kam es zu Schüttungen von Osten und Westen. In dieses Konzept paßt auch die Richtungsänderung der Kompression von der praegosauischen (N-S) zur intragosauischen (NW-SE) Orogenese-phase.

Während der Umstellung der Paläoströmungsrichtungen der Turbidite kam es wahrscheinlich verstärkt zu lokalem Transport, vom strukturellen Hoch in den Flyschtrog hinein, wo der Transport dann beckenparallel verlief. Hinweis dafür ist die Ähnlichkeit der Sandsteine der Bunten Schiefer mit den von S geschütteten Sandsteinen der Losensteiner Schichten (gleiches Liefergebiet ist das strukturelle Hoch, das sich zwischen dem Flyschtrog und dem Oberostalpin befindet). Die distale Turbiditfazies der Bunten Schiefer könnte Ausdruck kleinerer lokaler Turbidite sein.

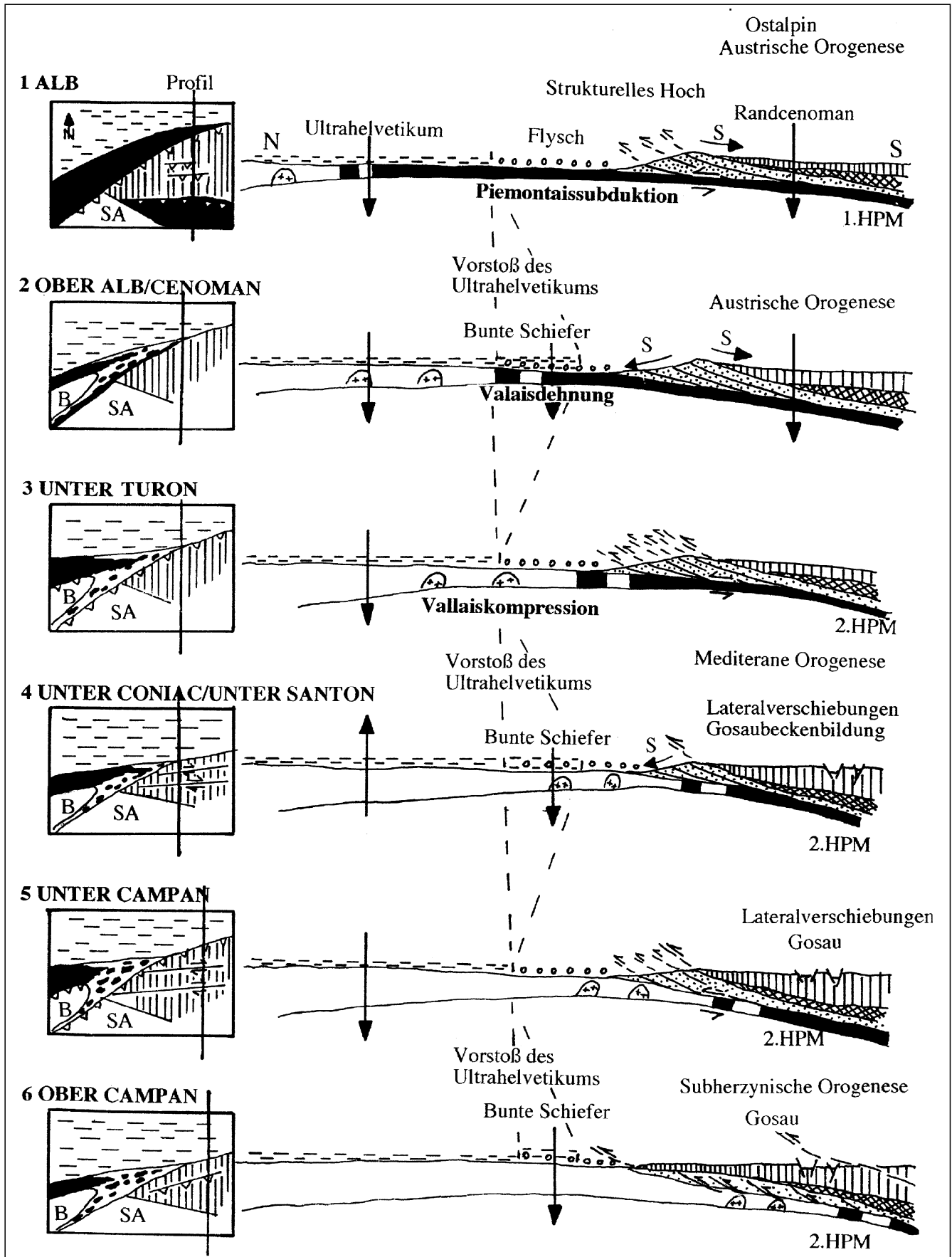
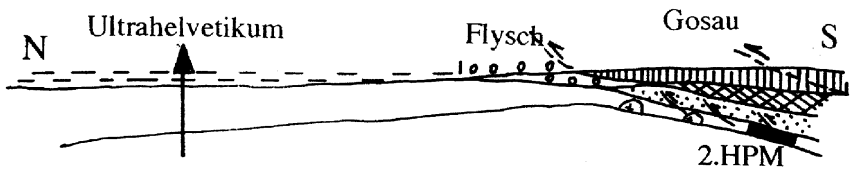
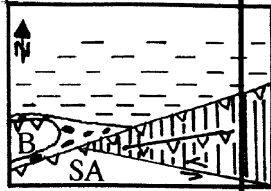
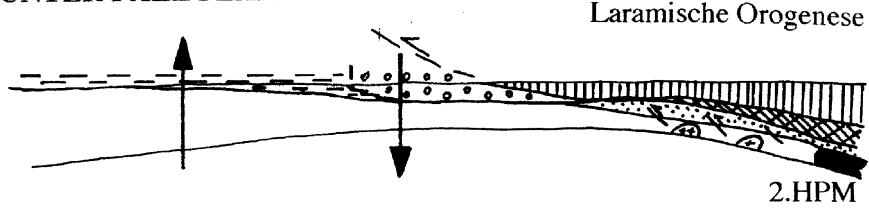
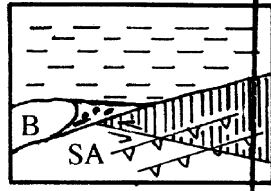


Abb. 4. Schematische Darstellung der im Text beschriebenen geodynamischen und tektonischen Entwicklungen zwischen dem Alb und dem Miozän (SA = Südalpen; P = Profil; B = Briançonnais; HPM = Hochdruckmetamorphose; S = Schüttungsrichtung).

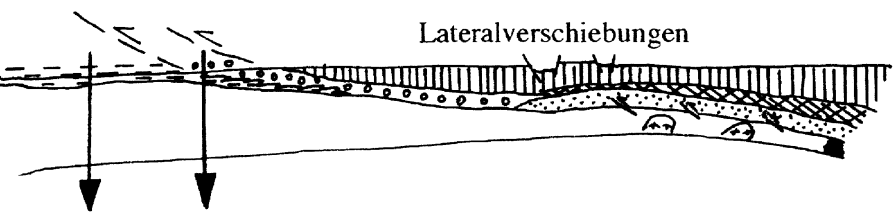
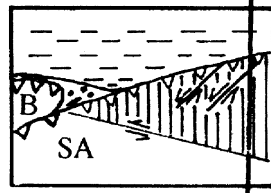
7 MAASTRICHT Profil



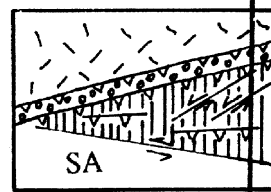
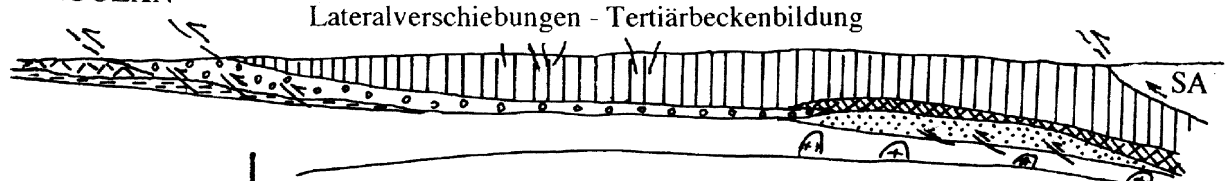
8 OBER MAASTRICHT/UNTER PALEOZÄN



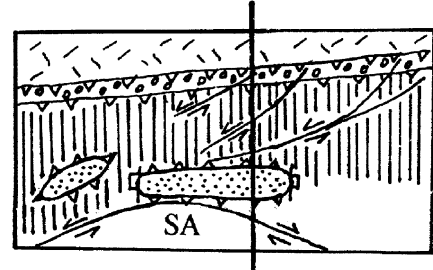
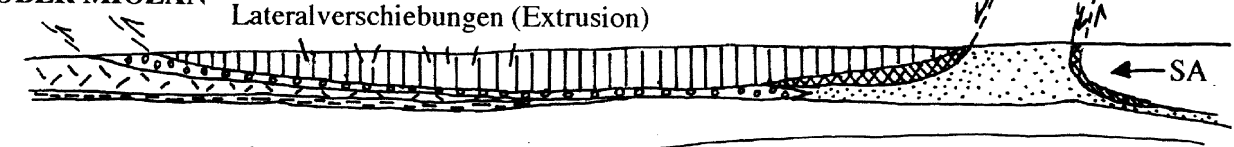
9 EOZÄN



10a OLIGOZÄN



11 OBER MIOZÄN



- Legende:**
 Mollasse
 Ultrahelvetikum
 Penninikum: Ozeanische Kruste
 Akkretionskeil
 Rhenodanubischer Flysch
 Ostalpin: Unterostalpin
 Oberostalpin
 Überschiebung bzw. Aufschuppung
 Abschiebung
 Lateralverschiebung
 Absenkung bzw. Hebung

Profil	Übersicht

Dieses geodynamische Modell würde auch erklären, warum im Rhenodanubischen Flysch kaum Ophiolithe anzutreffen sind. Ab dem Cenoman ist die ozeanische Kruste wahrscheinlich nur noch in Relikten vorhanden gewesen bzw. schon in den Akkretionskeil eingearbeitet worden (Tauern Fenster: Bündner Schiefer mit Grünschiefern, im Sinne von STÄMPFLI, 1993). Zum Großteil war sie wahrscheinlich schon subduziert. Die hohen Smektitgehalte im Alb und Cenoman der Buntmergelserie des Ultrahelvetikums mögen vielleicht mit basischem Vulkanismus, der in Verbindung mit der Valaisdehnung lokal aufgetreten sein könnte, zusammenhängen.

3.3. Randcenoman

Der Umstand, daß das Ultrahelvetikum und der Rhenodanubische Flysch eine ähnliche Entwicklung aufweisen, veranlaßte EGGER (1992), sie als benachbart anzunehmen. Weiters fällt auch eine ähnliche Entwicklung im Randcenoman auf. Es liegt daher nahe, auch diese Einheit in der Nachbarschaft des Flysches anzusiedeln. Die Schrambach Schichten sind umgelagerte distale Sedimente des tieferen Schelfs.

Die Tannheimer Schichten deuten in der Abfolge des Randcenomans auf ein Subsidenzereignis hin. Ebenso wie im Flysch ändert sich die Sedimentation im Hangenden der bunten Sedimente deutlich. Es folgen Sandsteine und Mergel der Losensteiner Schichten, die z.T. auch Spikulite enthalten. Die Losensteiner Schichten zeigen eine flyschoide Entwicklung (Turbidit-Boumasequenzen; Spurenfossilien [*Chondrites*, *Helminthoida*]). Die von S geschütteten Turbidite gehören, wie bei den Bunten Schiefern des Flysches, in die Turbiditfazies D (MUTTI & RICCI-LUCCI, 1975). In meinem Kartierungsgebiet wird dieses Schichtglied von einer DU-Abfolge aufgebaut.

Die roten Tone und Tonmergeleinschaltungen, die zum Teil auftreten, könnten Subsidenzereignisse (Mangelsedimentationsphasen) innerhalb der Abfolge der Losensteiner Schichten darstellen. Dies könnte Ausdruck davon sein, daß die tektonischen Bewegungen der austrischen Orogenese im Ostalpin in vielen kleineren Phasen abliefen.

Die Schichtfolge des Randcenomans (Schrambach- bis Losensteiner Schichten) könnte man als Entwicklung eines Slopebereichs mit Stillwassersedimentation zu einem südlichen Vorbecken der Subduktion mit flyschoider Fazies interpretieren. Möglicherweise lag der Ablagerungsbereich zum Teil am Akkretionskeil, der aus Bündner Schiefern besteht.

Da die Schrambachschichten in der oberen Unterkreide sedimentiert wurden, sind sie von einer abnehmenden Subduktion, isostatischem Niederdrücken und der Valaisdehnung geprägt (große FU-Entwicklung). Die Tannheimer Schichten stellen ein Subsidenzereignis innerhalb dieser FU-Abfolge dar. Darauf kam es zur klastischen Sedimentation der Losensteiner Schichten, die die FU-Entwicklung weiterführten. Diese klastischen Sedimente sind Ausdruck tektonischer Bewegungen im Ostalpin (austrische Phase). Durch den Stau der Subduktion im Norden kam es im Ostalpin zur praegosauischen Orogenese. Die für das Herannahen von Überschiebungen typischen Cu-Sequenzen fehlen. Eine Erklärung dafür wäre, daß diese Entwicklung nur durch die „Überschiebungen“, die vor dem Campan stattgefunden haben müßten, fehlt. Die Sedimentation im Randcenoman wurde mit der „Überschiebung“ abgeschlossen.

3.4. Ultrahelvetikum

Wie schon erwähnt, wurde das Ultrahelvetikum am Südrand der Euroasiatischen Platte abgelagert. Es sind kondensierte Sedimente eines passiven Kontinentalrandes mit vorwiegend bioklastischen Wacke- bis Mudstones, deren Bioklasten durch Bioturbation homogenisiert wurden. Es handelt sich wahrscheinlich um durch Wasserströmungen umgelagerte Sedimente, die vor allem planktonische Foraminiferen enthalten. Meist treten nur untergeordnet bentonische auf. Daß ein Einfluß von klastischen Sedimenten bestanden haben muß, beweisen angebohrte Bivalvenreste, Glaukonit und Quarzsilt, die in dieser Tiefe anders nicht erklärt werden könnten. Auch das Spurenfossil *Zoophycos* zeigt, daß es sich um Stillwassersedimente handelt, die unter der Sturmwellenbasis abgelagert wurden. Nur im Santon dürften die Wassertiefen und der klastische Einfluß geringer gewesen sein (Schwellenposition des Ultrahelvetikums).

Es wurde versucht, mit Hilfe der statistischen Schlammprobenauswertung eine relative Meeresspiegelkurve zu erstellen (Abb. 2). Ergänzend wurden dazu noch die Sedimentationsrate, Farbe der Sedimente (Durchlüftungsgrad) und Fossilhäufigkeit berücksichtigt.

Der erste Trend der Buntmergelserie steckt in den Sedimenten des Albs bis ins Turon. Die relative Meeresspiegelkurve zeigt einen deutlichen Anstieg des Meeresspiegels vom Alb bis ins Turon (Abb. 2, 4/1, 4/2, 4/3). Die Sedimentationsrate nimmt vom Liegenden ins Hangende stark ab, was deutlich an dem sinkenden klastischen Einfluß erkennbar ist.

Weitere Hinweise, die jedoch mit Vorsicht zu genießen sind, sind die von schwarz nach grau sich verändernde Sedimentfarbe und die stark zunehmende Fossilhäufigkeit. Bei der dunklen Farbe des Albs und Cenomans muß man bedenken, daß im Cenoman ein weltweit verbreitetes anoxisches Ereignis stattfand, das die Tonmineralanalyse auch deutlich im Ultrahelvetikum zeigte. Auf Grund eines sehr ausgeglichenen Klimas wurde die Zirkulation in den Ozeanen stark eingeschränkt, wodurch die Tonmineralanalysen stark erhöhte Smektitgehalte zeigen. Die Kaolinitgehalte sind in diesem Zeitraum (obere Unterkreide–untere Oberkreide) sehr gering.

Wahrscheinlich spielen mehrere eng miteinander verknüpfte Faktoren zusammen: das Größerwerden des Abstandes zwischen Meeresboden und Wasseroberfläche, damit abnehmender siliziklastischer Einfluß, Änderung des Redoxpotentials, geringere Wasserzirkulation, Bioproduktion und anoxische Bedingungen.

Aus der Buntmergelserie des Turons konnte leider kein Wert für die Schlammprobenstatistik gewonnen werden. Da die Schlammstatistik vom Coniac zum Santon auf eine relative Meeresspiegelabsenkung und im Cenoman auf eine relative Meeresspiegelanhebung hindeutet, stellt sich die Frage, ob der relative Meeresspiegelhochstand im Ultrahelvetikum im Turon oder im Coniac stattfand. Ich nehme an, daß dies im Turon der Fall war, da die Entwicklung der Sedimente eher dafür spricht:

- 1) die Buntmergelserie des Coniacs und Santons weist die größte Fossilhäufigkeit auf; weiters treten im Santon Inoceramenschille und Foraminiferenpackstones (z.T. mit Schrägschichtung) auf, die auf Tempestite zurückzuführen sein könnten;
- 2) die rote Farbe der Sedimente und die Anlösung der Fossilien sprechen für gute Durchlüftung im Coniac und Santon.

Dies deutet auf eine Schwellenposition des Ultrahelvetikums im Coniac und Santon hin (Abb. 2, Abb. 4/4). Das würde bedeuten, daß, während es im Flysch zu einem Subsidenzereignis kam (Obere Bunte Schiefer), der Ablagerungsraum der Buntmergelserie „seichter“ wurde. Eine mögliche Erklärung für diese Erscheinung wäre, daß es im Zuge des isostatischen Niederdrückens der Kruste im Flysch zu einer isostatischen Ausgleichsbewegung im nördlichen Vorfeld kam. Sobald sich die gestauten Kräfte im unteren Campan (Abb. 2, 4/5) abzubauen begannen, setzte die Überschiebung gegen N wieder ein, worauf eine Anhebung des relativen Meeresspiegels im Ultrahelvetikum folgte. Im oberen Campan (Abb. 2, 4/6) geht die Absenkung des Ultrahelvetikums weiter. Wieder treten dunkle Flecken als Anzeichen einer Änderung des Redoxpotentials, durch das der organische Kohlenstoff verstärkt im Sediment angereichert wird, auf.

Die weitere Entwicklung konnte nicht durch schlammstatistische Daten ergänzt werden. Der nächste Fixpunkt nach dem oberen Campan ist die Schichtlücke, die Teile des Maastrichts und des Paleozäns umfaßt. Auffallend ist der Faziesprung oberhalb und unterhalb der Schichtlücke. Nach der Abfolge des äußeren Schelf- bis Tiefwasserbereiches in der Oberkreide setzt im oberen Paleozän eine Abfolge mit schwarzem, sandigem Mergel ein, die Nummulitenkalke beinhaltet. Der relative Meeresspiegel muß also im oberen Paleozän und im unteren Eozän viel flacher gewesen sein als in der Oberkreide. Weiters fällt auf, daß in die Zeit der Schichtlücke wieder eine orogenetische Phase (Iaramische Phase) fällt.

Im oberen Campan kam es zu einem Meeresspiegelhochstand. Möglicherweise fällt dies mit der Nierentaler Wende in der Gosau bzw. mit den Obersten Bunten Schiefern der Flyschzone zusammen (bzw. etwas zeitlich versetzt?).

Darauf folgt eine relative Meeresspiegelabsenkung (Abb. 2, 4/7), die abermals in Verbindung mit einem tekto-

nischen Ereignis im Ostalpin auftritt. Durch einen Stau der Überschiebung, der im Süden ein Subsidenzereignis (Alt-lengbacher Schichten 4. Horizont) hervorrief, kam es im nördlichen Vorfeld zur isostatischen Hebung (Abb. 2, 4/8). Das Ultrahelvetikum nahm eine Schwellenposition ein, es kam zur Nichtsedimentation oder sogar zur Erosion. Die nach der Schichtlücke folgenden, im Oberpaleozän (Abb. 2, 4/9) einsetzenden (PREY, 1984) Sedimente deuten wieder auf eine Anhebung des relativen Meeresspiegels hin (PREY, 1975). Die Unterschiebung ging nach einer Unterbrechung (oberes Maastricht/Paleozän), in der der Druck vom S im Ostalpin durch eine tektonische Phase (Iaramische Phase) kompensiert wurde, weiter und führte durch das Näherrücken der Unterschiebungsfront zum Absenken des Ablagerungsraumes, bis das Ultrahelvetikum später selbst überschoben wurde (Abb. 4/9, 4/10).

3.5. Schwellen

Wenn man heute einen Ozean mit all seinen Ablagerungsräumen betrachtet, fällt auf, daß nur sehr selten Schwellen zwischen Ablagerungsräumen zu finden sind. Vielmehr gibt es Übergänge zwischen verschiedenen Faziesbereichen. Auch im penninischen Ozean dürfte dies so gewesen sein. Früher wurden in der Literatur eine Reihe von trogparallelen Schwellen beschrieben, die die einzelnen Ablagerungsräume voneinander trennten. OBERHAUSER (1973) und PREY (1975) verzichteten auf viele dieser Schwellen und Rücken. Es verblieb nur die Ultrapienidische Schwelle, die OBERHAUSER (1968) zwischen dem Flysch und dem Ostalpin plazierte. Diese Ultrapienidische Schwelle könnte das strukturelle Hoch (Akkretionskeil) gewesen sein, das die Sedimentzufuhr in den Flyschtrog vom Süden großteils verhinderte.

Die Subduktionszone des penninischen Ozeans besaß wahrscheinlich dieselben strukturellen Merkmale, die man an rezenten, konvergenten Plattengrenzen untersucht hat.

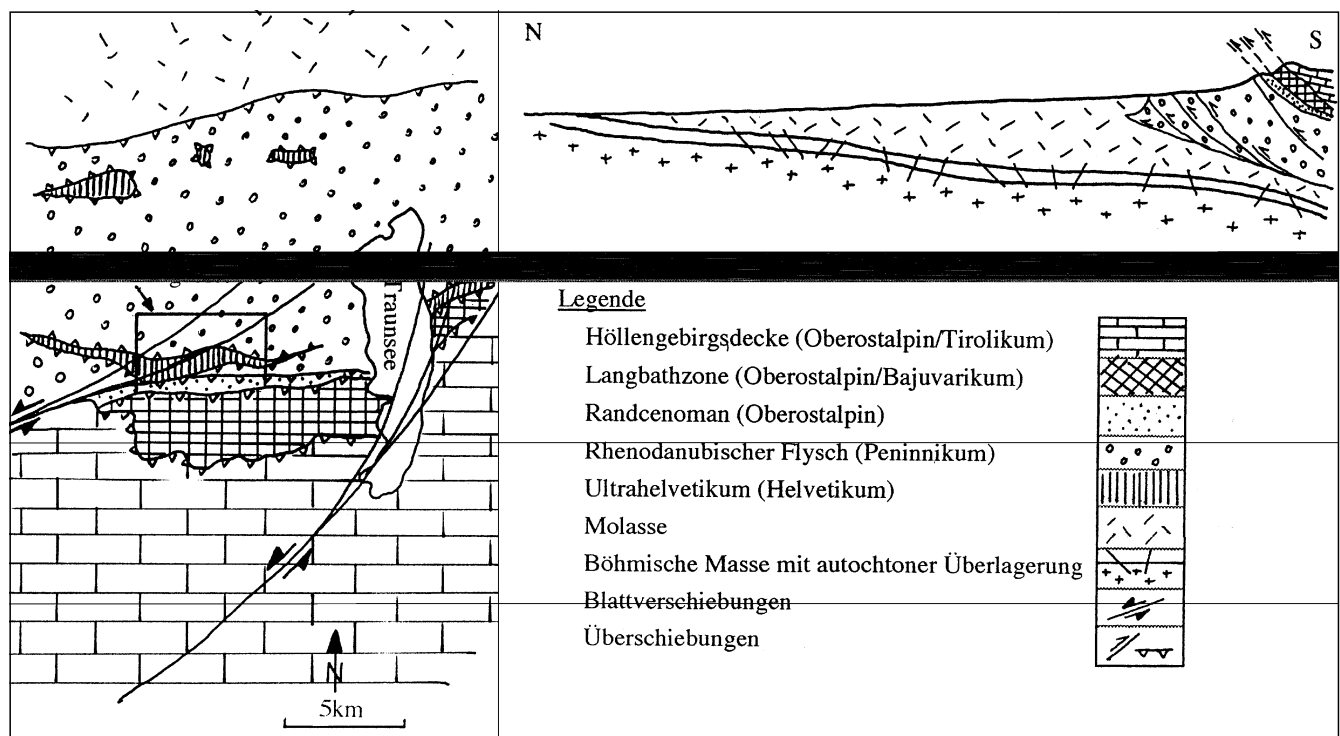


Abb. 5. Tektonische Übersicht der Umgebung des Arbeitsgebietes und ein schematisches Profil.

4. Tektonik

4.1. Allgemeines

Mein Kartierungsgebiet umfaßt, wie schon erwähnt, drei tektonische Einheiten: Randcenoman (Ostalpin), Rhenodanubischer Flysch (Penninikum) und Ultrahelvetikum (Helvetikum). Abb. 5 zeigt die tektonische Umgebung. Südlich des Gebietes liegt die Langbathzone (Bajuvarikum w.s.), die im Süden von der Höllengebirgsdecke (Tirolikum) überschoben wurde. Im Norden der Langbathzone folgt das Randcenoman (Bajuvarikum), das auf den Rhenodanubischen Flysch aufgeschoben wurde. In der Flyschzone findet man als tektonische Fenster Ultrahelvetikum vor, von denen nur das hier südlichste noch in meinem Arbeitsgebiet liegt.

Im Satellitenbild erkennt man die annähernd E-W-streichenden Überschiebungen deutlich als Lineamente. Weiters treten NE-SW-verlaufende Linien auf, die von Blattverschiebungen stammen. Die Traunseestörung ist im Satellitenbild sehr deutlich, sie läuft im Flysch in einer Horsetail-structure aus (PERESSON et al., 1993). An dieser Blattverschiebung liefen komplexe, mehrphasige Bewegungen ab (GEISER, 1993). Während der miozänen Extrusion (RATSCHBACHER, 1991) wurde diese Störung wieder-

betätigt, deren sinistralen Versatz man deutlich am Traunsee sieht, da die kalkalpine Front östlich des Traunsees um etwa 5 km nördlicher liegt als am Westufer. Weiters zeigt die Satellitenbildauswertung auch Lineamente einer sinistralen SW-NE verlaufenden Blattverschiebung im Gebiet von Neukirchen. Es soll hier festgestellt werden, daß sich alle diese Werte natürlich, bei Berücksichtigung der Rotation des Alpenkörpers, nur auf die heutigen Lageverhältnisse beziehen.

4.2. Tektonische Situation im Arbeitsgebiet

Die tektonisch tiefste Einheit ist das Ultrahelvetikum. Es besteht aus sehr stark verschupptem Mergel und tritt als Fenster innerhalb der Flyschzone auf. Zwischen den beiden Einheiten tritt eine Schuppenzone auf, die im Gelände durch zahlreiche Uferanbrüche und Rotationsrutschungen an den Bächen sowie ein flaches Hangrelief ausgezeichnet ist. Aufgebaut wird diese Zone aus Gesteinen des Flyschs und des Ultrahelvetikums, die miteinander verschuppt sind. Meist handelt es sich um klüftige Linsen von kompetenten Gesteinen aus dem Flysch (Quarzite, Kalkmergel, Sandsteine), die in schwarzem, und zum ge-

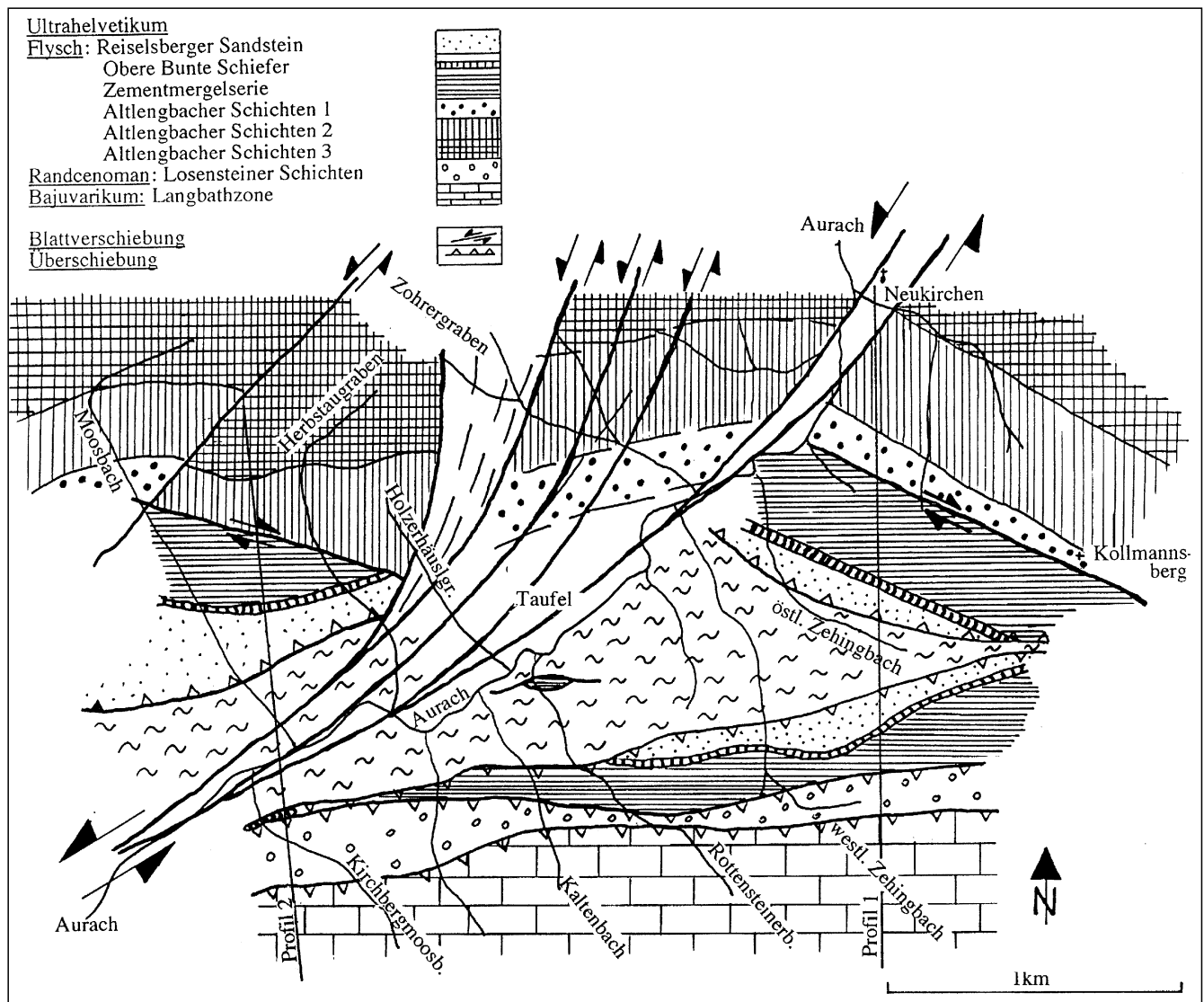


Abb. 6. Geologische Kartenskizze des Arbeitsgebietes.

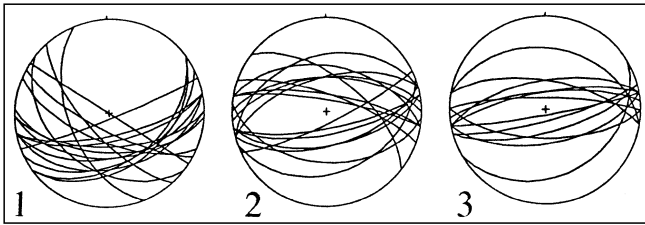


Abb. 7. Stereodiagramm der Großantiklinale des ultrahelvetischen Fensters und des Flyschrahmens, die am Anfang der ersten Deformationsphase entsteht.

Im Osten des Kartierungsgebietes (1 = Daten vom östlichen und westlichen Zehingbach) erkennt man die deutliche Vergenz der Falte, wogegen weiter westlich (2 = Daten vom Herbstaugraben und vom Graben, der sich zwei Gräben westlich des Kaltenbaches befindet) keine Vergenz sichtbar ist (wir befinden uns hier in einer höheren Position der Faltenstruktur). Die Stereogramme 2 und 3 zeigen deutlich das E-W-Streichen der Antiklinale.

ringeren Teil auch in rotem mylonitisierendem Mergel schwimmen. An dieser, sowie auch an anderen Störungszonen, sind die klüftigen Kalke meist mit schwarzen, polierten Scherflächen versehen und können Pyritkristalle führen. In Aufschluß 119 konnte eine Pyritknolle mit 5 cm Durchmesser gefunden werden.

Über dem Ultrahelvetikum und dem Flysch folgt, strukturell gesehen, das Randcenoman. Im Westen des Kartierungsgebietes grenzt es direkt an das Ultrahelvetikum, wobei in der Schuppenzone zwischen beiden Flysch (Bunte Schiefer am Kirchbergmoosbach), Ultrahelvetikum und Randcenoman miteinander verschuppt sind.

Das Ultrahelvetikum und der Flysch bilden eine große E-W-streichende Antiklinale (Abb. 6, 7, 8). Auffallend ist,

daß die Abfolge des Flyschs im N-Schenkel der Antiklinale am Kollmannsberg invers liegt, wogegen sie weiter im Westen nördlich der Aurach aufrecht gelagert ist.

Die Großantiklinale besitzt also einen überkippten N-Schenkel (Abb. 6, 7, 8). Dafür spricht, daß die Aufschuppung des Ultrahelvetikums unter Bildung einer N-vergente, überkippten Antiklinale dynamisch leichter erklärbar ist, und weil die „Buntmergelschuppe“ gegen die Tiefe an Mächtigkeit abnehmen muß. Für die aufrechte Lagerung nördlich der Aurach gibt es folgende Erklärung: Nördlich und südlich der Aurach handelt es sich um verschiedene Positionen innerhalb einer überkippten Antiklinale. Nördlich der Störungszone befinden wir uns in einer strukturell höheren Position der Antiklinale und finden deshalb aufrechte Lagerung vor (Abb. 7). Die 100–110° streichende Störung, die südlich der Aurach bis zum ultrahelvetischen Fenster einen weitaus mächtigeren Flyschteil aufweist als nördlich, spricht für eine Absenkung des Gebietes nördlich des Aurachtals im Zusammenhang mit der miozänen Blattverschiebung. Wir befinden uns nördlich der Aurach in einer strukturell höheren Position der überkippten ultrahelvetischen Antiklinale, und deshalb findet man dort auch eine aufrechte Lagerung der Gesteine vor.

Trotz der schlechten Aufschlußsituation sind die wesentlichen tektonischen Strukturen südlich der Aurach relativ gut erfaßbar. Dominierend sind hier die Überschiebungen, von den Blattverschiebungen wurde diese Zone wahrscheinlich nur wenig beeinflusst. Nördlich der Aurach sind wahrscheinlich vor allem Blattverschiebungen prägend. Hinweise auf Lateralverschiebungen sind neben dem geologischen Kartenbild, den Streichwerten der

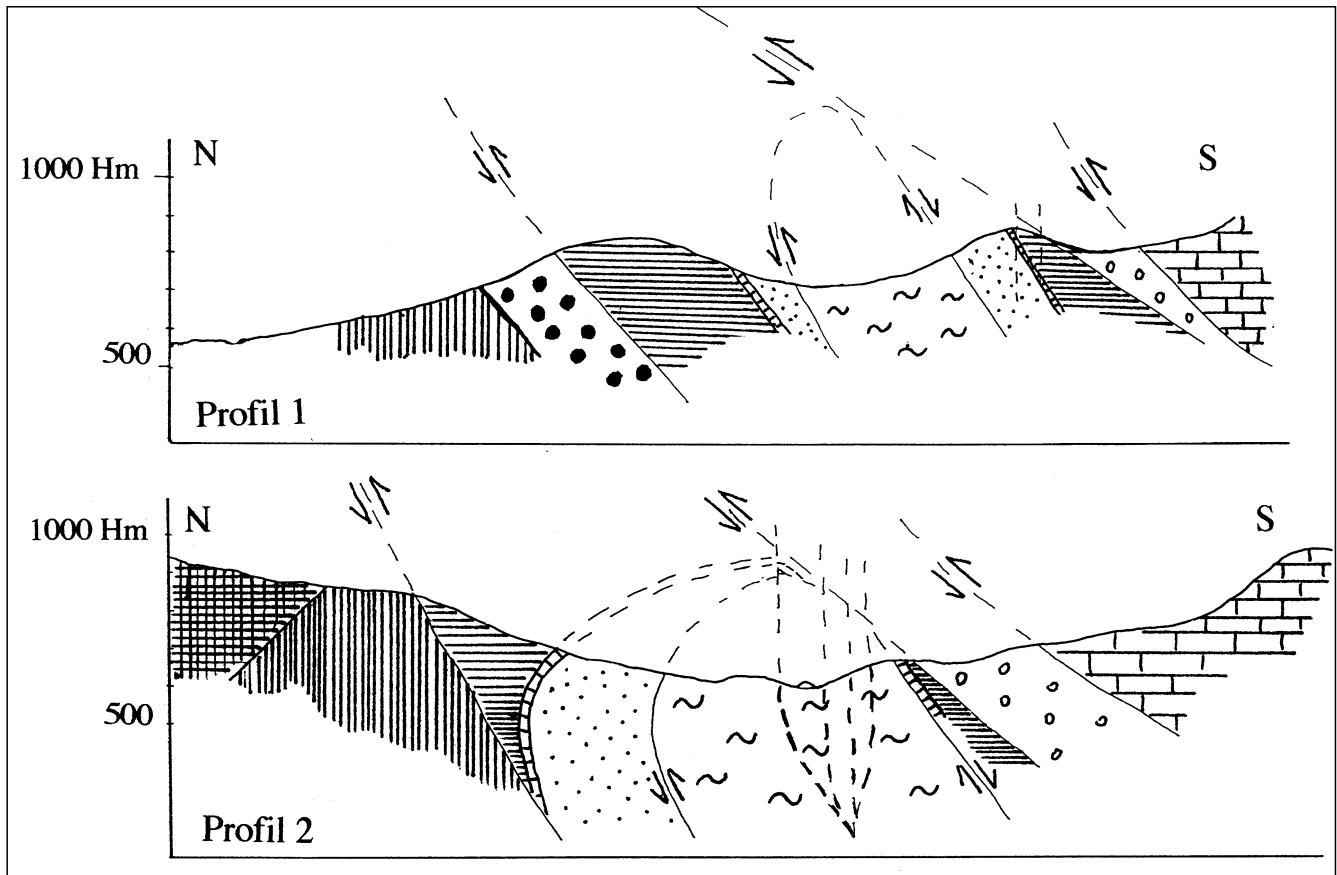


Abb. 8. Zwei geologische Profile durch das Arbeitsgebiet. Die Lage der beiden Profile kann der geologischen Karte (Abb. 6) entnommen werden (Legende siehe Abb. 6).

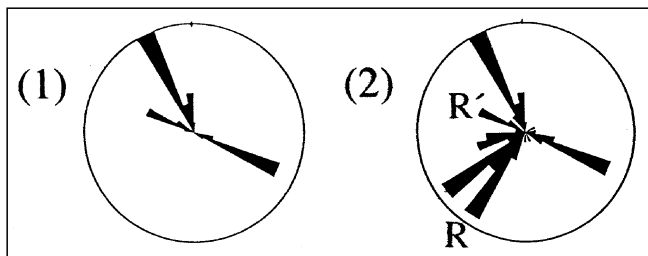


Abb. 9. Bruch- und Störungsflächen wurden in eine Rose eingetragen. Es treten dabei deutlich die konjugierten Scherflächensysteme heraus, die auch im Kartenbild zu sehen sind. Die Flächen der späteren Phase (frühe Phase siehe Abb. 7) der 1. Deformationsphase (Oligozän) zeigt eine SE/NW-Einengung (1). In der Rose (2) der 2. Deformationsphase (Miozän) kommt es zu sinistralen SW/NE verlaufenden Blattverschiebungen. Es können auf der 2. Rose die Riedl- und Antiriedlflächen dieser Phase erkannt werden. Die Flächen der 1. Deformationsphase wurden in die Rose (2) einbezogen, da diese wiederbetätigt wurden. Sigma 1 liegt bei dieser Phase WSW-ENE. Die Dehnung in NNW-SSE-Richtung konnte im Gelände durch das Aufgehen von im Oligozän gebildeten Styrolithenflächen sowie an Klüften belegt werden.

Schichtglieder, der Satellitenbild- und Lineamentauserwertung, sowohl im Flysch als auch im Ultrahelvetikum auftretende kleine Störungs- und Bruchsysteme, auf die später noch genauer eingegangen wird. Auch die komplexe Situation der Aufschlüsse nördlich von Taufel könnten ein Hinweis darauf sein.

Im Mergel des Ultrahelvetikums konnten zwei Phasen tektonischen Geschehens unterschieden werden. Neben Styrolithen, die parallel zur Schichtung liegen, findet man auch viele schräg bis quer zur Schichtung verlaufende. Diese Lösungsflächen wurden während einer kompressiven Phase gebildet, wobei der Druck schräg zur Schichtung wirkte. Weiters erkennt man im Dünnschliff, daß diese Styrolithenflächen wieder auseinandergezogen wurden. Im Zwischenraum fiel Kalzit aus. Dies sind Zeugen der zweiten Phase, einer Distension, die auch zur Klüftbildung führte.

Während der ersten kompressiven Phase wurde das Ultrahelvetikum überschoben und aufgeschuppt, in der zweiten distensiven Phase dürften Blattverschiebungen zu einer ungefähr N-S-Dehnung geführt haben.

Die Störungszonen sind immer sehr schlecht bis kaum aufgeschlossen. Sie zeichnen sich im Gelände durch Quellen, Vernässungen, Sinterbildungen und vor allem durch Rutschungen aus (siehe geomorphologisches Kapitel in diesem Heft; BRANDLMAYR, 1995). Aus diesen treten, wie schon erwähnt, meist schwarze Mylonite und klüftige Kalk- bis Sandsteinlinsen aus, die durch schwarze, polierte Scherflächen charakterisiert sind. Vor allem bei der Betrachtung der Störungszonen war das Studium der Massenbewegungen von größter Wichtigkeit. In der Schuppenzone zwischen Ultrahelvetikum und Flysch konnten immer wieder Häufungen von Uferanbrüchen und Rotationsrutschungen an Bächen festgestellt werden, wenn die Störung direkt den Bach quert. Sobald die Schuppenzone an steileren Hangpartien verläuft, wie es nördlich des Gasthofs Windlegern der Fall ist, sind es größere Massenbewegungen, die die Störungszonen begleiten und zum Teil bei der Kartierung Probleme bereiten können. Dies zeigen die kleineren, ultrahelvetischen Fenster, die auf der Karte von JANOSCHEK (1964) aufscheinen. Beim Studium der Massenbewegungen zeigt sich, daß die schwarzen Kalke und Mergel, die in der Schuppenzone zwischen Ultrahelvetikum und Flysch auftreten, und Mergel der Buntmergelschichten durch Massenbewegungen vom Kainzenberg zum westlichen Zehingbach gelangten. Dieses, wie auch die

anderen kleinen ultrahelvetischen „Fenster“ gehören zum großen Hauptfenster.

Die Auswertung von Lineamenten, Bruch- und Störungsflächen, die im Arbeitsgebiet auftreten, ergab 2 konjugierte Scherflächenpaare (Abb. 9). Das erste bilden 100–110° und 150–170° streichende Lineamente. Die 170° streichenden treten deutlich im Kartenbild hervor. Gräben wie der Moosbach-, Holzerhäusl-, Rottensteinerbachgraben etc. gehorchen dieser Struktur. Sowohl die Störung, die vom Moosbach nach Taufel zieht, als auch der Zohrergraben richten sich eher nach dem 100–110° streichenden Flächensystem. Dieses Flächenpaar zeigt, daß die Einengungsrichtung ungefähr SE/NW verlaufen ist, was mit der neogenen Einengungsrichtung der alpinen Tektonik (Oligozän) übereinstimmt. Die Faltenachse des ultrahelvetischen Fensters und die Überschiebungen zeigen jedoch, daß in der frühen, neogenen Phase die Einengungsrichtung SSE-NNW gewesen sein muß.

Der oligozänen Tektonik können neben Überschiebungen auch Faltungsprozesse und Blattverschiebungen zugeordnet werden, wie die Störung Moosbach-Taufel zeigt. Während dem unteren Oligozän (SSE-NNW-Einengung) dürfte diese Störung als Aufschiebung im Zusammenhang mit der Aufschuppung der ultrahelvetischen Schuppe fungiert haben. Im Verlauf des Oligozäns dürfte diese Störung zu einer dextralen Schrägaufschiebung umfunktioniert worden sein.

Im Flysch kam es im Oligozän zur Faltung. In der Zementmergelschichten und in den Altlenzbacher Schichten konnten SW/NE verlaufende Faltenachsen festgestellt werden, die sehr oft noch gegen NW durchgesichert wurden.

Die Bruchsysteme 100–110° und 150–170° konnten sowohl im Flysch als auch im Ultrahelvetikum gemessen werden. Bei der Flyschschuppe am Rottensteinerbach handelt es sich um einen Flyschspan, der bei der Aufschuppung vom Ultrahelvetikum in dieses eingearbeitet wurde.

Das 2. konjugierte Scherflächenpaar (Abb. 9) bilden Flächen mit Streichwerten von 30–40° und 90–110°. Neben diesen sind dieser Phase 50–70° streichenden Flächen zuzuweisen. Die Haupteinengungsrichtung, dieser durch SW/NE streichende Blattverschiebungen geprägten Phase, verläuft etwa WSW/ENE. In Richtung SSE/NNW erfolgte eine Dehnung, was an Klüften und am Aufgehen von, im Oligozän gebildeten, Styrolithenflächen in den Gesteinen des Ultrahelvetikums im Gelände festgestellt werden konnte.

Die 110° verlaufenden Lineamente der ersten Phase wurden wiederbetätigt. Neugebildet wurden die 50–70° als auch die 30° streichenden Störungen und Bruchstrukturen. Alle diese Richtungen konnten sowohl im Ultrahelvetikum als auch im Flysch gemessen werden.

Die 50–60° treten in der Karte, sowie im Satellitenbild deutlich als Lineament hervor. Das Aurachtal, der nördliche Teil des Herbstau- und des Moosbachgrabens gehorchen diesem Strukturelement. Im Aurachtal kam es zur Ausbildung des Hauptstörungssystems (50–60°), von dem, wie meine Geländearbeiten ergaben, immer wieder Teilstörungen nach N abzweigen. So entsteht das Bild einer Horsetail structure. Es handelt sich um eine auslaufende Blattverschiebung, die aus den Nördlichen Kalkalpen kommt, der Überschiebungslinie zwischen Flyschzone und Kalkalpen vom Attersee bis ins Aurachtal folgt, dort das Ultrahelvetische Fenster durchläuft und im Flysch in vielen kleinen Teilstörungen die Kräfte kompensiert.

Für dieses Störungssystem wird von mir der Name Attersee-Aurachtal-Störung vorgeschlagen.

Das Hauptstörungssystem bilden, wie schon erwähnt, 50° (bis 60°) streichende, meist sinistrale Störungen. Die 30–40° streichenden stellen Riedelflächen (sinistral), die 90–110° streichenden Antiriedelflächen (dextral) eines Lateralverschiebungssystems dar. Der sinistrale Sinn der Bewegungen ist im Kartenbild durch den sinistralen Versatz des ultrahelvetischen Fensters, an der sich hier schon auffiedernden Attersee-Aurachtal-Störung, ersichtlich. An den Blattverschiebungen dürfte es weiters zu leichten Absenkungen der nördlichen Blöcke gekommen sein.

Diese zweite Phase der Tektonik steht im Zusammenhang mit der Extrusion der Ostalpen (RATSCHBACHER, 1991).

Da die Sedimente des Ultrahelvetikums bis ins obere Eozän reichen (PREY, 1984) und die EW-streichende Antiklinale des ultrahelvetischen Fensters erst im Unter Oligozän gebildet wurde und da weiters die konjugierten Scherflächen der SE–NW-Einengung (Abb. 9) sowohl das Ultrahelvetikum als auch den Flysch durchlaufen, muß die SE–NW-Einengung jünger sein als die SSE–NNW-verlaufende. Die sinistralen Blattverschiebungen sind die jüngste tektonische Phase, da sie die Antiklinale des ultrahelvetischen Fensters, den Flysch, als auch die zuvor erwähnten konjugierten Scherflächen der SE–NW-Einengung durchlaufen.

Dies bedeutet, daß im unteren Oligozän ein Übergang von der paleogenen (mesoalpinen) S–N- zu einer SE–NW-verlaufenden Einengungsrichtung des Oligozäns vor sich gegangen ist. Im obersten Oligozän wechselt dann die Einengungsrichtung auf SW–NE.

Eine mögliche Erklärung für dieses starke Schwanken der Einengungsrichtung wäre, daß im Unter-Oligozän die Rotation der Adriatischen Platte gegen den Uhrzeigersinn die Einengungsrichtung nördlich der Periadriatischen Naht von S–N auf SE–NW wechseln ließ. Die Einengungsrichtung verlief in den Südalpen während des Neogens laut DOGLIONI (1987) SW–NE. Diese Richtung könnte das Produkt der gegen N wandernden Adriatischen Platte sein, die sich gegen den Uhrzeigersinn dreht. Ein Hinweis dafür ist, daß auch die Einengung im E der Südalpen stärker ist als im W (DOGLIONI, 1987). Im Ober-Oligozän und im Miozän kommt es nach RATSCHBACHER (1991) nördlich der Periadriatischen Naht zur Extrusion mit einer Einengungsrichtung, die NE–SW verläuft. Demnach müßte die Rotation der Adriatischen Platte im Ober-Oligozän schwächer geworden sein und die Einengung in den Südalpen von SE–NW wieder auf ungefähr N–S gewechselt haben.

4.3. Zusammenfassung der tektonischen Ereignisse

Nach der Sedimentation des Ultrahelvetikums, die bis ins obere Eozän (PREY, 1984) reichte, kam es zur Überschiebung durch den Flysch und zur Aufschuppung von Buntmergelserie (Abb. 4/10a, 4/10b). Die stark zerscherte Schuppe der Buntmergelserie wurde von ihrem ursprünglichen Untergrund abgeschert und mit der zunehmenden Überschiebung des Flyschs gegen N wurzellos (Abb. 4–10c). Bei der Aufschuppung kam es zur Bildung einer überkippten N-vergente Falte. Die Einengungsrichtung, die Anfang des Oligozäns SSE–NNW gewesen sein muß, da die Faltenachse der ultrahelvetischen Antiklinale und die Überschiebungen darauf hindeuten, ändert sich im Laufe des Oligozäns immer mehr zu SE–NW, was das

Bruchmuster des Arbeitsgebietes zeigt (1. konjugiertes Scherflächenpaar). Es kam zur Ausbildung von Blattverschiebungen und Bruchstrukturen, die heute sowohl im Aufschluß als auch im Luftbild zu erkennen sind. Weiters wurden im Flysch, vor allem in der Zementmergelserie und in den Altlangbacher Schichten NW-vergente Falten angelegt, die z.T. durchgeschert sind.

Im Miozän folgte die 2. Phase (Abb. 4–11), die das Kartenbild des Arbeitsgebietes prägte. Die durch den vom Süden eindringenden Südalpenkopf ausgelöste Extrusion der Ostalpen führte zu sinistralen Blattverschiebungen (Abb. 4–11), die von den Nördlichen Kalkalpen kommend im Flysch in Form von Horsetail structures auslaufen. Durch das Aurachtal verläuft eine solche Lateralverschiebungszone (Attersee-Aurachtal-Störung), von der Teilstörungen nach N abzweigen (Abb. 5, 6). Neben lateralen Bewegungen, die zum sinistralen Versatz des Fensters führten, kam es auch zur Absenkung des Bereiches nördlich bzw. zur Hebung des Gebietes südlich des Störungssystems. Das Öffnen der im Oligozän gebildeten Styolithenflächen in den Gesteinen des Ultrahelvetikums ist auch dieser Phase zuzuweisen (Distension).

Diese komplexe Situation wird noch komplizierter durch den inhomogenen Gesteinsbestand. Plastische und bruchhafte Deformation wechseln einander vor allem im Flysch zum Teil im dm- bis m-Bereich ab. Bei Wechsellaagerung von kompetenten und inkompetenten Gesteinen kommt es auch sehr oft zu selektiven Bewegungen in den plastisch reagierenden Bänken, wogegen den kompetenten bruchhaft reagierenden keinerlei tektonischer Streß anzusehen ist. Bereiche innerhalb einer Abfolge, die vor allem aus inkompetenten Gesteinen (plastische Deformation) bestehen wie z.B. die Bunten Schiefer, werden als Abscherhorizonte, bzw. Bewegungshorizonte benutzt.

Dank

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen jenen bedanken, die mich bei der Diplomarbeit unterstützt haben. Vor allem geht mein Dank dabei an Doz. Dr. W. RESCH, der den geologisch-mikropaläontologischen Teil der Arbeit betreut hat, und an Dr. W. FRIEDL für die Betreuung des angewandten Teils der Arbeit. Ein weiteres Dankeschön geht an Dr. H. EGGER für die Bestimmung der Nannofossilien. Schließlich möchte ich mich bei Dr. H. EGGER und Dr. G. SCHÄFFER für die Zeit bedanken, die sie mir im persönlichen Gespräch gewidmet haben, sowie bei Doz. Dr. W. RESCH für die Durchsicht des Manuskripts der hier vorliegenden Arbeit.

Literatur

- BRANDLMAYR, P. (1995): Die Geomorphologie des Oberen Aurachtals (OÖ) unter besonderer Berücksichtigung der Hangtektonik. – Dieses Heft.
- BRANDLMAYR, P. (1994): Die Geologie des Oberen Aurachtals (OÖ) unter besonderer Berücksichtigung der Hangtektonik. – Diplomarbeit, unveröffentlicht.
- BACHMAYR, F. (ÖMV, 1980): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 315 S., Verlag Naturhistorisches Museum Wien (F. Berger Horn) Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (1988): Die Flyschzone südwestlich von Steyr (OÖ): Geologischer Bau und Überlegungen zum Ultrahelvetikum. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 231–243, Wien.
- DOGLIONI, C. & BOSSELINI, A. (1987): Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps. – Geol. Rdsch., **76**, 735–754, Stuttgart.
- DOGLIONI, C. (1987): Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – J. Struct. Geol., **9**, 181–193, Oxford.

- EGGER, H. (1987): Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (OÖ, NÖ). – Jb. Geol. B.-A., **130**–2, 139–151, Wien.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132**/2, 375–395, Wien.
- EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. – Zeitschr. dt. geol. Ges., **143**, 1, Hannover.
- FLÜGEL, E. (1988): Fazies-Lexikon. Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Karbonatgesteinen (Faziesanalyse und Faziesmodelle). Interuniversitärer Kompaktkurs. – Institut für Paläontologie, Universität Erlangen – Nürnberg.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Windows. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (1987): Geodynamic of the Eastern Alps, 34–54, Deuticke Verlag, Wien.
- GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München.
- GEISER, M. (1993): Strukturgeologische Untersuchung der Traunseestörung (OÖ). – Diplomarbeit, unveröff., Wien.
- HESSE, R. (1965): Herkunft und Transport der Sedimente im bayrischen Flyschtrug. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 147–170, Wien; und Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 403–426, Hannover.
- HESSE, R. (1982): Cretaceous – Paleogene Flysch zone of the East Alp and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of “dormant” and “active” deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. – In: LEGGETT, J.K. (Hrsg.): Trench-Forarc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. – Geol. Soc. Spec. Publ. **10**, 471–494, Oxford.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – Chem. Geol., **77**, 209–227, Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, Wien.
- JANOSCHEK, W. (1964): Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A., **107**, 161–214, Wien.
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1988): Foraminiferal Genera and their Classification. – I–X, 1–970, New York (Van Nostrand Company)Löcsei, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 17–54, Wien.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCI, F. (1975): Turbidite facies and facies association. – In: MUTI, E. et al.: Examples of Turbidite Facies and Facies Association from Selected Formations of the Northern Apennines, 9th Int. Sedimentolog. Congress Nice, Field trip Guide All, 21–36, Nice.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1973): Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **62**, 96–106, Stuttgart.
- PERESSON, H., DECKER, K., JARNIK, M. & GEISER, M. (1993): Deformation along curved strike-slip faults: from transpression to simple-shear along the KLT (Königsee–Lammertal–Traunsee) fault of the Austrian Alps. – Terra Abstr., **5** (1): 243.
- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiet des Pernekogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (OÖ). – Jb. Geol. B.-A., **94**/1, 93–165, Wien.
- PREY, S. (1975): Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum–Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1, **184**, 1–7, Wien.
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum–Fenster des Gschlifgraben südöstlich von Gmunden (OÖ). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, Wien.
- PREY, S. (1984): Das Helvetikum von Ohlsdorf – Oberweis an der Traun nördlich Gmunden (OÖ). – Jb. Geol. B.-A., **126**/4, 497–511, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – Tectonics, **10**, 257–271, Washington.
- RISCH, H. (1988): Zur Sedimentationsabfolge und Tektogenese der Gosaukreide im Reichenhaller Becken. – N. Jb. Geol. Pal., 293–310, Stuttgart.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALES DONOSO, J.M. & WONDERS, A.A.H. (Hrsg.) (1983): Atlas of late Cretaceous Globotruncanides. – Rev. Micropaleont., **23**/3–4, 145–305, Paris.
- SCHÄFFER, G. (1983): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983 (Gmunden, OÖ). – 65 S., Offsetschnelldruck Pavlu, Wien.
- STÄMPFLI, G.M. (1993): Le Brianconnais, terrain exotique dans les Alpes? – Eclogae geol. helv., **86**/1, 1–45, Basel.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, 156S, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Deuticke Verlag, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. – Bd. 2, Deuticke Verlag, Wien.