

# 1.3. Das Altalpidikum

(Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän)

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit den Abbildungen 11 bis 13

## 1.3.1. Von der Frühalpidischen zur Altalpidischen Zeit bildet sich der Penninische Raum

Nach der Abtragung der variszischen Gebirge während des Perms und der Unteren Trias begann eine fazielle Differenzierung des späteren Ostalpinen Raumes gegenüber den nördlich anschließenden Räumen, aus denen sich im Rahmen der geodynamischen Abläufe dann das Penninikum, das Helvetikum und der Molasseuntergrund entwickelten. Während der jüngeren Trias führten rasche Absenkungen im Ostalpinen Raum zu großen Schichtmächtigkeiten von Flachsee-Sedimenten, welche mit dem Hauptdolomit und den nach oben und im Süden anschließenden Riffbildungen in ihrem Wachstum zunächst noch mit der Absenkung Schritt halten konnten. Im Jura ändern sich die Verhältnisse: das Absenkungstempo nimmt zu, das Riffwachstum hört auf, die klastische Sedimentation kommt nicht mehr nach, das Meer wird tiefer und tiefer, Böschungen werden immer steiler und verlieren ihre Stabilität; die Folge sind gravitative Massenbewegungen und Brekzienbildung.

Ab dem Dogger quellen an alpin streichenden Schwächezonen aus der Tiefe basische Massen herauf und verschaffen sich Platz, wodurch nach und nach der *Penninische Ablagerungs-Raum* entsteht, welchen wir uns als ein *zwischen* dem flachmeerischen *süddeutsch-helvetischen Schelf* und der *ostalpinen Trias-Liasplatte* entstehendes tiefes Meer vorstellen, in dem ost-west gelängte Krusten-Schollen eingeschaltet liegen. Die dabei entstehenden *Tiefseeböden* aus schwerem basischem Material bilden den Depotraum für die nach und nach einsetzende klastische Sedimentation, welche, vorwiegend als Flysch ausgebildet, im Süden bis zur Oberkreide und im Norden bis zum Eozän andauert. An den Böschungen zu den Tiefseeböden kommt es, über Brekzienbildungen hinaus, vielfach zu bedeutenden Massenbewegungen. Einen Höhepunkt der vulkanischen Aktivität im Rahmen der Ozeanisierung weiter im Norden signalisierten die *Radiolarit*-Ablagerungen im Ostalpinen Raum während des tiefe-

ren Malms, welche offenbar die für diese Sedimentbildung nötige besondere Meereswasser-Chemie verursachten.

Etwa vor 115 Mio. J., mit dem Apt, setzt dann von Süden nach Norden *Subduktion* ein, durch die dann bis zum Obereozän (bis etwa 35 Mio. J. vor heute) das schwere Ozeanboden-Material wieder in die Tiefe zurück geführt werden soll – zum größeren Teil nach Süden und vielleicht zu einem kleineren Teil auch nach Norden und Westen. Mit der Umkehr von der *Dehnungs-Tektonik* zur *Einengungs-Tektonik* lösen sich dabei während der Mittelkreide im schweren Ozeanboden einzementierte leichtere Krustenteile, steigen isostatisch hoch und entrinnen dadurch jener vom Gault zum Cenoman massiv einsetzenden *Turbiditsedimentation*, welche nach und nach die *tieferen Meeresräume* mit *Flysch* erfüllen wird. Als Fortsetzung des Mittelpenninischen Rückens der Westalpen läßt sich die Falknis-Sulzfluh-Tasnasschwellen in den westlichen Ostalpen noch sicher identifizieren (vgl. Abb. 11 mit Abb. 40). Sehr hypothetisch hingegen sind die Feuerstätter Schwelle nördlich von ihr und Hochzonen im südpenninischen Raum südlich von ihr. Im Tauernbereich identifizieren wir vielleicht eine Hochstegen-Schwelle – im Wienerwald Schwellen südlich oder nördlich des Troges mit Kaumberger Schichten (jene der St. Veiter Klippen?). Letztere, die von S. PREY als echter Flysch-Untergrund gedeutet werden, wurden noch nach dem Apt (im Alb oder Cenoman) von einem pikritischen Vulkanismus erreicht.

Die Hochstegen-Schwelle könnte man auch als Südende des Vorlandes deuten. Auf diesen *Schwellen* konnten in den westlichen Ostalpen dann vom Cenoman bis ins Maastricht und Paläozän „*Couches Rouges*“ abgelagert werden, eine *Hunger-Sedimentation*, wie sie auch für den küstenferneren nördlichen Schelf, den südhelvetischen Ablagerungsraum, für diese Zeit typisch war.

Im allgemeinen verhindern in den mittleren und östlichen Ostalpen einerseits im wenig metamorphen Norden die tektonisch aufliegenden Kalkalpen, andererseits im Tauern- und Wechsel-Rechnitz-Fenster die Metamorphose eine Verifizierung dieser Sedimente in einer Position auf einer Schwelle innerhalb des Penninikums – in den Karpaten jedoch liegen „Couches Rouges“-artige Abfolgen in der Pienidischen Klippenzone, da hier nicht mehr wie in den Alpen

vom Ostalpinen Körper überschoben, ohne jede Metamorphose obenauf.

Über die relative Lage der Ablagerungsräume der verschiedenen Flysche zu den Hoch-Gebieten gibt es viele Denkmöglichkeiten. So weicht S. PREY (siehe 1.2., 2. und 3.4.) diesbezüglich von den hier abgebildeten Troganordnungen sowohl im Westen als auch im Wienerwald ab (vgl. Abb. 17, 18).

### 1.3.2. Zur Altalpidischen Zeit wird das Ostalpin infolge der Subduktion des Penninischen Raumes tektonisch zerlegt

Die allmähliche Kräfteumkehr von der Dehnungs- zur Einengungstektonik verstärkt während der höheren Unterkreide im südlichen Ostalpin, wo saline Sedimente des Oberperms und der tiefen Trias eine dicke mobile Zone zwischen Variszikum und den mesozoischen Karbonat-Platten bilden, schon seit dem Rhät vorhandene Tendenzen zu einer tektonischen Verselbständigung bis zur allmählichen, weitgehenden *Befreiung der späteren Kalkalpen von ihrem tieferen Untergrund*: dem Paläozoikum der *Grauwacken-Zone*. Auch die Befreiung der Blaser Decke mit ihren triassisch-jurassischen Sedimenten von ihrem Paläozoikum (der Steinacher Decke) dürfte nun erfolgt sein – die Einbringung in die heutige Position auf dem Mesozoikum des Ötztal-Kristallins erst später.

Im nördlichen Ostalpin, wo infolge der stärkeren Verschweißung der Trias mit dem unterlagernden Variszikum eine Trennung ihrer Körper nicht so leicht möglich war, wurden dabei im Westen die Schollen aus *variszischem Kristallin* zusammen mit den aufliegenden *frühmesozoischen Sedimenten* als Err-Bernina Decke, als Languard Decke, als Sesvenna-Scarl Decke (Engadiner Dolomiten), als Ortler Decke oder als Silvretta-Ötztal Decke in irgend einer Reihenfolge nacheinander unter die Phyllitgneis- oder Grauwacken-Zone gepreßt, wobei sie von ihrem Untergrund und aus ihrem Verband losgelöst wurden. Dabei haben wir hier westlich des Tauernfensters auf dem hier sicher bald darauf nach Süden subduzierten Unterostalpin noch Cenoman-Nachweise, wie insbesondere auch in den süd penninischen Flyschen der Arosazone im Rätikon und im Unterengadiner Fenster.

Die Zuordnung des nun entstehenden Scherbenhaufens ostalpiner Decken in ihre alten Verbände ist im einzelnen noch ungelöst – insbesondere da auch die Frage der Heimweisung der heute weit abgedriftet liegenden Kalkalpen unter

oder über die Silvretta hinein erneut diskutiert wird, wobei wir die südliche Lösung soeben vorweggenommen haben. Das Studium der Deckenverbände im und auf dem Brennermesozoikum bringt hiefür Argumente.

Südlich und nördlich des Tauernfensters und vor allem östlich davon haben wir heute ebenfalls weiträumige Altkristallin- und Paläozoikum-Decken, mehr oder minder kaledonisch bis variszisch metamorph, mit vermutlich während der Mittelkreidezeit (noch vorhandenen und frei liegenden) noch nicht metamorphen permo-mesozoischen Auflagen, wie z. B. die Quarzphyllit-Decken von Innsbruck bis Radstadt, die unterostalpine Grobgneis-Decke des Semmerings, die Gneismassen des Wechsels, Rannach- und Raasbergserie mit unterlagerndem mittelostalpinem Kristallin, den Drauzug, die Gurktaler Decke etc. Sie alle zusammen lagen damals noch weit im Süden und wurden von ihrem tiefsten Untergrund sowie voneinander und von den Südalpen nach und nach abgelöst.

Eine wichtige Zeitmarke erbrachte H. P. SCHÖNLAUB (1973) durch Schwammnadelndeckel der höheren Kreide im Fenster von Rechnitz, das dem Südpenninikum zuzuordnen ist. In diesen Ablagerungsraum mußte also nachfolgend ihrer Ablösung auch hier im Osten die Ostalpine Platte tektonisch eingebracht worden sein, wobei sie in weitflächige Kristallin-Decken geteilt und diese dann gestapelt wurden.

In den Nördlichen Kalkalpen, in ihrem nördlichsten *bajuvarischen Ablagerungsraum*, sind von Westen nach Osten bis Wien und in die Karpaten durchlaufend die Cenoman- und Turon-Nachweise Legion und belegen hier für die Turon-Zeit seine *tektonische Ausschaltung* durch *vorgosauischen Deckenbau*, wobei keine älteren Gesteine als Permoskyth einbezogen wurden.

Unmittelbar vor und über dem Ausbiß der wandernden Subduktionsfläche *nördlich der*

*ostalpinen Front* kommt es zum Aufbau eines *Schuppenstapels*, der aus dem (vom in die Tiefe abströmenden Untergrund) abgelösten Material besteht. Nach und nach driften zudem die aus leichter Kruste bestehenden intrapenninischen Schwellen heran und unterschieben nachfolgend das Ostalpin. Sie vollenden damit während der älteren Oberkreide die Entwurzelung der wechselnd mächtigen Füllung der südpenninischen Meeresräume: vorwiegend tiefmeerische Sedimente, darunter auch Flysche. Später, mit dem Herandriften des Vorlandes, erleiden dann im Eozän die nordpenninischen Flysche ein gleiches Schicksal.

Es kommt hierbei immer wieder zu einer Anhäufung von abgeschürftem leichtem Material, die wir als *Stauwulst* bezeichnen wollen. Dieser widersetzt sich weitgehend der Subduktion, und, in ihn eingepackt, konnte auch abgeschürftes Relief vom ophiolithischen Ozeanboden hochgehoben werden. Wiederholt steigen also Inselketten auf, welche, jeweils rasch erodiert, ihre Abtragungsprodukte in die umliegenden Meere liefern, und zwar einerseits *Schutt von Schwellenzonen* aus paläozoischen Massengesteinen und Sedimenten mit aufliegender Trias, Jura, Unterkreide und „Couches rouges“, andererseits auch Material von den abgeschürften und *gestapelten Flyschen* sowie von inliegenden Spänen aus schwerem *basischem Gestein*. Letzteres gibt dabei das Signal-Schwermineral Chromspinell frei (Abb. 11, 12, 40).

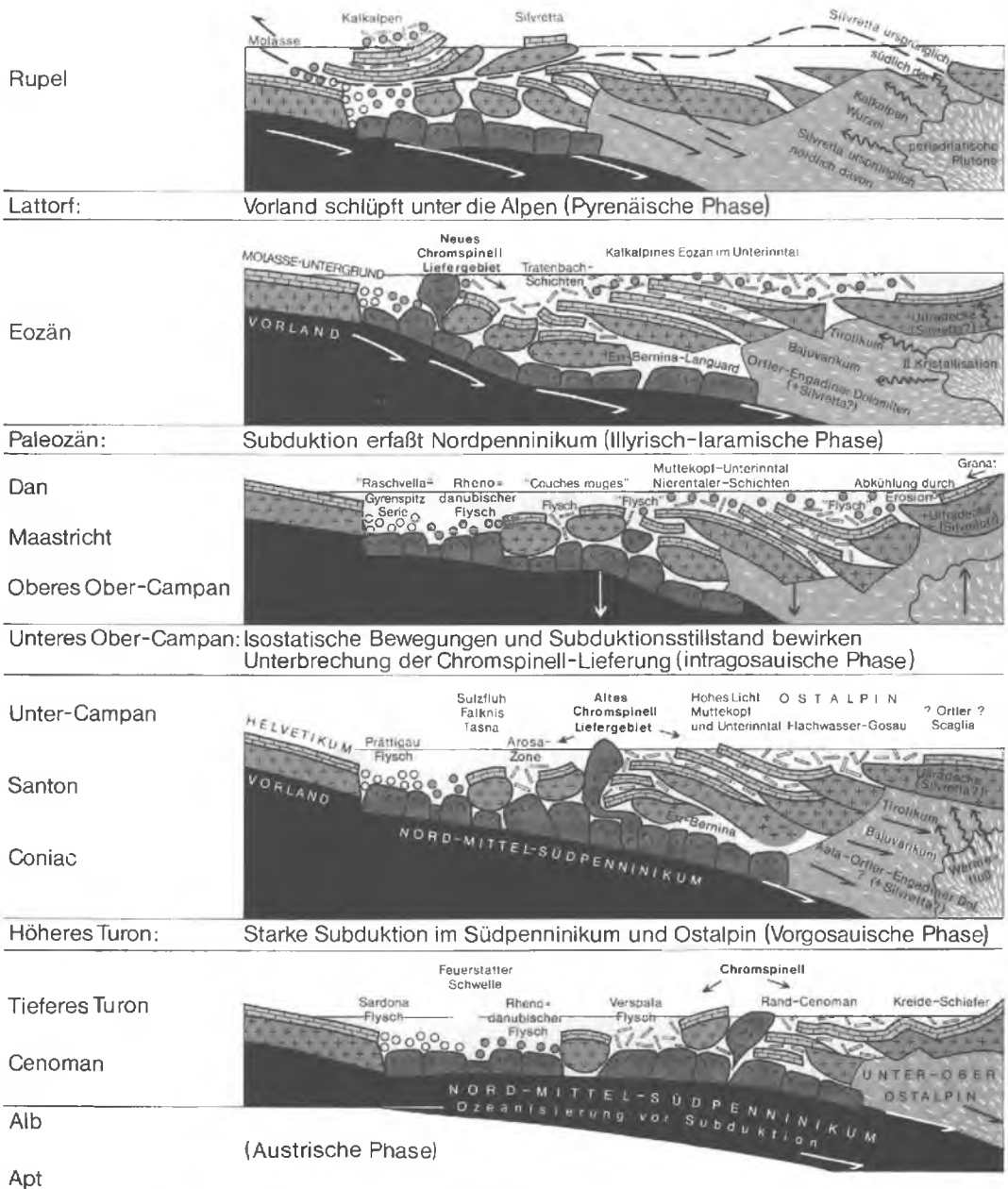
Dabei wird, nur solange die *Subduktion aktiv* ist, der *Stauwulst erneuert* und kann weiter Sediment liefern. Daher wollen wir auch später mit der *Unterbrechung* des Chromspinell-Angebotes während der Hohen Oberkreide den Beweis für einen episodischen *Subduktionsstillstand* führen. Die Subduktionsflächen bzw. die von ihnen ausgehenden Wegsamkeiten der Relativbewegungen, zwischen den vorher abgescherten geologischen Körpern (den Decken) sind uns als Überschiebungszonen überliefert. Solche finden sich, dem zeitlichen Ablauf der Subduktion von der Mittelkreide zum Tertiär und ihrem räumlichen Ausgreifen von Süden nach Norden folgend, zwischen den einzelnen ostalpinen Einheiten, wie den Kristallin-Decken (mit oder ohne Sedimentanteilen) des tieferen Ostalpins, zwischen den einzelnen Kalkalpen-Decken, zwischen dem Ostalpin als Ganzem und dem Südpenninikum, zwischen dem Südpenninikum mit aufliegendem Ostalpin und dem Mittel- und Nordpenninikum – sowie zwischen diesem Block und dem Helvetikum etc. etc. Inliegende Schürflinge können

dabei sowohl als Basisschürflinge der jeweils höheren tektonischen Einheit verstanden werden als auch als Olistholithe, welche von den jeweils umliegenden, angeschopten Massen oder von andriftenden Schwellen abglitten.

Je tiefer uns die spätere Erosion den dabei entstandenen Deckenbau geöffnet hat, desto jüngere Relativbewegungsflächen wurden aufgeschlossen und umso geringer sollte ihre Verbiegung, Faltung oder Schuppung durch die Nachfolge-Tektonik sein.

Vor allem für das Einrücken der Ostalpinen Front in den vorher ozeanisierten Südpenninischen Raum ist dabei die Vorgosauische Phase verantwortlich. Manifestationen hierfür finden sich in den Überschiebungszonen des Fensters von Rechnitz, in der Matreier Zone des Tauernfensters, in der Arosazone unter den westlichen Ostalpen oder auch zwischen den einzelnen Kalkalpen-Decken. Dem erneuten Ausgreifen der Subduktion – nach einer Ruheperiode von etwa 15 Mio. J. im Obercampan-Maastricht – auf die Mittelpenninische Schwellenzone und die Nordpenninische Unterlage der Flysche vom Paleozän zum Mitteleozän, ist vor allem die weitere Zerschürfung der großen vorgosauischen Quetschzonen unter dem Ostalpin zuzuordnen, da hier wiederum Relativbewegungen stattfanden. Nur wenn in größerem Umfang, eben als Schwellenzonen, leichte Krustenteile mit permomesozoischen, nicht flyschoiden Auflagen anfallen, individualisiert sich deutlicher darunter eine tiefere Fläche, wie etwa unter dem Jura der Falknis-Sulzfluh-Decke im Rätikon oder dem Altkristallin der Tasna-Decke im Unterengadin. Vom Eozän zum Oligozän bilden sich die Bewegungsflächen zwischen den entwurzelten Flyschen sowie nach der Plattenkollision auch zwischen ihnen und den Jungschichten des Vorlandes aus und sind sehr eindrucksvoll überliefert. Solche liegen vor zwischen den Teildecken der Wienerwald-Flysche, zwischen den tieferen Einheiten des Unterengadiner Fensters oder, um auf den letzten Fall zu kommen, der noch als altalpidisch zu qualifizieren wäre, in den oft als Quetschzonen ausgebildeten Auflagerungsflächen des Flysches auf dem Helvetikum von Vorarlberg bis zum Wienerwald; man denke dabei vor allem an die in dieser Position definierten Wildflyschbildungen. In der überlieferten Nomenklatur der tektonischen Phasen kann man für die Abfolgen der Ereignisse vom Paleozän übers Eozän ins Lattorf die Namen laramisch, illyrisch und pyrenäisch benutzen – scharf kann man dabei allerdings nicht trennen.

Zur Altpalidischen Palinspastik des Ostalpen-Westendes

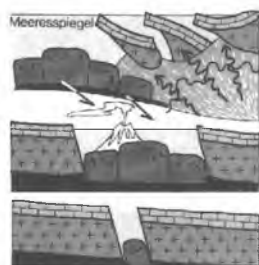


Schwerminerale altpalidischer Sedimente

-  Chromspinell
-  Granat
-  Zirkon

STARK ÜBERHOHT UND OHNE MASSTAB

Graphik: G. Salzer



**Zur Frühpalidischen Zeit:**

Junge Plutone nachfolgend der Subduktion

Eindringende Basische Massengesteine

Frühpalidische Sedimente auf variszischem Substrat

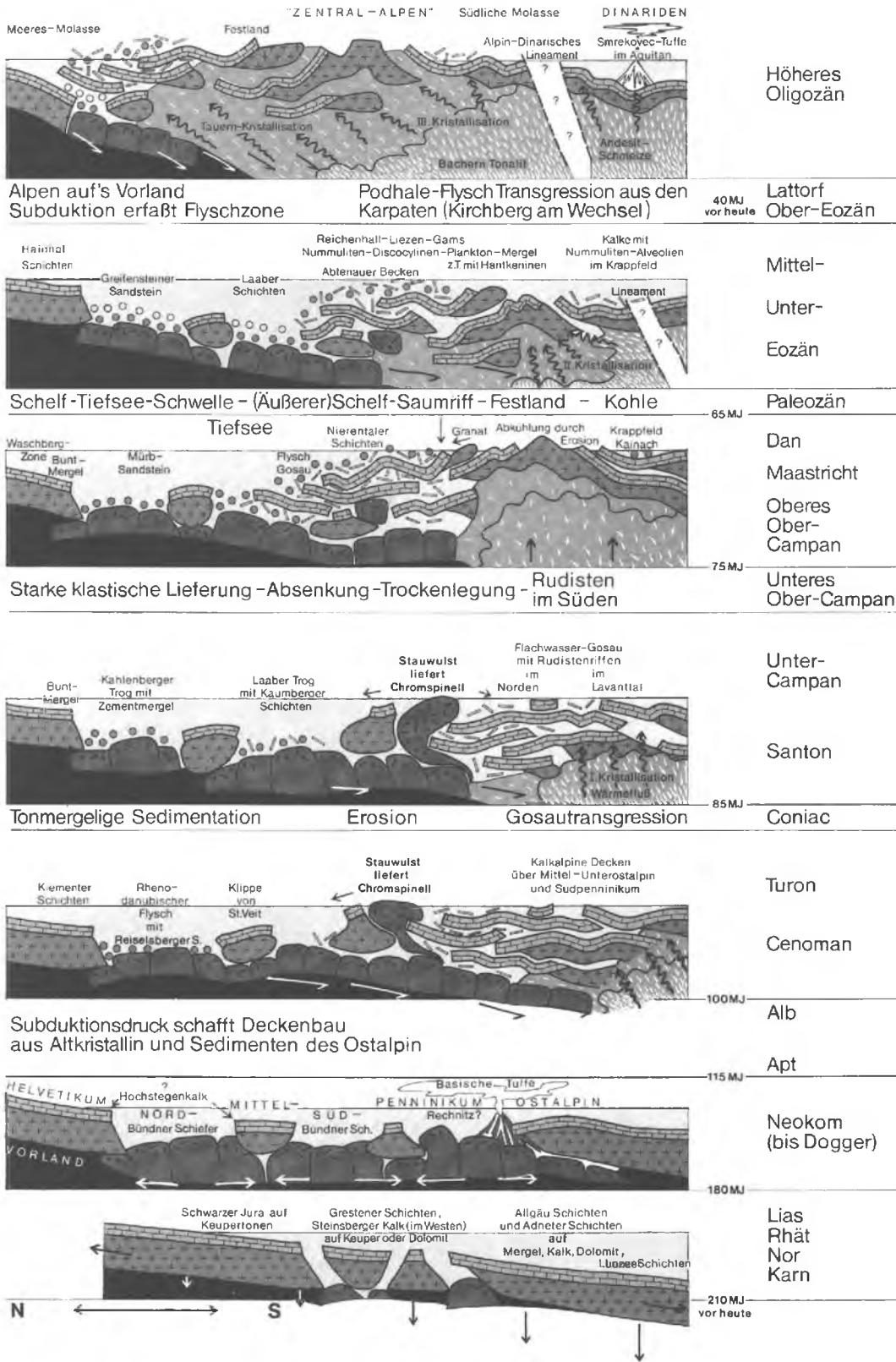
Ozeanisierung ab Dogger schafft einen durch Schwellen gegliederten Tiefseeraum: Das **Penninikum**

Spaltenbildung in alpidischer Richtung und nach Süden zunehmende Absenkung ab Lias nicht mehr mit Sediment kompensiert



Abb. 11. Palinspastische Schemata zum Ablauf der paläogeodynamischen Ereignisse zur altpalidischen Zeit

und der östlichen Ostalpen (R.Oberhauser 1977)



### 1.3.3. Die Abläufe im einzelnen

#### 1.3.3.1. Gault-Cenoman-Turon

Im Vorland haben wir zu dieser Zeit weitgehend Meeresbedeckung, welche in einer stark *Glaukonit-* und Quarzsand betonten, *schichtlückenreichen* Ausbildung ans Nord-Helvetikum Vorarlbergs anschließt, was ganz besonders für den Raum westsüdwestlich des Landshut-Neuöttinger Hochs gilt – ostnordöstlich und östlich davon dominiert von Ostbayern nach Oberösterreich hinein der Regensburger Sandstein des Cenoman. Im Molasseuntergrund in Niederösterreich nördlich der Donau transgredieren im Grenzbeereich Turon-Coniac als analoge glaukonitführende Bildung die Klementer Schichten direkt auf Malm.

Im südhelvetischen Raum verlieren sich in Apt und Alb die Schichtlücken und eine stärker mergelige Ausbildung stellt sich ein, wobei *schwärzliche Farben* überwiegen; die Argenfazies des südlichen Bregenzer Waldes signalisiert diese Übergänge. Diese Süd- bis Ultrahelvetische Fazies, welche, da mehr alpenwärts abgelagert, später stärker tektonisiert wurde, ist auch die Fazies des Gaults im Helvetikum östlich von Salzburg; die normalhelvetische Ausbildung liegt hier unter der Molasse. In den jüngeren Schichten gilt ebenso ganz allgemein: je weiter wir nach Süden kommen und umso höher im Profil vom Cenoman zum Turon, desto mehr verliert sich der Sand und desto mehr dominiert die den „*Couches Rouges*“ der intrapenninischen Schwellen verwandte Seewerkalk-Fazies, in welcher die Dünnschliff-Globotruncanen-Stratigraphie für jene Zeit durch H. BOLLI (1944) entwickelt wurde.

In der Pfundser Serie der Bündner Schiefer des Unterengadiner Fensters gelang infolge der starken jungalpidischen Metamorphose für diese Zeit bisher kein Fossilnachweis, hingegen ist ein solcher im tieferen Turon sowohl im Vaduzer Flysch Liechtensteins als auch im Prättigauflysch gelungen. Im Rhenodanubischen Trog, in welchem zu dieser Zeit *Granat als Schwermineral* dominiert, finden sich ebenfalls über fossilführenden Tristelschichten und Gault in der Basisserie zum im Westen mächtigen Reischelsberger Sandstein, aber auch weiter im Osten in diesem selber in den Schüttungen entsprechender Korngrößen Cenoman-Globotruncanen. Im Westen dürfte die Hauptsandschüttung erst im Turon erfolgt sein.

Da die nach Süden anschließende Falknis-Sulzfluh-Tasna-Schwelle als Teil der Briançonnais-Schwelle gegen Westen hin damals noch mit der Europäischen Platte lose zusammenhing,

überrascht bei der herrschenden West-Ost Sedi-  
mentanlieferung im Gault nicht die mit dem Helvetikum verwandte Sedimentausbildung, welche auch noch bis zum Ende der Gaultzeit den nördlich und östlich unmittelbar anschließenden Rhenodanubischen Flysch-Trog einbezog. In den Schürflingen von St. Veit im 13. Wiener Bezirk, welche wir auch einer Schwelle zuordnen wollen, finden sich noch letzte Spuren eines *basischen Vulkanismus* in Schichten des Gault oder Cenoman.

Mit dem vermutlich isostatischen Hochsteigen dieser und anderer *Schwellen*, teilweise belegt durch nun einsetzende, oft rot gefärbte „*Couches Rouges*“, *verhindern* diese in der Folge als West-Ost laufende Inselketten für lange Zeit eine *Sedimentbelieferung* des *nördlichen Penninikums* aus dem Bereich des *Stauwulstes* über der Subduktionsfläche vor dem Ostalpin. So können die *Chromspinell-Spektren* in größerem Umfang nur noch *in den* zwischen Stauwulst und Schwelle liegenden *südpenninischen Raum* eingebracht werden, wie in den Verspala-, Höllental- und Walserbergflysch, aber kaum mehr in den Ablagerungsraum des Reischelsberger Sandsteins des Rhenodanubikums; nicht mehr können sie jenen der Pfävisgratserie des Prättigauflysches noch weiter nördlich erreichen. *Massiv liefert* dieser Stauwulst *nach Süden* z. B. die Porphyre-reichen Grobklastika ins Rand-Cenoman sowie mit feinerem Korn wiederum Spinelle, wie schon in die *Tannheimer Schichten* des Oberapt und Alb und in das aufliegende Cenoman-Turon, in die gleich alten *Cenomanschiefer* der großen Synklinalen im Süden des westlichen bajuvarischen Raumes (Rätikon und Arlberg-Gebiet) sowie auch in die gleich alten Schichten des Frankenfesler und Lunzer Deckensystems des Ostens, aber auch in die Mittelkreide der Lienzer Dolomiten, die damals vermutlich noch in einer relativ nördlichen Position lagen. Im Tirolischen Deckensystem sind mit verwandten Schwermineral-Spektren über den Roßfeldschichten des Hauterive und Barrême nur die Grabenwaldschichten des Apt überliefert, ansonsten scheint hier die vorgosauische Erosion weitgehend ausgeräumt zu haben.

Eine ähnliche Situation ergibt sich in den westlichen Karpaten, wo die Fortsetzung der Mittelpenninischen Schwellenzone, niemals abgedeckt durch ein höheres Deckensystem, in der Pienidischen Klippenzone vorliegen dürfte. Cenoman-Turon (und jüngere Schichten) sind nachgewiesen durch „*Couches Rouges*“-Fazies, optimal gliederbar durch reiche Mikrofaunen.

Südlich davon in der Maniner Zone und in der Krizna-Decke haben wir analoge Spinell-Spektren wie in den südpenninischen Flyschen und im Bajuvarikum der Ostalpen. Die Sandsteine der Maniner Zone bieten sogar bis in Einzelheiten die Schwermineral-Palette der mittelkretazischen Walserberg-Abfolge, wie sie an der Salzach zwischen Flysch und Kalkalpen nahe der Autobahn ansteht: neben Chromspinell Glaukophan, Chloritoid und Epidot (vgl. 3.5.3.2.1.).

Da im südpenninischen Raum und im Unterostalpin in Graubünden (Err-Bernina) sowie in bedeutenden Anteilen des bajuvarischen Deckensystems der Kalkalpen der Fossilnachweis (vor allem durch *Foraminiferen*) mit dem *Cenoman* oder tiefen Turon abbricht und die nur wenig jüngere Gosau zum kleineren Teil auf unbedeckt gebliebenes (oder rasch erodiertes) Bajuvarikum und zum größeren Teil auf aufgeschobene höhere Kalkalpen-Decken transgrediert, müssen wir im *höheren Turon* gesteigerte *geodynamische Aktivität* an der Erdoberfläche annehmen, welche in den erwähnten ausgedehnten deckenbildenden Relativbewegungen sichtbar zum Ausdruck kam. Mangelnde Fossilnachweise in den östlichen Zentralalpen infolge der dort stärkeren alpidischen Metamorphose, abgesehen vom *Schwammnadelfund* im Südpenninikum des *Fensters von Rechnitz*, verhindern bisher eine genaue zeitliche Einordnung der dortigen massiv ins Variszikum eingreifenden Bewegungen, wenn auch eine Einordnung in die Mittlere Kreide (Apt-Oberturon) berechtigt sein dürfte. Diese Zeit ist mit etwa 25 Mio. J. ungefähr gleich lang wie die restliche Oberkreide (die Gosauzeit im engeren Sinne), die in zwei Abschnitten nachfolgend besprochen wird. Innerhalb der Mittleren Kreide könnte man die zur Apt-Alb-Zeit erfolgte *Loslösung des ostalpinen Altkristallins* von seiner Unterlage und jene *der Kalkalpen* oder der Blaser Decke von ihrem Paläozoikum (der Grauwackenzone oder der Steinacher Decke) als Ausdruck der *Austrischen Phase* betrachten, zusammen mit einer bescheidenen internen Kalkalpen-Tektonik vor allem im juvavischen Raum. Als Manifestation der *Vorgosauischen Phase* sollte man die sehr weitgehende tektonische *Überwältigung des* vom Jura bis zum Apt durch Ozeanisierung entstandenen *südpenninischen Raumes* verstehen, wobei es nicht nur in jenen Bereichen des einrückenden Ostalpins zu *Deckenstapelungen* kam, wo die permomesozoischen Sedimente mit ihrem Untergrund verschweiß waren, sondern auch dort, wo vorher in der Austrischen Phase eine Abtrennung von der Grauwackenzone erfolgte: in den Nördlichen Kalkalpen. Die Unterkreide in den Lienzer Dolomiten durchschlagende Lamprophyrgänge müssen nicht

Argument für eine ursprünglich südliche Position des Drauzuges sein, da sie sehr wahrscheinlich erst lange nach der vorgosauischen Deckenstapelung eingedrungen sind: vielleicht in Verbindung mit der Platznahme der periadriatischen Plutone.

Paläogeographisch augenfällig ist eine mit der Vorgosauischen Phase erfolgende Trockenlegung der höheren kalkalpinen Decken nach der tektonischen Platznahme des Gesamtkörpers im südpenninischen Raum im (höheren) Turon; dies gilt auch für die kalkalpinen Elemente der Westkarpaten und für den gesamten ungarischen Raum; insbesondere dort transgrediert die Gosau nach einer areal ausgeprägten Bauxitbildung.

### 1.3.3.2. Coniac-Santon – Tiefes Campan

Wenn auch die Subduktion am Nordrand des südpenninisch-ostalpinen Deckenkörpers nach der Vorgosauischen Phase weiter andauert, da ja der das Schwermineral Chromspinell nach Süden in die tiefe Gosau liefernde Stauwulst immer wieder erneuert wird, so scheint sich doch aus dem im ganzen Ostalpenbereich geänderten Sedimentcharakter nun eine etwas veränderte geodynamische Aktivität zu ergeben.

Auf dem ostalpinen Deckenkörper entwickelt sich nach *Transgressionsbildungen* über einem erodierten und stark verwitterten Relief (Bauxit!) ein von *Inseln durchsetztes flaches Meer* mit *Rudistenriffen* und Kohlebildungen, wechselnd mit den Ablagerungsräumen hochmariner *Planktonfaunen* mit zunächst durchwegs doppelkieligen Globotruncanen.

Um die Wende Santon-Campan tritt die einkielige *Globotruncana elevata* (BROTZEN) auf, die vor allem in der Gosau Kärntens (Krappfeld und Lavanttal) und in der Kainach westlich Graz in Kärnten gemeinsam mit *Bolivinooides decorata* (JONES) Rudistenriffe ins Campan einweist, und zwar in seinen mittleren Teil – eine Zeit, während der solchen Rudistenriffen in der nördlichen Gosau bereits durch die hier erfolgende *Absenkung* der Lebensraum genommen worden war. Nicht nur zu dieser Zeit scheint die heute nur 75 km entfernte Gosau des Salzkammergutes zu jener Kärntens viel geringere Beziehungen zu haben als etwa zu jener Tirols oder Niederösterreichs, was sich auch im fremden Schwermineral-Regime des Südens zeigt und im Fehlen von Kristallin-Geröllen in Kärnten und auch in der Kainach westlich Graz.

Gleiche Globotruncanen-Faunen finden sich in den recht kalkigen „Couches Rouges“ der Tasna Decke und in den westlich der Silvretta parallelsierbaren Schwellenbereichen, welche über Falknis-Sulzfluh und die Klippen der Zentralschweiz zum Briançonnais verbunden werden können. Im



nördlich an diese Schwellen anschließenden Rhenodanubischen- und Prättigau-Flyschtrogs scheint zu dieser Zeit nach den starken Schüttungen im Turon nun kaum grobklastisches Sediment anzufallen, so daß sich mehr Tonmergelbetonte dünnbankige Flyschserien bilden, wie Piesenkopfschichten oder Faduraserie im Westen oder Zementmergel und Kaumberger Schichten im Wienerwald. *Sandschalige Foraminiferen* beherrschen hier die Schlammproben, da die Kalkschaler in diesen Tiefen nicht leben konnten und angelieferte Schalen weitgehend aufgelöst wurden. In der Buntmergelerde, welche den Raum des Sardonaflysches im Osten vertritt, mischen sich *sandschalige* und *kalkschalige* Foraminiferen, was eine Ablagerung nahe der *Kompensations-tiefe* vermuten läßt. *Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKY) erweist sich hier ab dem Campan und auch später als gegen Auflösung besonders resistenter Kalkschaler. Auch oben auf dem *nördlichen Schelf* bildet sich im helvetischen Raum ein sehr einförmiges, an *kalkschaligen Foraminiferen* (Plankton und Benthos), aber auch an Ostrakoden wiederum reicheres Mergersediment: die Amdener Schichten, welche sich mit demselben Sedimenttyp auch in den Molasse-Untergrund nach Osten bis nach Oberösterreich fortsetzen. Nördlich der Donau liegen im Molasse-Untergrund die Glaukonit führenden Klementer Schichten, beginnend mit dem Oberturon, auf Malm. In durch Ammoniten und Mikrofossilien ins tiefe Coniac eingestuftes Sandsteinen ergaben Altersbestimmungen an Glaukoniten hier etwa 84 Mio. J.

Im Rahmen der nun schon durch lange Zeiträume nach Norden ausgreifenden Subduktion kommt es südlich der Verschluckungszone, unter dem geodynamisch unruhigen Meer der tiefen Gosau, nach und nach zu gewaltigen *Anschoppungen leichter Krustenmassen* aus variszischem und älterem Kristallin, Paläozoikum-, Trias-, Jura- und Kreidesedimenten. Diese werden infolge zunehmender *Auflast* und *Erwärmung* nach und nach *metamorph*, wie es vor allem in den östlichen Ostalpen – vom Südpenninikum bis ins Ostalpin – aber auch im Brennergebiet durch altalpidischen Mineralneubildungen nachfolgende Abkühlungswerte (siehe nächstes Kapitel) nachgewiesen werden konnte; Umstände, welche zugleich für die weitgehende Zerstörung des Fossilinhaltes im südpenninischen und zentralalpinen Raum verantwortlich zeichnen. Wir wollen in diese der Vorgosauischen Phase der Gebirgsbildung nachfolgende Zeit vom Coniac bis ins tiefe Campan eine *Erste Alpidische Kristallisationsphase* einordnen. In höherpenninischen Anteilen des südlichen Tauernfensters ist dabei, möglicherweise für diese Zeit, eine Hochdruckmeta-

morphose überliefert mit nachfolgendem Druckabbau etwa von 10 auf 5 kb bei mehr oder minder gleichbleibenden Temperaturen um 500° C, nachgewiesen in Eklogiten und Glaukophanschiefern.

Eine radiometrische Altersbestimmung an Pechblende-Goldparagenesen, welche über die Zeit der Platznahme des Kupferkies-Hauptganges quer zur Schichtung der dortigen Grauwackengesteine aussagt, ergab etwa 95–90 Mio. J., was etwa der Wende Turon – Coniac entsprechen könnte, jener Zeit, in der wohl die Tieferlegung jenes Festlandes auf den Kalkalpen sich ereignete, welche der Vorgosauischen Phase folgte (vgl. Abb. 146 und S. 534).

### 1.3.3.3. Höheres Campan – Maastricht

Beginnend mit dem Unteren Obercampan kommt es dann zu jener auffallenden geodynamischen Umstellung, welche ich nicht mehr als Ausdruck einer besonderen Subduktions-Aktivität betrachten kann, sondern viel mehr als einen solchen von einsetzender Subduktionsruhe. Befreit vom Tiefensog der Subduktion beherrschen nun bis über die Kreide-Tertiärgrenze hinaus die Kräfte der Isostasie die Landformung. So sollten die Ereignisse der *Intragosauischen* Phase verstanden werden. Die Tiefseeräume der Flyschmeere mit ihrem relativ schweren Untergrund bleiben dabei noch erhalten und greifen sogar episodisch auf den Raum des nördlichen Ostalpins aus, wodurch sich die *nördliche Gosau* unter *Calzit-Kompensations-Tiefe mit dem Flyschmeer verbindet*, was neben der typischen Turbidit-Sedimentation auch die Mikrofaunen mit sandschaligen Foraminiferen z. B. in der nördlichen Gosau dieser Zeit in den Weyerer Bögen oder auch im Gebiet des Unterinntals beweisen, wie sie ja sonst nur in den tiefen nördlichen Flyschmeeren vorkommen.

Südlich davon, wo in der Tiefe jene gewaltige Anschoppung von Decken aus leichter Kruste vorliegt, über deren druck- und nachfolgend temperaturbedingte Mobilisation wir berichtet hatten, steigt nun ein ausgedehntes Festland aus dem Meer, was radiometrisch bestimmte Abkühlungs-Alter (zwischen 80 und 70 Mio. J.) vorher neu gebildeter Glimmer hier nachweisen lassen (vgl. Abb. 13).

Diese *Subduktionsruhe* brachte offensichtlich noch im letzten Augenblick jene Entspannung durch Erosion und folgende Abkühlung, welche zunächst die wohl schon eingeleitete Aufschmelzung mit nachfolgender vulkanischer Aktivität verhinderte.

Sedimente aus dieser Zeit sind nun als z. T. deutlich *diskordant* übergreifende *Transgres-*



Schwerminerale in Sedimenten der Ostalpen. G. WOLETZ

Alter Geologische Einheiten		KREIDE						ALTTERTIÄR				
		Neokom	Apt Alb	Senoman	Turon	Coniac Santon Unter-Campan	Ober-Campan Maastricht	Dan Paläozän	Unter-Eozän	Mittel-Eozän	Ober-Eozän	Lattorf Rupel
MOLASSE+UNTERGRUND				Z	ZG					Z	G	
HELVETIKUM		Z	Z				Z	Z	Z	Z		
NORD- I N I K U M	PRÄTIGAU - UND "RASCHVELLA" - FLYSCH IM ENGADINER-FENSTER		Z	Z	Z	Z		Z				
	VADUZER UND TRIESENER FLYSCH			Z	Z	Z						
	FEUERSTÄTTER-DECKE		Z	G				ZG	ZG			
	RHENO-DANUBISCHER FLYSCH	VORARLBERG			ZG	Z	ZG					
SALZBURG-WIEN				ZG	ZG	G		Z				
MITTEL- P E N N I N	FALKNIS-DECKE IM RÄTIKON		Z					Z				
	AROSA-ZONE	VERSPALA-FLYSCH IM RÄTIKON		CZ	CZ							
HÖLLENTAL-FLYSCH IM ENGADINER-FENSTER					CZ							
SÜD- P E N N I N	WALSERBERG-ZONE TRATENBACH-ZONE				CZG			CZ				
	OBER- OSTALPIN	TIEFERE DECKEN		CZ	CZ							
HÖHERE DECKEN		CH	CG			CZ	G	G	CG	CG	G	
ZENTRALALPIN	LIENZER DOLOMITEN *		CZG									
	KRAPPFELD					ZG	Z		CZG			
	KAINACH					Z	G					

**C** Chrom-Spinell    **Z** Zirkon    **G** Granat    **H** Hornblende

Abb. 12. Zur Schwermineral-Führung der Kreide- und Alttertiärschichten der Ostalpen unter besonderer Berücksichtigung der Chromspinell-Vorkommen (zusammengestellt von GERDA WOLETZ)

\* Analysen der Kreidesedimente von Lavant in Osttirol nach P. FAUPL, 1977.

sionsbildungen über Kohlebildungen (Grünbach), über gefalteten bunten Santonmergeln (Unterlaussa) sowie über grobklastischer tieferer Gosau (Muttekopf) erhalten geblieben oder, südlich jenes Festlandes mit der Gosau Kärntens, als ein über einer mächtigen Mergelserie des Unter-Campan (mit eingegliedertem Rudistenschutt) im Krappfeld transgredierendes fossilreiches Ober-Campan mit nachfolgendem Unter-Maastricht mittlerer Wassertiefe mit herrlichen Mikrofaunen. Aus dem Raum von diesem Festland nach Norden ist nur eine Differenzierung in schon erwähnte flyschoiden Ablagerungen größerer Tiefe im Wechsel mit den massiv Foraminiferen-führenden, oft bunten Nierentaler Mergeln relativ flacheren Wassers überliefert. Die von Norden, Westen und Süden zum zentralalpinen Festland hin zu erwartenden Flachwasser-Sedimente blieben nicht erhalten, auch sind keine Rudisten aus dieser Zeit überliefert und ebensowenig die zum Festland anschließenden Regressionsbildungen. Erst mit dem Paleozän, mit der erneut einsetzenden Subduktion, konnten dann Saumriff-Bildungen am Südrand eines die Kalkalpen bedeckenden Meeres überliefert werden. Die Gosau Kärntens, auf einem im Rahmen der vorgosauischen Tektonik im Süden liegenden gebliebenen Stück Kalkalpen abgelagert, dürfte vom Mittleren Maastricht bis zum Mittleren Paleozän zumindest episodisch jenem Festland zugehört haben.

In den Flyschmeeren gelingt nun der Fossilbeleg nicht nur im Rhenodanubikum und im kaum metamorphen Prättigauflysch, sondern auch bei Raschvella in den *Saderer Joch Schichten* der Bündner Schiefer der Pfundser Serie des Unterengadiner Fensters mit den gleichen *Orbitoiden*, wie sie auch in den Feinbrekzien der vorgenannten Flysche hier wie dort in Turbiditen vorkommen; aber auch in den Gosauablagerungen, wo sie Flysch-wärts wie im Flysch (umgelagert) und Festland-wärts nahe ihrem Lebensraum (autochthon) vorkommen. Für den Rhenodanubischen Flysch sind für das Maastricht glimmerreiche Mürlsandsteine besonders typisch, wiederum mit Granat-Spektren.

Nördlich der Flyschmeere im helvetischen Schelfmeer finden wir wieder (wie schon in der tieferen Oberkreide) von Süden nach Norden flacheres Wasser mit den entsprechenden Verschiebungen in den Foraminiferenfaunen und auch zunehmendem Sandgehalt: im Westen sehr gut verfolgbar durch den Übergang der südlichen Leimernmergel in die nördlichen Wangschichten. Im Osten vermittelt dann die Buntmergelserie zum Maastricht der Waschbergzone und zum autochthonen Untergrund der Molasse nördlich der Donau, wo außerordentlich reiche und gut

erhaltene Mikrofaunen-Elemente der nördlichen Benthos-Stratigraphie mit *Neoflabellina* und *Bolivinooides* sich in herrlicher Erhaltung mit dem Globotruncanen-Pseudotextularien-Plankton der Tethys mischen.

#### 1.3.3.4. Paleozän-Eozän

Während dieser Zeitspanne, welche längenmäßig der Mittleren Kreide oder auch der nachfolgenden höheren Oberkreide entsprechen dürfte, setzt die Subduktion wiederum massiv ein. Sie überwältigt von Süden nach Norden fortschreitend während der *Laramischen Phase* den mitelpenninischen und während der *Illyrischen Phase* den nordpenninischen Raum, erreicht zum Ende der Eozänzeit mit der *Pyrenäischen Phase* schließlich jenen des Helvetikums.

Dort und bis in den Untergrund der Äußeren Molasse, wo vor allem nach starker Erosion das oberste Eozän ausgreift, sind die marinen Abfolgen dieser Zeit, wenn sie nicht durch Erosion innerhalb des Eozän abgetragen wurden, nur in letzterem weniger gestört bzw. ungestört verblieben. In der jungalpidisch geschuppten Waschbergzone Niederösterreichs liegen über den Bruderndorfer Schichten des Dan sowie Glaukonit-führenden Bildungen des Mont und Ilerd noch Untereozän, Haidhof-Schichten (Mitteleozän) und sehr wechselhafte Schichten des Obereozäns. Im Helvetikum, schon stark verschuppt, wechseln oft Glaukonit- und Hämatit-führende Nummulitenkalke und -sandsteine mit nannoplanktonreichen Globigerinen- und Globorotalien-führenden Mergeln, bis dann im Mitteleozän mit der *Schelpenserie* aus dem Bereich der Feuerstätter Zone im Westen die *Flyschfazies* übergreift, wenn auch dabei über Kompensationstiefe bleibend, wie das gut erhaltene Plankton in den Mergeln anzeigt.

Im Buntmergel-Trog sind vor allem in Niederösterreich immer wieder wildflyschartige Sedimente anzutreffen, welche neben dem sonstigen Inventar der Klippenzonen auch Schürflinge aus Altkristallin und aus Ophiolithen enthalten können, was zunehmende tektonische Unruhe anzeigt. Im *Prättigauflysch* sind im Ruchbergsandstein *Untereozän-Nummuliten* nachgewiesen. In der Rhenodanubischen Flyschzone sind Paleozän- und Eozänbildungen vor allem in den Teildecken des Wienerwaldflysches weit verbreitet und lassen sich im Greifensteiner Sandstein der Kahlenberger Teildecke und in den Laaber Schichten der Laaber Teildecke im Unter- und Mitteleozän auch nach den Schwermineralen durch nun dominierende Zirkon-reiche Spektren von den Granat-führenden Kreide-Paleozän-Abfolgen unterscheiden. Im Gegensatz zur unterla-

gernden Feuerstätter Zone fehlen im Rhenodanubischen Flysch Vorarlbergs (und auch im anschließenden Bayern) immer noch eindeutige Nachweise für Sedimentation während des Paleozäns und Eozäns. Vielleicht kann man jene unklaren Umstände, welche einen Sedimentations-Abschluß bewirkt haben mögen, als Auswirkung der sonst nur schwer faßbaren *Laramischen Phase* betrachten; vielleicht kann man auch im Wienerwald die vermutete Transgression der Hoisschichten (Basis der Laaber Schichten) über die Kaumberger Schichten so deuten? Im Alpeninneren ist dann die Überlieferung aus dieser Zeit, sicher nicht nur wegen der nachfolgenden tektonischen Beanspruchung und Metamorphose, sondern vielmehr auch wegen der starken Erosion zur Molassezeit nur sehr lückenhaft.

Trotzdem zeigen immer wieder vollmarine Paleozän- und Eozän-Mikrofaunen und Nannofloren mit Discoasteriden, wie sie in vielen Gosaubecken gefunden wurden, großflächige Meeresbedeckung an.

Bei der Subduktion des Untergrundes des Rhenodanubischen Flysches und des Prättigau-flysches vom Paleozän zum Mitteleozän sowie möglicher Äquivalente im Unterengadiner Fenster und im Tauernbereich kommt es *erneut* zu einer *Stauwulstbildung* oberhalb der Subduktionsfläche, die wiederum Relikte der primär unterlagernden ozeanischen Kruste über Meeresniveau aufsteigen läßt, welche *analoge Chromspinell-Spektren* nach Süden liefern, wie früher zur Zeit der Mittelkreide und der tiefen Gosau, als der Untergrund der südenninischen Flysche subduziert wurde und es dabei zur Bildung der Ostalpinen Decken kam. Diese Spektren kennen wir in den paleozänen bis untereozänen Tratenbachschichten Oberbayerns, im Unteren und Mittleren Eozän des Beckens von Reichenhall-Salzburg sowie im anschließenden Obereozän vor allem in den Oberaudorfer Schichten des Unterinntales. Sogar das Untere bis Mittlere Eozän des Krappfeldes, welches dort die nun wieder ausgreifende Meeresbedeckung dokumentiert, führt Chromspinell-Spektren. Wiederum bestanden paläogeographische Verhältnisse, welche eine Belieferung der vor ihrem Sedimentations-Abschluß stehenden Flyschträge verhinderten.

Die Situation vorher, während des Paleozäns, läßt sich vor allem längs des Kalkalpenostrandes vortrefflich studieren. Aus der Tiefwasser-Fazies der Flyschzone gelangen wir in die flyschähnlichen Gießhübler Schichten in den Kalkalpen bei Wien, in denen das reichlich erhaltene Globigerinen-Globorotalien-Plankton nachweist, daß ihre Ablagerung nicht mehr im Tiefwasser mit

Kalkauflösung erfolgt war. In den Zweiersdorfer Schichten der Grünbacher Gosaumulde finden sich bereits pfeilertragende Rotaliiden, und schließlich lagert 10 km weiter südlich am Kammbühel bei Ternitz über dem Maastricht bereits ein *paleozänes Lithothamnienriff*, welches wir über die Tertiäranteile der Gosau von Liezen im Ennstal, Nummulitenkalkgerölle bei Radstadt sowie über alpine Gerölle mit Algen und Foraminiferen des Paleozän in der Vorlandmolasse bis gegen Tirol hin nachweisen können.

Im Untereozän hat das Meer sicher weiter ausgegriffen, hinterließ seine Spuren auf den Kalkalpen vor allem im Raum zwischen Inn und Enns, transgrediert in den Mittleren Zentralalpen im *Krappfeld* über *terrestrisches Paleozän* (wobei den basalen marinen Schichten Kohleflöze inliegen) und bleibt auch während des Mitteleozäns weithin erhalten. Nicht nur im bayerisch-österreichischen Alpenvorland scheint Obereozän zu transgredieren, sondern auch im Alpeninneren, wie in den Kalkalpen nördlich des Tirolischen Bogens vom Inn bis nach Salzburg, nachdem ein Subduktions-Kraftakt im Mittleren Eozän offenbar die schon früher begonnene Entwurzelung der Ostalpenflysche vollendet haben mag. Letzteres Ereignis wollen wir als *Illyrische Phase* verstehen. Im an der Oberfläche herandriften Ostalpin kam es dabei möglicherweise zu einer Aufwölbung im östlichen Ostalpenbereich, sind ja östlich von Windischgarsten bzw. der Weyerer Bögen und dem Becken von Gams südlich der Flyschzone in den Gosaubekken der Kalkalpen über dem Paleozän bisher keine Unter- und Mitteleozän-Nachweise mehr gelungen und in der für die Zentralalpen in der Steiermark kompetenten großflächigen Kainacher Gosau wird weder Paleozän noch Eozän ausgewiesen, sodaß das Ostalpin dort durch längere Zeit landfest gewesen sein mag. Daher konnte die aus den Karpaten kommende *Obereozän-Transgression* (Kirchberg am Wechsel etc.) bis auf jenen kristallinen Untergrund heruntregreifen, welcher Abkühlungsalter der Mittleren Oberkreide zeigt, wie sie vor allem die östlichen Ostalpen mit den Karpaten gemeinsam haben. Auch das anschließende Ungarn erfuhr um die Kreide-Tertiärwende eine allgemeine Heraushebung; erst mit dem Eozän kam das Meer wieder – auch hier mit einem Überflutungsmaximum im Obereozän.

Wenn auch die Subduktion im besprochenen Zeitabschnitt vor allem unter dem Ablagerungsraum des nördlichen Penninikums ansetzte, das sie entwurzelte, und jenen des Helvetikums zunehmend zu beeinflussen begann, so wurden auch in dem von Süden heranrückenden Ostalpenkörper jener Zeit (aus Südpenninikum und

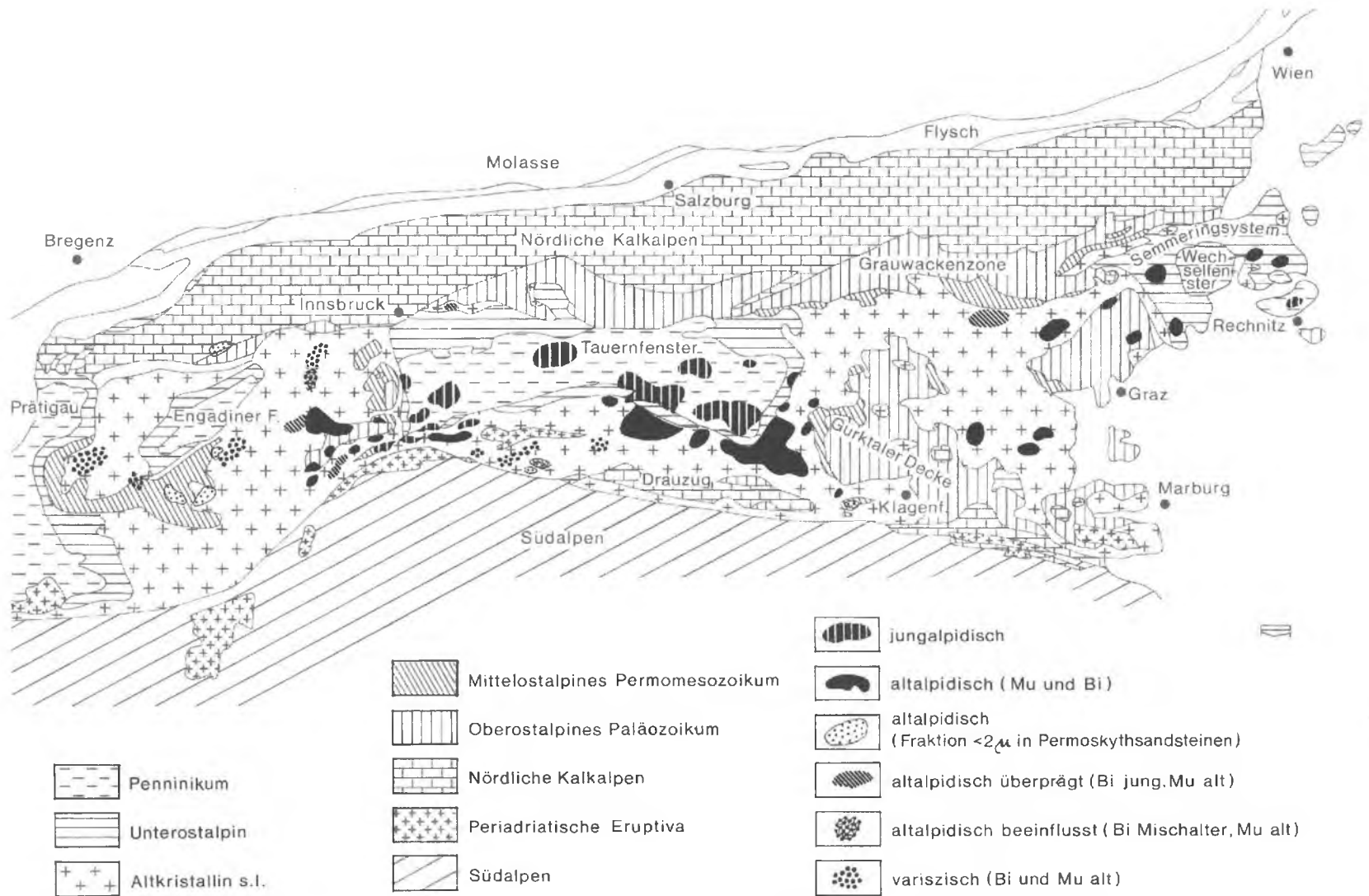


Abb. 13. Karte der Verbreitungsgebiete der alpidischen Metamorphose in den Ostalpen, zusammengestellt von SUSANNA SCHARBERT aufgrund des Forschungsstandes.

Die altalpidische Metamorphose wird durch Glimmeralter um 80 Mio. J. repräsentiert. Aus den Muskowit- und Biotitaltern ist ihre unterschiedliche Intensität abzulesen, die stellenweise die variszisch gebildeten Paragenesen nicht auslöschen konnte (z. B. nördliches Ötztal- und Silvrettakristallin). Altalpidische Alter der Fraktion  $< 2\mu$  fanden sich in Permoskyth-Sandsteinen der Kalkalpenbasis westlich Landeck sowie südwestlich Klagenfurt. Beachte, daß die jungalpidische Metamorphose auf das Penninikum im Tauernfenster und Rechnitzer Fenster beschränkt ist und nur stellenweise auf den Rahmen übergreift (Südostrand des Tauernfensters); aus dem Unterengadiner Fenster fehlen noch Informationen. Im Tauernfenster ist eine Abnahme der Abkühlalter von rund 30 Mio. J. im Osten auf ungefähr 15–20 Mio. J. im Westen zu beobachten, die eine unterschiedliche Hebungsgeschichte reflektieren

Ostalpin aufgebaut) alte Bewegungsflächen wieder aktiviert und neue geschaffen, jedoch in ihm im allgemeinen die Lagerungsverhältnisse der schon fertigen großen tektonischen Körper übereinander nicht mehr wesentlich verändert. Ob man dies auch für das Nebeneinander des ostalpinen Schollenmosaiks in gleicher Weise annehmen will, hängt davon ab, wie man eine gerade in jener frühen Zeit auch mögliche Lineament-Tektonik, welche paläomagnetische Ergebnisse für die Wende Eozän-Oligozän vermuten lassen, beurteilt.

Während der Subduktion in der Mittleren Kreide und der tiefen Oberkreide kam es in den uns heute zugänglichen Untergrundgesteinen jener Zeit zwar zu Mineralneubildungen, sie führte jedoch nicht zur Aufschmelzung und Granitisation, weil der Subduktionsstillstand im Ober-Campan und Maastricht nicht nur die dafür nötige weitere Erwärmung verhindert haben mag, sondern vielmehr nachfolgender isostatischer Auftrieb sogar areal zur Verlandung mit deutlicher Erosion führte. Dies ließ in der Folge in der Tiefe die Temperaturen wiederum unter 400° und 300° abfallen, was die genannten Abkühlungsalter beweisen. Die nachfolgend mit dem Paleozän zum Eozän erneut einsetzende Subduktion erlitt diesmal sogar mit der Plattenkollision vom Obereozän zum Oligozän keine Unterbrechung mehr, sondern griff auf Mesoeuropa, aufs Helvetikum über. Dadurch erfolgt, diesmal vom Westen nach Osten fortschreitend, über die Metamorphose der *Zweiten Alpidischen Kristallisationsphase* hinaus, eine andesitische Aufschmelzung der vorher in große Tiefen abgeführten Massen, signalisiert schon im Eozän durch den *Vulkanismus* in den Euganeen sowie durch die beginnende *Granitisation* (Adamello, Rieser Ferner, Bachern etc.) im weiteren Bereich der Insubrischen Naht. Diese müssen wir uns zu jener Zeit an der Oberfläche als eine Zone von beträchtlicher Breite vorstellen, die erst im Laufe des jüngeren Tertiärs ihre heutige extreme Ausdünnung erfahren haben mag.

Andesitischer Vulkanismus der Eozänzeit, wie er in einer SW-NE streichenden Zone alpenwärts vom Plattensee vorkommt, sollte auch mit der erneut einsetzenden Subduktion in Beziehung stehen.

Ohne Zweifel haben diese ab dem Eozän bis zur Oberfläche durchschlagenden Aufschmelzungsvorgänge der Tiefe vielfältige geochemische Konzentrationen herbeigeführt oder vorhandene Konzentrationen aufgelöst und verteilt oder auch nur umgesetzt oder verlagert, sei es durch Mobilisation oder Remobilisation aus paläozoischen und mesozoischen magmatogenen oder sedimentären Abfolgen, namentlich auch

aus den in den penninischen Raum zur Jurazeit eingedrungenen Ophiolithen – oder eben durch das „Zusammen-Verkochen“ all dieser Bestandteile in und unter einem zeitweise weit über 12 km dicken ostalpinpenninischen Deckenstapel bei entsprechenden Drücken und Temperaturen. Paläomagnetische Untersuchungen an Vulkaniten in den Euganeen lassen vom Eozän zum Oligozän eine *Rotation Norditaliens* gegenüber dem außeralpinen Europa gegen den Uhrzeigersinn um 25° nachweisen. Es verwundert nicht, daß gerade zur Zeit der Plattenkollision solche Relativbewegungen an den Anstoßflächen stattfanden; diese nachfolgend verschleppten, überprägten und möglicherweise heute flach liegenden Flächen noch nachzuweisen, dürfte sehr schwierig werden.

Die *Pyrenäische Phase*, während der der Umbruch vom Eozän zum Oligozän erfolgte, wird von einem weiträumigen Einsetzen der (z. T. bitumenführenden) *Fischschiefer-Fazies* begleitet, die in ihrer etwa gleichzeitigen weiten Verbreitung nicht leicht erklärt werden kann. Es gibt sie in der Molasse-Basis, auf dem Helvetischen Autochthon in der Schweiz, im Verband des Helvetikums in Ostbayern (Schönecker Fischschiefer) sowie auf den Kalkalpen in den Häringer Schichten des Unterinntals. Was immer sie bedeuten mag, es muß wohl unmittelbar anschließend an die Bildung dieser Ablagerungen ein tektonisches Großereignis stattgefunden haben, welches im mittleren und westlichen Alpensegment das Ausgreifen der Subduktion auf das Vorland einleitet, begleitet von einem raschen Nordwärtsgleiten der Kalkalpen. W. FUCHS versteht diesen ersten großen Kraftakt der Verschluckung des Vorlandes als *Helvetische Phase* – schuf sie ja die Anlage der Helvetischen Hauptdecke im Rahmen der Gesamtabläufe der Pyrenäischen Phase.

### 1.3.3.5. Von der Altalpidischen zur Jungalpidischen Zeit

Die vom Obereozän zum Unteroligozän einsetzende Molassezeit (die Jungalpidische Zeit) zeigt ein total verändertes paläogeographisches Bild. Die unter Kompensationstiefe abgelagerten Flysche sind entwurzelt, ihr ehemaliger Untergrund ist zum größeren Teil verschluckt worden und zu einem kleineren Teil der Erosion zum Opfer gefallen.

Die bei sehr eingeeengten Raumverhältnissen nun angehäuften Gesteine – an der Oberfläche des Alpenkörpers weitgehend Jungschichten des Oberostalpins – erlauben infolge ihres geringen Gewichtes über dem zur Ruhe kommenden Alpenkörper keine größeren Meerestiefen mehr.

Die sich nach Norden weiter in die mesocuropäische Platte hineinfressende Subduktion schafft nach und nach den nach Norden in drei Schüben weiter ausgreifenden Molassebereich, hinter dem ein höhenmäßig bescheiden bleibender, allmählich aufsteigender Festlandraum von Süden her nachrückt: das tektonisierte Orogen. In größeren Tiefen erfaßt dabei die nachfolgende *Wärme-front* im Oligozän neben Gesteinen des nordpenninischen Untergrundes schon solche des Helvetikums. Wir sprechen von der *Dritten Alpidischen Kristallisationsphase* und können sie auch *Tauernkristallisation* nennen, weil die von ihr erfaßten Gesteine vor allem in den Tauern durch nachfolgende Erosion aufgeschlossen worden sind (vgl. Abb. 13).

Im Wechselspiel zwischen den dabei schwächer werdenden endogenen Kräften der Subduktion und jenen ihres mehr und mehr wirksamen

isostatischen Ausgleichs ist dann im jüngeren Tertiär das Alpengebiet immer weniger Ablagerungsraum und immer mehr Erosionsgebiet, episodisch beunruhigt von vulkanischen Erscheinungen vor allem im Süden und Osten; aber auch im Molasseraum im Norden.

**Literatur:** AMPFERER O. 1941a; AMPFERER O. & HAMMER W. 1911; BOLLI H. 1944; CLAR E. 1965; DIETRICH V. J. 1976; EXNER CH. 1976; FAUPL P. 1975b, 1976; FRANK W. et al. 1976; FRISCH W. 1976, 1978; FUCHS W. 1976b; HAGN H. & OTT E. 1975; HESSE R. 1973; HESSE R. & BUTT A. 1976; HÖCK V. 1974; KOLLMANN H. A. et al. 1977; KRÖLL A. & WESSELY G. 1967; MILLER CH. 1974, 1977; MÜLLER K. 1973; OBERHAUSER R. 1963, 1968, 1973, 1978; OXBURGH E. R. 1972; PREY S. 1968c, 1975b, d, 1978; ROEDER D. 1976; SCHLAGER W. & SCHÖLLNERGER W. 1975; SCHMIDT K. 1976; SCHWAN W. 1974; TOLLMANN A. 1963a, 1966a, 1972b, 1975c, 1977a, b; TRÜMPY R. 1960, 1970, 1972b, 1975; TRUNKO L. 1969; WIESENEDER H. & SCHARBERT S. 1977; WOLETZ G. 1963, 1967, 1971.