

Demgegenüber sind die Unterschiede zwischen West- und Ostkarpaten sogar stärker ausgeprägt, namentlich zufolge des gewaltigen Scheitelkeil-Einschubes an der Grenze dieser beiden karpatischen Hauptstücke, welcher Keil an der Zagreb-Zemlin-Seitenverschiebung tief gegen Süden vorgedrungen ist. Dieses Süddrängen des Scheitelstückes der mittleren Karpaten muß nach dem zentralkarpatischen kretazischen Deckenbau, aber vor der kaum mehr betroffenen tertiären Gestaltung der Randzonen ab der Flyschzone erfolgt sein. Aus zeitlichen Gründen paßt allerdings die naheliegende Erklärung dieses Blattverschiebungssystems als Scheiteleinbruch des Frontstückes des sich verschärfenden, im konvexen Teil gezerrten Karpatenbogens nicht recht. Diese Verschärfung des Bogens, bedingt durch den Manteldiapir im Pannonischen Back-arc-basin, setzt ja wohl erst mit dem Oligozän ein. Die Tendenz des Mechanismus der Bogenbildung und -verschärfung – mit der der bis nach Österreich hereinreichende karpatische Innenbogenvulkanismus direkt zusammenhängt – hält dann in gemäßigtem Ausmaß bis in die Gegenwart an, wie etwa auch die mittelsteil tief unter den Karpatenbogen einfallende Herdfläche des Vrancea-Bebens von 1977 zeigt (S. 140 ff.).

5. Literatur

D. ANDRUSOV, 1961, 1968; G. ANGENHEISTER et al., 1975; K. BALOGH et al., 1984; K. BIRKENMAJER, 1961; F. CHMELÍK, 1971; E. HANZLÍKOVÁ, 1976; R. JIŘÍČEK, 1981, 1982, 1984; L. KOBER, 1912 a; H. KOZUR & R. MOCK, 1979; B. LEŠKO et al., 1980; B. LEŠKO & I. VARGA, 1980; M. MAHEL, 1963, 1968, 1973, 1983; R. MARSCHALCO et al., 1976; H. MOCK, 1979; F. NĚMEC & A. KOCÁR, 1976; S. PREY, 1965 a, 1978; Z. ROTH, 1967; A. SPICHER, 1972; B. STUDER, 1851; A. TOLLMANN, 1959, 1961, 1963 a, 1964 e, 1969 c, 1972 a, 1975 a, 1978 a, 1984 a; R. TRŮMPY, 1960, 1980, 1985; G. WESSELY, 1975; W. WINKLER et al., 1985.

E DIE ENTWICKLUNG DER ALPIDISCHEN GEOSYNKLINALE

Am Boden des abgetragenen Variszischen Gebirges entwickelte sich, von der Innenzonen der nachmaligen Alpenin Region ausgehend, bereits ab dem obersten Karbon (Stephan) und Perm schüchtern einsetzend, die alpidische Geosynklinale. Während in den Westalpen manche Schweizer Geologen das Geosynklijalstadium des westlichen Alpenanteiles erst mit dem Lias beginnen lassen, setzt die Entwicklung in den Ostalpen deutlich früher ein. Das Meer dringt zur Zeit des Stephan und Perm, von Südosten kommend (Abb. 23), bis in das Gebiet der Karnischen Alpen, im Zechstein bis an die westliche Landesgrenze von Salzburg – besonders im Raum der späteren Kalkhochalpen einschließlich der Hallstätter Zone – vor. Es hinterläßt hier

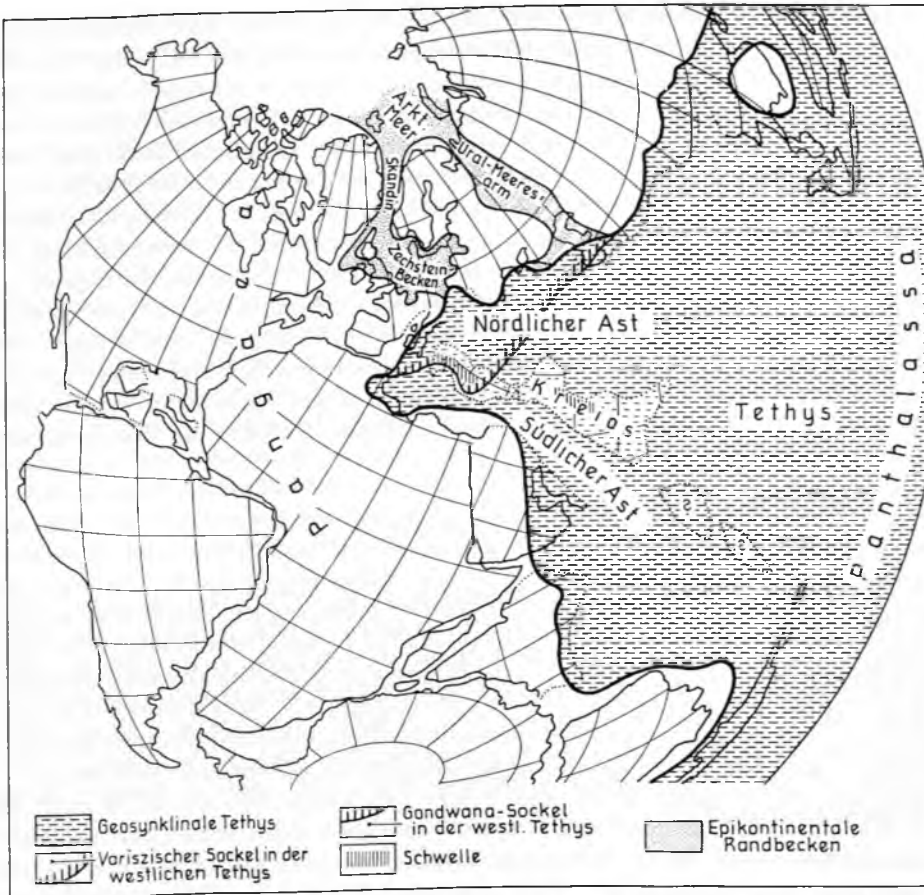


Abb. 23: Die Tethys zur Zeit des höheren Perm; nach A. TOLLMANN (1984 a, Abb. 1).

die Ablagerungen des permischen Salinars. Mit dem Beginn der Trias wird auch im übrigen Raum der Ostalpen die kontinentale aride Schuttperiode des dort vielfach noch herrschenden permischen Alpenen Verrucano mit seinen unausgereiften Restschotter- und Fanglomeratserien des variszischen Abtragungsrumpfes beendet und durch die vollmarine Entwicklung der Trias abgelöst (Abb. 24).

In der Untertrias dominiert in Form der Werfener Schichten das detritische Material weiterhin. Aber ab Beginn der Mitteltrias, ab dem Anis, setzt in dieser tropischen Meeresregion die Karbonatbildung in großem Umfang ein. Nach den anfänglich schlecht durchlüfteten, bituminösen seichten Becken-Sedimenten des tieferen Anis in Form der Gutensteiner Kalke beginnt noch innerhalb dieser Stufe die Bildung der faziell in Riff, Schwelle und Becken differenzierten Karbonatplattformsedimentation, die in der Trias mehrere tausend Meter mächtige, überwiegend organogen gebildete typische Seichtwasserablagerungen hinterließ.

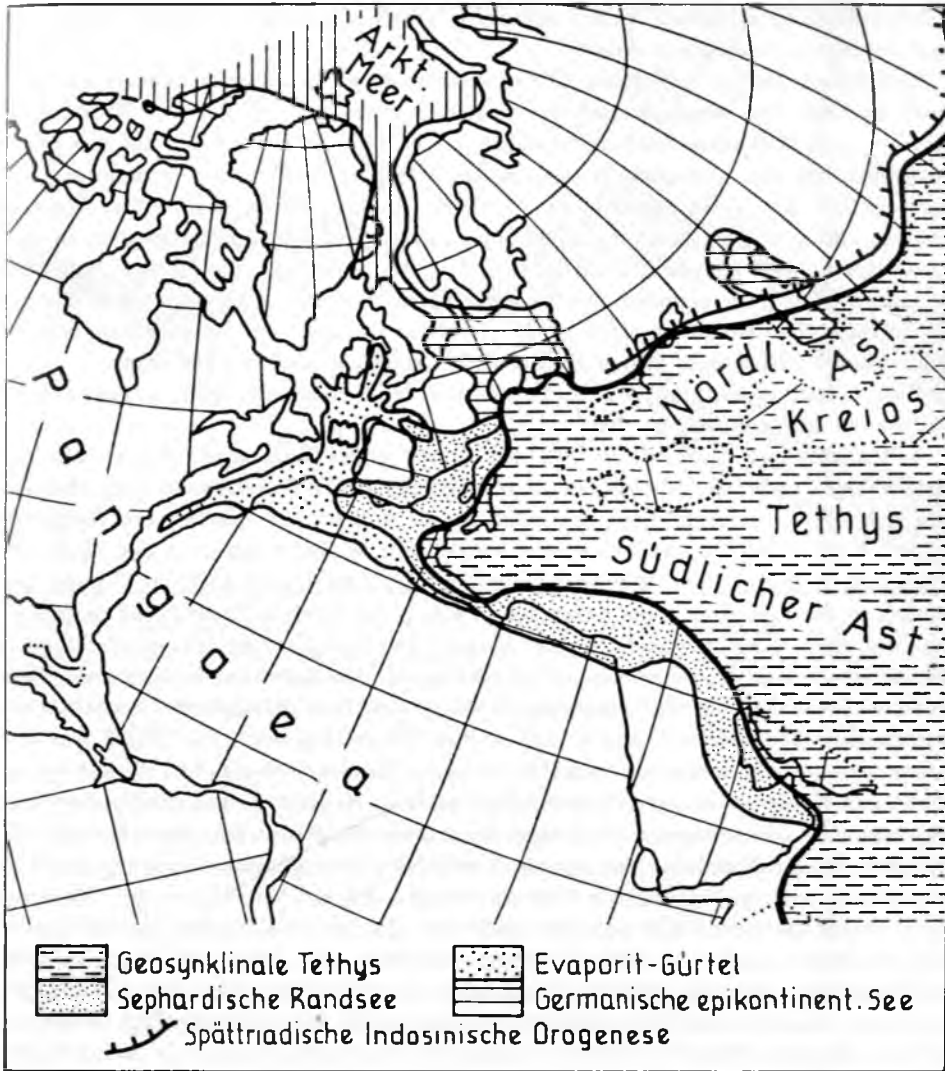


Abb. 24: Die Konfiguration der westlichen Tethys zur Zeit der Trias; nach A. TOLLMANN (1984 a, Abb. 3).

Zweifellos ist diese rasch absinkende Karbonatplattform durch das Ausdünnen der sauren Kruste über einem sich langsam öffnenden Ozean induziert worden. Diese Krustenausdünnung leitet zunächst aus isostatischen Gründen (höheres spezifisches Gewicht der basischen Kruste bedingt deren tiefere Absenkung) das Absinken des Bodens ein, das der Seichtwasserkalk-Entwicklung Raum gibt. Durch die nun mögliche Anhäufung der organogenen Kalkmassen wird der einmal eingeleitete Prozeß durch

Selbstverstärkung isostatisch weiter gesteigert, sodaß es zu der mächtigen triadischen Karbonatplattformbildung kommt.

Der Prozeß setzt im zentralen Teil der nachmaligen Gesamtgeosynklinale ein und greift im Laufe des Mesozoikums immer weiter gegen außen hin vor. Die Krustenausdünnung und Karbonatanhäufung ist daher in der Trias in erster Linie auf den oberostalpinen und den angrenzenden südalpinen Abschnitt (Dolomiten) konzentriert, wo auch ein kräftiger Vulkanismus in der mittleren Trias – einsetzend im Anis, Paroxysmus im Ladin – diese Krustenausdünnung bezeugt. Die Schichtmächtigkeiten in der zentralalpinen und penninischen Region sind in der Trias noch gering, ihre Fazies ist in vielem noch vom germanischen Vorland beeinflusst. Die noch externeren Partien des Schelfes von Eurasien werden in der Trias der Ostalpen erst zum kleinen Teil als „Helvetikum“ einbezogen, dessen Nordrand in Österreich noch trocken liegt.

Zwei Gesichtspunkte sollen zum Verständnis der Gliederung dieser Triaskarbonatmasse kurz erläutert werden.

1. Während sich im zentralen Teil der Tethys in der Trias gegen Westen hin ein Becken mehr und mehr eintieft, das durch Sedimente der Euhallstätter Zone (Mittelanis-Rhät) gekennzeichnet wird, schließen gegen „außen“ hin zunächst ein Riffgürtel in den Kalkhochalpen, dann eine sehr breite, sehr seichte Lagune in den Kalkvoralpen und in der nördlich folgenden zentralalpinen Faziesregion an (Abb. 27), die besonders in der Obertrias gegen außen hin (Pennin, Helvetikum) bereits stark germanotyp beeinflusst wird, was sich in der Bildung von Keuper statt Hauptdolomit oder Dachsteinkalk äußert. Die nun in den Kalkalpen in der Mitteltrias in Form der Wettersteinkalkriffe und in der Obertrias in Form der Dachsteinkalkriffe entstehenden Seichtwasserkarbonatmassen zeigen eine interne Gliederung durch eine Reihe von ungefähr west-östlich ziehenden kanalförmigen Becken tieferen Wassers, in denen sich Beckensedimente (Partnachschichten bzw. Hallstätter- und Zlambachschichten) und Schwellensedimente (Reiflinger Kalke bzw. Hallstätter Knollenkalke etc.) abscheiden. In der Mitteltrias sind es bei Abwicklung der kalkalpinen Decken im Westen drei hintereinander liegende Partnach-Kanäle (Bd. II, Abb. 55), in der Obertrias im Mittelabschnitt der Kalkalpen drei Hallstätter Kanäle (Bd. II, Abb. 55), die sich in unregelmäßiger Gestalt in diese Plattform einsenken. Die lange rätselhafte Ursache der Entstehung, die man vielfach fälschlich im Salzauftrieb zu sehen glaubte, können wir heute im Sinne der Plattentektonik voll verstehen: Das unregelmäßige Netz von Kanälen, das sich immer wieder neu bildet, ist das Abbild des bei der meridionalen Dehnung und Zerreißen des Untergrundes immer wieder aufreißenden „Spalten“-Netzes der Kruste, das sich in der Sedimentation nachzeichnet.

2. Ebenso unverständlich blieben lange die auffälligen und eigenartigen Sedimentationsunterbrechungen innerhalb der Trias, besonders aber zur Zeit des von W SCHLAGER & SCHÖLLNER (1974) zunächst einmal als „Wende“ bezeichneten einschneidenden Ereignisses innerhalb des Unterkarn, durch welches eine flächenmäßige Zuschüttung der Riffe durch detritisches Material vom Land her (Lunzer, Raibler Schichtkomplex) erfolgt ist. R. BRANDNER (1984) hat mit seiner Studie viel zum Verständnis dieser Zäsuren beigetragen. Durch die nunmehrige Anerkennung der so lange bestrittenen SUESS'schen eustatischen Meeresspiegelschwankungen durch die gegenwärtige Geologenschaft ist der Weg für die zutreffende Erklärung frei: Welt-

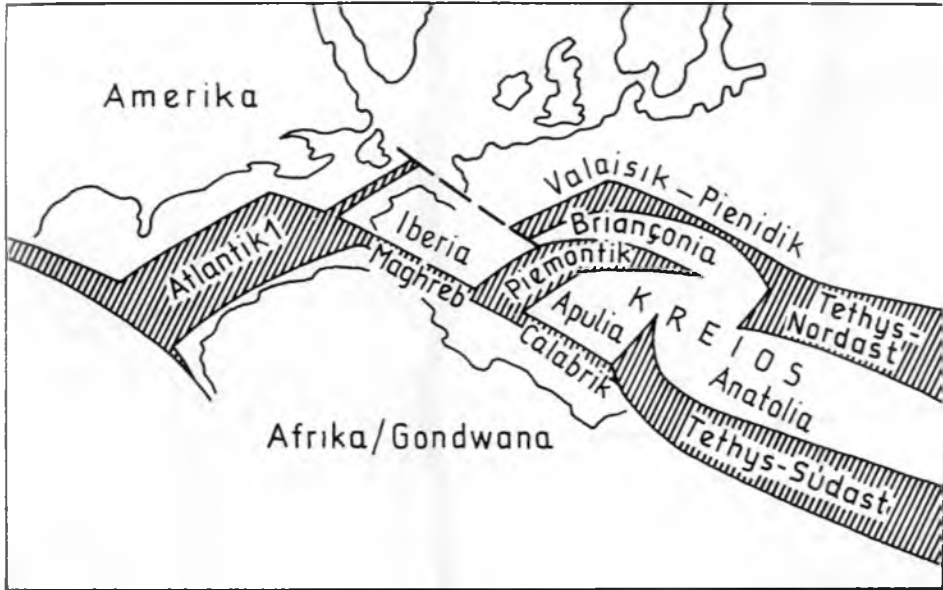


Abb. 25: Das Aufreißen der Kruste im Bereich von Nord- und Südpennin unter Ozeanisierung des Bodens muß als gleichzeitiger und kongenetischer Prozeß zur Öffnung des mittleren Atlantiks unter ostwärts gerichtetem Abdriften Afrikas von Nordamerika verstanden werden. Der Prozeß setzt im Lias ein und erreicht im Oberjura seinen Höhepunkt. Modifizierte Darstellung im Sinne von B. Biju-DUVAL et al. (1977, Abb. 3 bzw. 1980, Abb. 1) und späteren Autoren.

weite Trans- und Regressionen sind am Umschlag der Sedimentation in diesem Seichtwassergebiet neben lokaler Tektonik entscheidend beteiligt. An der Permoskyth-Grenze stellt sich zunächst weltweit eine bedeutende Regressionsphase mit kräftiger Absenkung des Meeresspiegels ein. Auf die Transgressionsphase im Oberskyth (Werfener Kalk) folgt dann eine Regression an der Skyth/Anis-Grenze (mit Gips- und Rauh-wackenbildung), ferner im Oberanis, im oberen Wettersteinkalk (Cordevol), in entscheidendem Ausmaß aber im Unterkarn an der Cordevol/Jul-Grenze (Reingrabener Wende). Durch solche kräftige Regressionen kam es vorübergehend sogar zur Trockenlegung der Riffe, zur Verkarstung und Spaltenbildung, in welche dann das klastische Material eingespült wurde (vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, S. 47; 1976 a, S. 106).

Dieses Zusammenspiel von Krustenausdünnung und der damit verbundenen Subsidenz und von eustatischen Meeresspiegelschwankungen mit ihren vielfältigen Folgen, wie Schollenkipfung, Schollenabsenkung, Sedimenttypus, Sedimentmächtigkeit, Spaltenbildung, Spaltenfüllung etc., ist in neuerer Zeit – besonders seit J. WILSON (1975), mehr und mehr als eine gesetzmäßig gerichtete Entwicklung bei der Geosynklinalbildung herausgearbeitet worden (jüngst J. WIEDMANN, 1983; R. BRANDNER, 1984; R. LEIN, 1985). Hierdurch ist der vom Verfasser (1968 a, S. 214 a; 1976 b, S. 462 ff.; 1978 b, S. 305 ff.) für das bezeichnende Frühstadium der Geosynklinale mit seiner spezifischen inneren Position im Gesamtgeosynklinalraum und seinen spezifischen Eigenheiten in Mächtigkeit, Fazies und Fauna eingeführte Begriff „Aristogeosynklinale“ heute auch genetisch klar definiert.

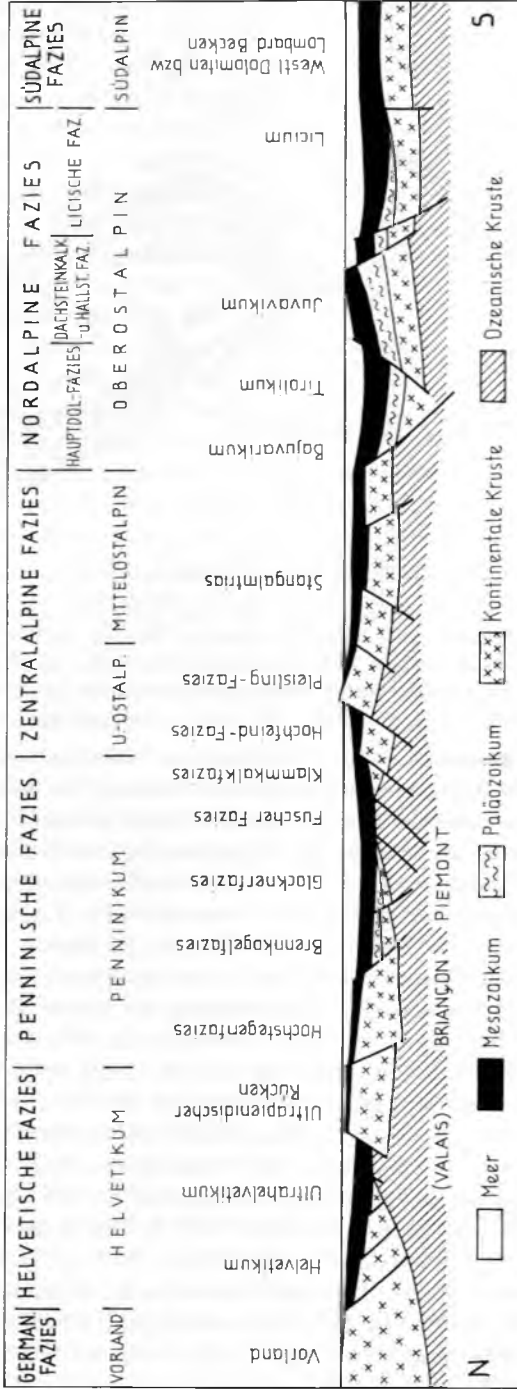


Abb. 26: Geosynkinalprofil durch den Raum der Ostalpen im Oberjura, das den Höhepunkt der Krustenzerrung zeigt. Ozeankruste erscheint im Bereich des Pennin. Dickere, saurere Krustenschollen und -streifen schwimmen dank geringeren spezifischen Gewichts auf und bilden als Nannokontinentalstreifen Schwellenzonen mit geringer Sedimentationsrate – z. B. die Zentralgneis-Hochsteigen-Schwelle. Die bei der Krustenzerrung gekippten Schollen des Ostalpins geben Anlaß zu gravitativ transportierten submarinen Schuttströmen (z. B. Unterostalpin) und Gleitdecken (z. B. Kalkhochalpen).

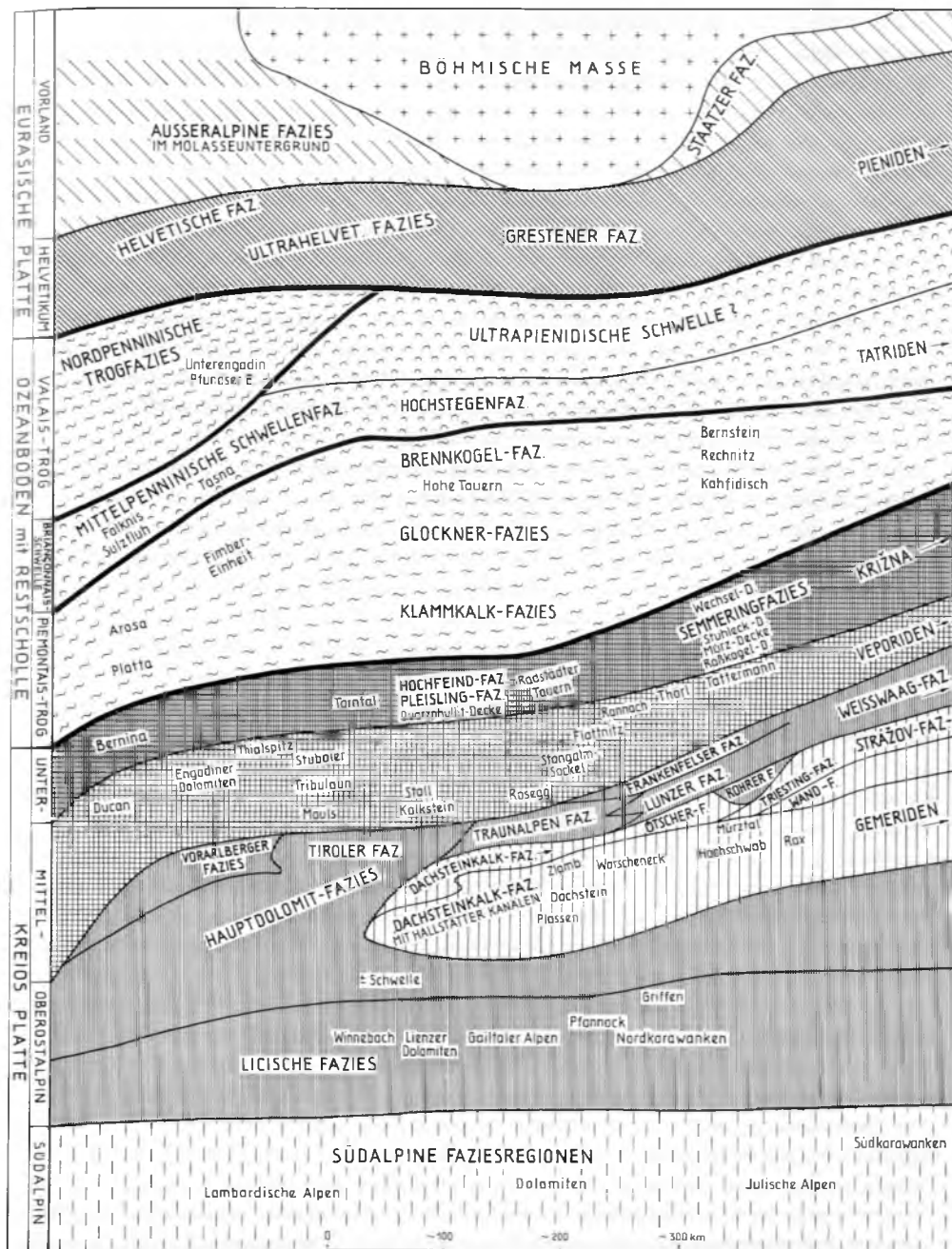


Abb. 27: Die Gliederung der alpidischen Geosynklinale in den Ostalpen; nach A. TOLLMANN (1978 b, Abb. 2).

Im Jura setzt – im Zusammenhang mit dem Abdriften Afrikas von Nordamerika unter Bildung eines ersten Abschnittes des Atlantiks und Aufreißen paralleler ozeanischer Spalten im Mediterrangebiet (Abb. 25, 26) – die Ozeanisierung des Bodens der Tethys in den Alpen ein. Eine generelle Verdünnung der sauren Kruste sorgt zunächst durch ein rascheres Absinken des Bodens aller Teilbereiche der gesamten Geosynklinale für das Erlöschen des Riffwachstums bereits im tieferen Lias (das dann erst wieder im Malm einsetzen kann). Der Höhepunkt der Absenkung wird im Untermalm, Oxford, erreicht, in welcher Zeit in allen Teilgeosynkinalzonen Tiefseeradiolarit-Sedimentation, bis hinaus auf das Helvetikum, herrscht. Der Faziesausgleich ist in dieser Zeit am vollständigsten gediehen. Ab dem Lias beginnt aber in einer neuen Zone zwischen Ostalpin und Mittelpennin die rapide Öffnung des Ozeanbodens: Der mächtige Jura der südpenninischen Glocknerdecke liegt unter Vermittlung nur geringer Triasschürflinge direkt am Ozeanboden auf. In der Kreide wiederholt sich der Prozeß im Nordpennin, das in Österreich nur im Engadiner Fenster von Westen hereinreicht und gegen Osten hin ausspitzt.

Die Fazieszonen-Gliederung in den Ostalpen gibt Abb. 27 wieder. Als generelle Prinzipien sind hervorzuheben: 1. Zunahme des Einflusses der außeralpinen Litho- und Biofazies in den äußeren, nördlichen, der germanischen See näheren Zonen – allerdings unter Abschirmung der Region südlich des Festlandes der Böhmisches Masse, die weniger germanotyp beeinflusst wird. 2. Wandern der Mächtigkeiten der Sedimentation von der Trias gegen den Jura hin von innen gegen außen, von Süden gegen Norden, sowohl innerhalb der Kalkalpen als auch in der Gesamtgeosynklinale gegen das Pennin hin. 3. Bildung von submarinen Mass-flow-Brekzien mit Bergsturzschuttmassen im Jura der Zentralalpen vom Typus der Türkenkogelbrekzie und Schwarzeckbrekzie in den Radstädter Tauern und der Tarntaler Brekzie im Zusammenhang mit der Krustendehnung und Schollenkippen während des Riftings der Kruste. Die Hauptphase der analogen Brekzienbildung in den Kalkalpen liegt im Oxford (Rofanbrekzie bis Oberseebrekzie) – vgl. S. 96. 4. Einsetzen der Subduktion ab der Unterkreide in den inneren Zonen, durch Flysch oder Turbidite markiert: Solche Indikatoren sind die Roßfeldschichten des Hauterive-Barrême im Oberostalpin, der Flysch der Unterkreide (?) des Tauernnordrandes im Südpennin und die flyschoide Serie der Wolfpassinger Schichten ab Barrême in der Rhenodanubischen Flyschzone.

Auf die Einzelheiten der Individualität der mesozoischen Faziesregionen ist schon bei der regionalen Schilderung der Einzelabschnitte eingegangen worden. Die Kreidesedimentation schließlich ist in den tektonisch tieferen Einheiten der Ostalpen durch frühes Einsetzen der großen Überschiebungen weitgehend unterdrückt worden. Am markantesten kann das Geschehen in der Kreide aus der Entwicklung der entsprechenden oberostalpinen, kalkalpinen Serien abgelesen werden: An der Tithon Neokom-Grenze vollzieht sich noch ein fugenloser, ungestörter Übergang der Ablagerungen. In der Unterkreide stellt sich ein Zurücktreten der Kalkbildung zugunsten der mergelreichen Entwicklung größerer Wassertiefen ein, wobei die schon im Jura herrschende Tendenz des Nordwanderns der Trogachse weiter anhält, sodaß weite Teile der Kalkhochalpen sehr bald keine Kreideablagerungen mehr empfangen haben. Ab der höheren Unterkreide setzt die Ausbildung von Tief-

seerinnen mit entsprechenden Turbiditserien (Roßfeldschichten) durch die Auswirkung der Subduktion im Untergrund ein (A. TOLLMANN, 1978 b, S. 317). Im Laufe der Oberkreide erfaßt dann das Absacken über subduziertem Untergrund große nördliche Teile des kalkalpinen Areals, sodaß der Boden des Gosautroges in der höheren Oberkreide und im Alttertiär auf weiten Strecken unter die Kompensationstiefe zu liegen kommt. Die frühere Auffassung von der Existenz einzelner, kleiner Gosaubecken in dieser Region ist zufolge der über den ganzen Großraum reichenden durchgehenden Schüttungsrichtung und Fazieszonengliederung im Paläozän vom Riffsaum aus Kambühelkalk im Süden weg zugunsten eines einheitlichen, abgesenkten Großraumes gewichen, von dem – besonders durch die nachgosauische tektonische Zerstückelung und Einsenkung – nur einzelne Teile („Becken“) erhalten geblieben sind.

Die zusammenhängende Flyschbildung in der südlich vom Ultrahelvetikum folgenden Tiefseerinne setzt mit dem Alb ein und hält bis zur Trockenlegung zu Ende des Eozäns an. Da die Subduktionsfront hier schräg zu den alten Fazieszonen verlief (Bd. II, Abb. 181), entsteht der hierher gehörige Rhenodanubische Flysch im Westen über nordpenninischem Untergrund, im Osten aber bereits über südultrahelvetischem Sockel. Mit der Flyschbildung wird der Umschlag vom geosynklinalen zum orogenen Stadium angezeigt.

F DIE ALPIDISCHE OROGENESE

1. Der plattentektonische Mechanismus

Der Alpenbogen repräsentiert auch im Weltmaßstab wohl das komplexeste, komplizierteste orogene System, das in einem vielphasigen Prozeß der Kreide- und Tertiärzeit in der Einengungszone zwischen den kollidierenden Platten Afrika und Eurasien geformt worden ist. Überblick über den großtektonischen Bau in Karte und Profil geben Abb. 1 und 4 in Band I dieser „Geologie von Österreich“

Die Komplexität geht zum ersten auf eine ebenso vielfältige Entwicklungsgeschichte der Kruste in der vorangegangenen geosynklinalen Phase zurück, in der eine Vielzahl verschieden mächtiger und faziell vielgestaltiger Sedimentzonen entstanden war, die dann bei der Gebirgsbildung naturgemäß materialabhängig verschieden reagiert haben. Der gewaltige Deckenbau aber ist bedingt durch die enorme Pressung, die dort auftritt, wo nicht Ozeanplatte unter die steife, dicke Kontinentalplatte absinkend subduziert wird, sondern wo bei Kontinent/Kontinent-Kollision mächtige und starre kontinentale Krustenplatten mit hoher Bewegungsintensität gegeneinander prallen. In unserem speziellen Fall des mediterranen Gebirgssystems kam noch hinzu, daß im Ostmediterraneanraum ein in wechselndem Maß isolierter, selbstständiger, langgestreckter, später in Teile zerfallender Zwischenkontinent (Kreios – A. TOLL-