

Werk

Titel: Zweiter Teil: Die tektonische Geschichte des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen.

Jahr: 1939

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1939_0019|log15

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

ZWEITER TEIL:

Die tektonische Geschichte
des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen.

Die orogene Ausgestaltung erfordert eine epirogene Vorbereitung. Die Strukturformen sind dabei weitgehend — oft bis in Einzelheiten — abhängig von älteren Anlagen (vgl. G. RICHTER 1937). Die säkularen Bewegungen lassen andererseits häufig die tektonische Tendenz eindeutiger hervortreten, als es im heutigen Bau zum Ausdruck kommt. Neben den Zusammenhängen und Gegensätzen im fertigen tektonischen Bilde (1. Teil) sind daher nunmehr die inneren Bewegungsvorgänge zu untersuchen, welche die junge orogene Ausgestaltung bedingten bzw. ermöglichten oder einleiteten. Unmittelbar nach der variszischen Ära beginnt diese Entwicklung. Sie ist fixiert in den Sedimenten, welche in Fazies und Mächtigkeit jede Krustenbewegung aufgezeichnet haben. Deren vergleichende Betrachtung führt uns also die tektonische Geschichte vor Augen.

A. Die epirogenen Bewegungen im Mesozoikum.

I. Vormesozoische Entwicklung.

(Ergebnis S. 135.)

Im jungen Strukturbilde stellen die paläozoischen Gesteine eine Einheit dar, das Material der „Massive“. Die Eigenstruktur dieses „Grundgebirges“ soll hier nicht behandelt werden; sie spielt in der jungen Tektonik eine zu geringe Rolle. Trotzdem müssen wir bei unserer Betrachtung der „jüngeren“ tektonischen Geschichte bis in das Paläozoikum zurückgreifen. Denn schon spät-variszisch, gleich im Anschluß an die Ausfaltung des Alten Gebirges, beginnen Undationsbewegungen, welche als Einleitung der eigentlich mesozoischen Entwicklung zu gelten haben. Wie in unserem Lande so zeigen auch hier die schwachen Nachklänge der variszischen Faltungsära z. T. größere Verwandtschaft mit den jüngeren Bewegungen als mit den Grundzügen des Unterbaues. —

Scharf diskordant zum Kristallin und zum Deckenbau des älteren Paläozoikums liegt das Oberkarbon, in weitester Verbreitung Stephan bzw. Ober-Westfal. Das gilt für das Zentral-

Plateau, die Kristallin-Massive der Westalpen und für Maures-Tan-
neron. Für eine Rekonstruktion der Ablagerungsräume sind die
Vorkommen in dem hier behandelten Gebiet zu spärlich.

Immerhin läßt sich erkennen, daß der Umschlag in der Be-
wegungstendenz von variszischen Nachklängen zu alpidischen Vor-
zeichen nicht vor, sondern erst nach dem Stephan liegt. Schon
das Auftreten von Oberkarbon in Gebieten, in denen sicherlich
kein Perm mehr zur Ablagerung gelangte, zeigt diese Diskrepanz.

Wir können erst nach Betrachtung der permischen Sedimen-
tationsräume darauf zurückkommen (S. 127 ff.).

a) Sedimentationsräume des Perm.

(Zsfg. S. 127.)

Innenalpen.

In der gesamten Briançonnais-Zone und den inneren Alpen
wird ein mächtiges Karbon, das stellenweise schon mit Unter-
Westfal beginnen soll, in absoluter Konkordanz überdeckt vom
Verrucano (KILIAN & RÉVIL 1908). Hier herrschte ununterbrochene
Sedimentation vom Oberkarbon bis in das Mesozoikum hinein.

Subalpin.

Die Subalpinen Kristallin-Massive stehen dazu in scharfem
Gegensatz. In *Belledonne-Pelvoux* kennen wir kein sicheres Perm¹⁶⁾;
es ist sogar fraglich, ob in der „Permotrias“ der Carte géol. dét.
überhaupt noch vormesozoische Sedimente stecken. Zwischen diesem
untersten Mesozoikum und dem Oberkarbon der Belledonne (La
Mure) liegt zwar eine wesentliche Diskordanz (GIGNOUX & MORET
1930 a); aber es ist dabei sehr unwahrscheinlich, daß ein einiger-
maßen verbreitetes Rotliegend etwa vortriadisch abgetragen wurde.
Vielmehr dürften die Subalpinen Kristallin-Massive nicht
zum permischen Ablagerungsraum gehört haben.

Im *südlichen Mercantour*-Gebiet ist das festländische Perm in
Verrucano- bzw. Rotliegend-Fazies entwickelt und mit der ge-
waltigen Mächtigkeit von über 700 m vertreten (LÉON BERTRAND
1898). Scharf diskordant über dem Alten Gebirge beginnt das
Rotliegende mit groben Konglomeraten aus Kristallin-Material.
In seiner Hauptmasse besteht es aus roten Sandschiefern. Das
Perm fehlt dagegen wieder an der gesamten *nördlichen* Umrandung
des Mercantour. Diese Erscheinung ist, nach der Konkordanz

16) Daß der „Grès d'Allevard“ in die Untere Trias gehören kann, geben
schon KILIAN & RÉVIL (1908) zu; auch von GIGNOUX & MORET (1930 a) wird er
dort eingegliedert.

Perm-Trias weiter südlich, größtenteils als primäres Fehlen aufzufassen, gefolgt von nachpermischer Beckenerweiterung (= „débordement“ KILIAN & RÉVIL 1908).

Auch in dem Aufbruch von *Barles* (nördl. Digne) wird das Karbon unter Ausfall des Perm unmittelbar von der Trias abgelagert (HAUG 1892). —

Selbst wenn schwache Abtragungen an der Trias-Basis stattfanden, ist also der Subalpine Massivzug als Schwelle der Perm-Zeit anzusprechen (vgl. LÉON BERTRAND 1898, KILIAN & RÉVIL 1908).

Sein Ende gegen SE findet dieses Hochgebiet unmittelbar im Bereich des Mercantour. Denn dieses Massiv wird nicht nur im Süden, sondern auch im SE und E von Rotliegend ummantelt. Von der Ost-Flanke beschreibt FRANCHI (1894) grobe Randbrekzien. Die Sedimente schließen sich hier auf der Innenseite des Subalpins mit dem Verrucano der italienischen Meeralpen zu einem gemeinsamen Ablagerungsgebiet zusammen.

Südlich, auf der Außenseite des Mercantour dagegen zeigt der Rotliegend-Aufbruch im Dôme de Barrot die Lage eines Subalpinen Perm-Beckens an. Es reichte nicht weit nach Süden.

Maurisches Massiv.

Der nördlichste Teil des Maurischen Massivs, das *Tanneron*-Kristallin, gehörte diesem Becken schon nicht mehr an (vgl. Abb. 31).

Das Grundgebirge wird hier — nördlich einer Linie Draguignan-Cannes — unmittelbar von Trias überdeckt. Vormesozoische Abtragungen können dabei nur eine sehr geringe Rolle spielen. Im Dôme de Barrot besitzt das Perm zwar noch ausgesprochenen Beckencharakter (LÉON BERTRAND); demgegenüber bezeugt aber die Fazies des Rotliegenden im Tanneron ein Denudationsgebiet. Auf dessen südlicher Abdachung besteht das Perm fast ausschließlich aus grobstückigen Fanglomeraten mit mäßig gerundeten Gneisgeröllen. Südwärts entwickelt es sich zu erheblicher Mächtigkeit im Estérel und der Umgebung des Maures-Massivs. Hier herrschen feinerklastische Sedimente vor; wir gelangen also südwärts wieder in die Beckenfazies. Es wurden *Walchia pini-formis* und *Callipteris conferta* gefunden (MICHEL-LÉVY 1912). Der Sedimentserie sind mächtige Effusiva eingeschaltet; zwischen Cannes und Fréjus erreichen die Decken der hellroten Quarzporphyre eine Gesamtstärke von über 500 m. Es wiederholt sich mehrfach die

Folge: feinkörnige Tuffe, Lapilli- und Bombenlagen¹⁷⁾, schaumige Fluidal-Porphyre, felsitische Decken. Weiter im Süden, in der Umrandung des Massif des Maures, gehen die Eruptiva zu Ende. Die Sedimente zeigen südwärts bis über Toulon hinaus gleichmäßige Beckenfazies; nichts läßt auf die Nähe eines Abtragungsgebietes schließen. —

So sehen wir also im *Tanneron* die trennende Schwelle zwischen einem Provençalischen Sedimentationsraum und einem Subalpinen Becken der Perm-Zeit.

Am Vulkanismus des Estérel ist bemerkenswert die Bevorzugung der Grenze zwischen Schwelle und Becken, eine aus anderen Gebieten letzthin mehrfach erwähnte Erscheinung (KEGEL 1922, G. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933).

Zentral-Massiv.

Im gesamten Rhodanischen Raum kennen wir kein Perm. Das nächste Vorkommen liegt im südöstlichen Zentral-Plateau.

Im nördlichen Teil, d. h. in den *Cevennen* und dem gegen Westen anschließenden Bereich des Massivs, wird das Kristallin unmittelbar von Trias überdeckt. Selbst dort, wo sich an dieser Grenze noch produktives Karbon einstellt, wie bei Alais, fehlt das Perm.

Das Gleiche gilt für den südlichen Teil des Massivs, die *Mtge. Noire*.

In dem Zwischengebiet jedoch ist Rotliegendes bekannt (vgl. BERGERON 1889, THÉVENIN 1903, BARRABÉ & SCHNEEGANS 1935): Ein „Autunien“ besteht z. T. aus grobem Schutt von Altpaläozoikum, vorwiegend aber aus dunkelgrauen bis schwarzen Schiefern mit örtlich eingeschalteten Porphyrit-Decken; *Acanthodes*, *Walchia*, *Callipteris* und viele andere Pflanzen beweisen das Unterrotliegend-Alter; darüber lagert ein stellenweise mehrere hundert Meter mächtiges „Saxonien“ mit vorherrschend roten Konglomeraten und Sandschiefern; „Thuringien“, also Zechstein, ist nicht eindeutig nachgewiesen.

Die bedeutendste Rotliegend-Entwicklung folgt etwa der Linie Gabian-St. Affrique-Rodez auf das Becken von Decazeville zu bis Brives auf der Westseite des Massivs. Von hier berichtet THÉVENIN eine Zunahme der sandigen Komponente gegen NE. Analog ändert sich die Fazies gegen SW auf die Mtge. Noire zu, indem sich dort besonders grobe Konglomerate einstellen (BERGERON). —

17) Auf der Carte géol. détaillée, Blatt Antibes, z. T. als „Konglomerate“ dargestellt.

Im großen Bilde mögen die heutigen Verbreitungsgrenzen des Rotliegenden also einigermaßen den primären Ablagerungsraum umfassen, wenn sie auch im Einzelnen bestimmt werden durch ein schwach diskordantes Übergreifen von Mesozoikum (s. S. 132 ff.).

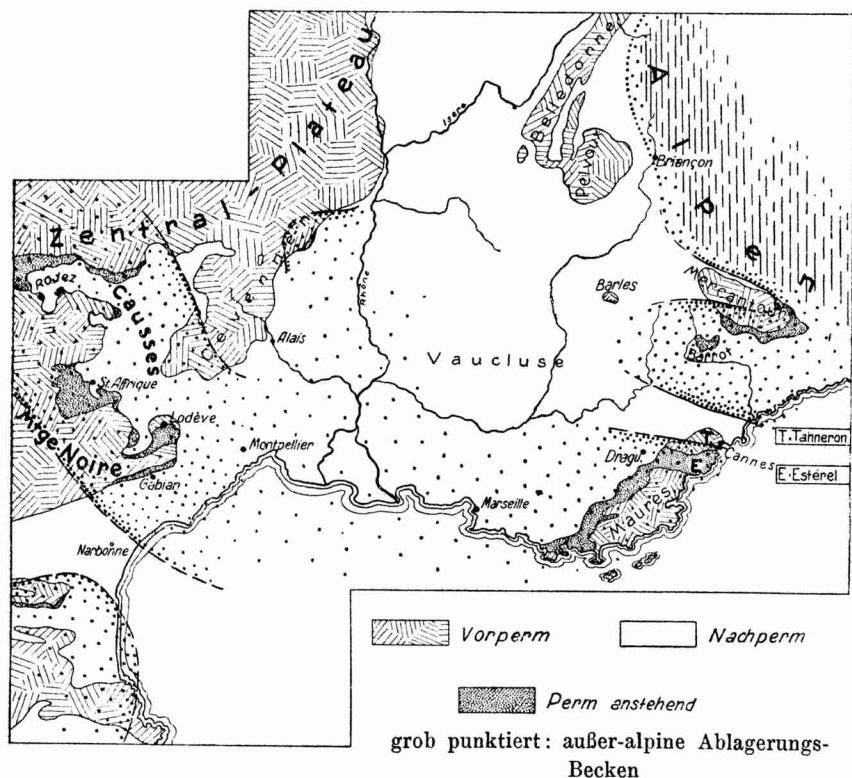


Abb. 31.

Die Sedimentations-Räume des Perm. (Darstellung lückenhaft mangels ausreichender Fixpunkte). — Maßstab 1:4 Mill.

Danach bestand ein nordwestlich gestrecktes Perm-Becken im Gebiete der *Causses*. Es bewirkte eine Trennung der beiden Schwellengebiete: eigentliches Zentral-Plateau im Nordosten — Mtge. Noire im Südwesten. Erst wieder südwestlich der Mtge. Noire legt sich die Pyrenäen-Senke an (ASHAUER 1934).

Das kleine Rotliegend-Vorkommen nördlich Largentière in den Cevennen stellt vielleicht den Rest eines Sonder-Troges dar. Es trägt übrigens dazu bei, ein permisches Sedimentationsgebiet im Bereich des Rhône-Beckens wahrscheinlich zu machen.

Zusammenfassung.

Für die Ablagerungsräume des Perm lassen sich zwar die Grenzen nur schwer erfassen, Lage und Erstreckung aber doch weitgehend rekonstruieren (Abb. 31).

Die *Innenalpen* mit der Briançonnais-Zone sind eindeutig Sedimentationsgebiet. Mercantour und wohl auch die übrigen *Subalpinen Kristallin-Massive* gehören einer Schwellenzone an. Ein Subalpiner Trog liegt auf der SW-Seite des Mercantour. Er steht als Abzweigung der zentralalpinen Geosynklinale mit dieser ostwärts in Verbindung. Seine Grenze im Süden bildet die *Tanneron-Schwelle*. Auf der Südflanke dieses Rückens wiederum legt sich ein ausgedehntes Provençalisches Becken an (*Estérel-Maures*). Es ist anzunehmen, daß dieser Raum seine westliche Fortsetzung findet in einem permischen Trog-Gebiet im Bereich der *Causses*. Diese Senke durchschneidet in nordwestlicher Erstreckung den Schild des Zentralmassivs in die beiden Hochgebiete *Mtge. Noire* (SW) und eigentliches *Zentral-Plateau* (NE). Ob im Rhodanischen Raum eine Verbindung der Sedimentationsgebiete von Causses, Provence und Subalpin bestand, ist ungewiß. Das Perm von Largentière und vor allem die Entwicklung der jüngeren Formationen macht irgendwelche Zusammenhänge der Einzelsenken in diesem Bereich jedoch durchaus wahrscheinlich. —

b) „Esterelische“ Bewegungen zwischen Stephan und Unter-Perm.
(Zsfg. S. 131.)

Die Bildung der dargestellten Abtragungs- bzw. Ablagerungsräume geht zurück auf prä- oder intra-unterpermische Bewegungen epirogener Art. Diese Vorgänge sind nicht einfach als Erweiterungen oberkarbonischer Becken aufzufassen, etwa wie das für die meisten Rotliegend-Tröge Deutschlands gilt (vgl. STILLE 1928). Denn einerseits existiert Stephan auch außerhalb der primären Perm-Verbreitung, so im östlichen Zentral-Plateau bei Alais und weiter nördlich, in der Belledonne und im Tanneron-Massiv. Andererseits greift das Rotliegende oft auch an solchen Stellen auf das Grundgebirge über, wo das Oberkarbon wohl sedimentiert, dann aber wieder abgetragen wurde.

Schon diese Erscheinungen bezeugen also eine Änderung der epirogenen Bewegungstendenz an der Wende Karbon-Perm. Örtlich beobachten wir sogar ausgesprochen orogene Vorgänge, die das durchaus bestätigen.

Maurisches Massiv.

Ganz eindeutig ist die Diskordanz Stephan-Unterperm vor allem im Maurischen Massiv. Maures und Tanneron bergen je eine schmale Zone von oberkarbonischen Sedimenten.

Diese Vorkommen müssen kurz beschrieben werden:

Im Massiv des Maures liegt das Karbon zwischen Le Muy und etwa Plan de la Tour. Scharf diskordant zum Kristallin beginnt es mit sehr grobstückigen Konglomeraten, welche einen nicht mehr eingeregelteren Granit als Gerölle enthalten (vgl. PILGER 1936). Es folgen graue Glimmersandsteine und schwarze kohlige Schiefer. Nach Analogie mit dem Tanneron (s. u.) handelt es sich um Stephan. Die Mächtigkeit mag 300 m betragen. Sie ist nicht genau zu erfassen, da die Schichten beiderseits von Störungen begrenzt werden, also einen Graben darstellen. DEMAY (1927) weist darauf hin, daß die Karbon-Zone gerade auf einer Überschiebung innerhalb des Kristallinen Unterbaues liegt, die dann post-stephanisch nachbewegt wurde. (Übrigens ist der Graben von beiden Seiten steil überschoben.) Die nach-karbonische Bewegung folgt in ihrem Verlauf durchaus dem Generalstreichen des Grundgebirges.

Im Estérel bzw. Tanneron sind die Verhältnisse ganz analog. In die Kristallinen Schiefer eingesenkt liegt auch hier (zwischen Fréjus und etwa Montauroux) ein schmaler Karbon-Graben. Auch da besteht die Serie aus Riesenkonglomeraten an der Basis, ferner aus grauen Glimmersandsteinen, glimmersandigen Schiefeln und Tonschiefeln; Kohleflöze geben Anlaß zu Bergbau. Nach Pflanzenfunden (*Asterophyllites longifolius* STERN., *Ast. equisetiformis* SCHLOTH., *Pecopteris arborescens* SCHLOTH., *Pec. dentata* BROGN., *Dictyopteris brogniarti* GUTB. (Bestimmungen durch ZEILLER; vgl. MICHEL-LÉVY 1912)) gehören die Schichten eindeutig in das Stephan. Die Gneise in der Umgebung streichen rund N 30° E; den gleichen Verlauf nimmt der Karbon-Graben.

Posthum zum Steichen des Kristallin verläuft also in Maures und Tanneron eine jungvariszische Orogenese. Das grabenförmig eingebrochene Stephan wird nun diskordant überschritten von dem Perm des Estérel (unmittelbar nördlich Fréjus und bei den Mines de Vaux). Nach den Funden von *Walchia piniformis* und *Callipteris conferta* stellt dieses zweifelsfrei die Stufe von Autun dar.

Damit liegen also in *Estérel-Tanneron* kräftige orogene Bewegungen zwischen Stephan und Unter-Rotliegend (Abb. 32). Wir nennen diese Phase einstweilen einmal „estere-lisch“. Besonders bemerkenswert ist ihre nahe Verwandtschaft mit der Struktur des Grundgebirges; wie dieses, so streicht auch die praepermische Tektonik noch NNE. In scharfem Gegensatz dazu steht der Verlauf der epirogenen Elemente während der Unterperm-Zeit; denn diese halten deutlich die W-E-Richtung ein (s. S. 124 und Abb. 31). Der Umschlag in der Bewegungstendenz ist hier also sehr genau zu erfassen.

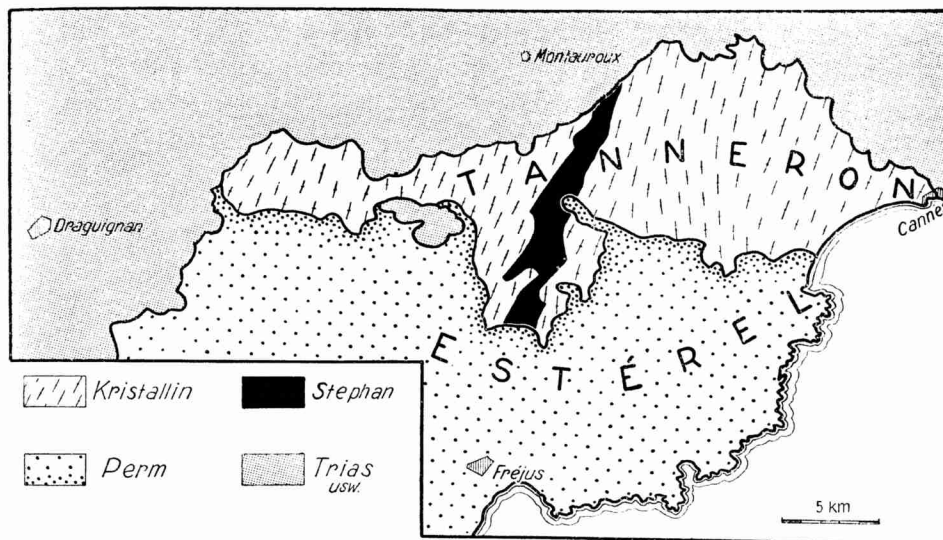


Abb. 32. Die „esterelische“ Bewegungs-Phase im Ost-Teil der Maurischen Masse (Estérel).

Auf graben-artig versenktes Stephan greift Autun diskordant über.

Außerdem schwache (? saalische) Bewegungen zwischen Perm (? nur Unter-Rotliegend) und Trias (? inklus. Ober-Rotliegend). —

In Anlehnung an die geolog. Spezialkarte 1 : 80 000 (Blätter Draguignan und Antibes). — Maßstab 1 : 400 000.

Zentral-Massiv.

Die jungpaläozoischen Bewegungen des Zentral-Massivs bedürfen noch sehr der Klärung.

Nach THÉVENIN (1903) soll keine Diskordanz zwischen Oberkarbon und Perm liegen, wenigstens keine zwischen Stephan und Autunien. BARRABÉ & SCHNEEGANS (1935) nennen das „Autunien beaucoup plus largement transgressif que le Stéphanien“, aber eine Diskordanz erwähnen sie auch nicht. Demgegenüber hebt schon BERGERON (1889) hervor, daß die Grenze zumindest vielfach zweifelhaft, bei Gabian aber eine „légère discordance“ vorhanden sei. Und gar die Darstellung auf den betreffenden Blättern der Carte géol. détaillée zeigt ganz deutlich, daß die Grenze Stephan-Grundgebirge vom Autunien überschritten wird. Auch THÉVENIN spricht von „mouvements d'affaissement antépermien“. Ganz sicher haben also vorpermische Bewegungen stattgefunden, selbst wenn sie nicht zu Winkeldiskordanzen führten; sie mögen an der Grenze stehen zwischen „epirogen“ und „orogen“. Daß es sich bei der transgredierenden Serie in der Tat um Unter-Rotliegend handelt, be-

stätigen die zahlreichen Fossil-Funde (*Acanthodes*, *Walchia*, *Callipteris* usw.; BERGERON 1889). Damit ist erwiesen, daß die Tektonik nicht post-unterrotliegend, also nicht saalischen Alters sein kann.

Im Gegenteil, das „Saxonien“ (als Ober-Rotliegend paläontologisch wohl nirgends nachgewiesen) erscheint auf allen Karten durchaus konform mit dem Autun. Zwar schreibt nach BERGERON auch THÉVENIN, das „Saxonien correspond à une transgression plus marquée“, wie die Konglomerate und ihr Übergreifen auf Älteres zeigen sollen; doch scheint es sich hierbei um einfache Becken-Erweiterung zu handeln¹⁸). Eine saalische Diskordanz ist ganz offenbar nicht vorhanden, — es sei denn, daß die übergreifende „Trias“ mit ihrer Basis zeitlich noch in das obere Perm gehört, was jedoch gerade hier unwahrscheinlich ist. —

Es spricht also alles dafür, daß die prä-permischen Bewegungen im südöstlichen Zentral-Massiv gleichaltrig sind mit den „estereischen“ Störungen.

Beachtlich ist auch hier (wie im Maurischen Massiv) die Diskrepanz zwischen der „karbonischen“ und der eigentlich „permischen“ Tektonik: Das Stephan ist in Muldengräben meist posthum zur älteren Struktur eingesenkt, d. h. mit vorwiegend NNE-Streichen¹⁹); das unterpermische Ablagerungs-Becken verläuft dagegen SE–NW (s. S. 125 und Abb. 31).

Vergleich mit Pyrenäen.

Es mag hier zum Vergleich erwähnt werden, daß Bewegungen zwischen Stephan und Unter-Perm auch aus den Pyrenäen bekannt sind. ASHAUER (1934) beschreibt für die Ostpyrenäen „flachwellige Verbiegungen“ dieses Alters²⁰) und hebt hervor, daß sie noch „der variszischen Richtung folgen“. In den mittleren Südpynäen besteht die Diskordanz Stephan-Unterrotliegend ebenfalls; dagegen scheint auch hier keine saalische Bewegung nachweisbar (DALLONI 1930, H. SCHMIDT 1931, MISCH 1934).

Daß im Gegensatz dazu in den Zentral-Pyrenäen in der Serie Karbon-Perm-Trias völlige Konformität herrscht (H. SCHMIDT 1931

18) Der Begriff „transgression“ in der französischen Literatur ist keineswegs eindeutig. Er wird einmal für normales Übergreifen (= „déborder“) also für Becken-Erweiterung gebraucht. Unter gleicher Bezeichnung gehen aber auch Erscheinungen, die eine „unconformity“ darstellen, sagen wir eine Diskordanz im Kartenbilde, ein Überschneiden schwacher älterer Strukturen. Von „discordance“ wird dagegen erst dann gesprochen, wenn eine wirkliche Winkeldiskordanz vorliegt.

19) Vgl. Carte géol. détaillée 1 : 80 000, Blätter Bédarieux, St. Affrique, Albi.

20) Die Bezeichnung „saalisch“ ist hier durchaus zu unrecht gebraucht.

u. a.), ist besonders wesentlich in Hinblick auf die Verhältnisse in den Westalpen.

Alpen.

Im *Briançonnais* und den inneren Zonen der Westalpen dauerte die Sedimentation vom Oberkarbon bis in das Mesozoikum hinein ununterbrochen an; der Übergang Karbon-Perm vollzieht sich hier sehr allmählich (KILIAN & RÉVIL 1908). Nur an den inneren Massiv-Rändern von Mont Blanc, Belledonne-Pelvoux soll das Rotliegende transgredieren; K. & R. schließen daraus auf eine vorpermische „aufgetauchte Zone“ im Bereich der *Subalpinen Kristallin-Massive*. Daß eine solche Schwelle für die Perm-Zeit selbst anzunehmen ist, wurde bereits erwähnt (S. 124). Wieweit sie aber schon vorher, d. h. also etwa zwischen Stephan und Perm entstand, ist ungewiß, da uns das genaue Alter dieses „Perm“ nicht bekannt ist.

An einzelnen Stellen des südlichen *Mercantour* möchte LÉON BERTRAND (1898) gewisse Sedimente in das Oberkarbon stellen, die sich da zwischen Perm und Kristallin finden. Wenn das Alter der fraglichen Schichten und damit das Alter der vorpermischen Bewegungen auch nicht sicher ist, so möchte man bei der Nähe des Maurischen Massivs doch auch hier eine schwache „esterelische“ Tektonik annehmen. —

Zur Frage des genauen Alters der „vorpermischen“ Bewegungen.

Wir sahen, daß eine im Estérel klar nachweisbare Phase orogener Bewegungen zwischen Stephan und Autunien das gesamte Grenzgebiet Alpen-Pyrenäen betroffen hat. Liegt sie wirklich genau an der Formationsgrenze Karbon-Perm?

Es wurden im Estérel wie im Zentral-Plateau *Walchia piniformis* und *Calopteris conferta* gefunden, im Zentral-Plateau auch *Acanthodes*. Dieser Fossilgehalt bezeugt eindeutig Unterrotliegend-Alter, weist aber eher auf die Lebacher Stufe des Saargebietes hin als etwa auf die Kuseler Schichten. Auch der kräftige Vulkanismus des Estérel könnte vermuten lassen, daß hier nicht das allertiefste Perm vorliegt; sind doch die mächtigen Porphy-Ergüsse anderer Gegenden ganz besonders charakteristisch für den mittleren und oberen Teil des Unter-Rotliegenden („Mittel-Rotliegend“ = ru 2 in Deutschland). Diese Argumente reichen freilich nicht aus, das hier besprochene Perm rückhaltlos als „Mittel-Rotliegend“ anzusehen. Immerhin besteht für diese Einstufung sehr große Wahrscheinlichkeit. Die „esterelische“ Tektonik wäre dann intra-unterpermisch. Das würde wiederum zu den Verhältnissen in Deutschland passen; ist doch bei uns überall eher ein gewisser Hiatus zwischen ru 1 und ru 2 zu beobachten als zwischen Stephan und ru 1.

Zusammenfassung.

Nach Ablagerung des jüngsten Oberkarbon haben orogene Bewegungen stattgefunden, zu denen schon das Unter-Perm diskordant liegt. Diese schwache Tektonik zwischen Stephan und Unter-Rotliegend nennen wir hier „esterelisch“. Denn sie ist am deut-

lichsten in Estérel-Tanneron (Ost-Provence); auch im südöstlichen Zentral-Massiv dürfte sie allgemein verbreitet sein. In den Alpen wurden wohl nur die Subalpinen Massive schwach betroffen. Bewegungen zwischen Karbon und Perm fehlen dagegen in der inneralpinen Geosynklinale (wie in den zentralen Pyrenäen).

Die esterelischen, also vorpermischen Bewegungen orogener Natur folgen weitestgehend posthum der Tektonik des Grundgebirges — ganz im Gegensatz zu den epirogenen Undationen im Unter-Rotliegenden, deren Verlauf völlig neue Richtungen einschlägt.

Der Beginn der „jungen“ tektonischen Geschichte des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen liegt damit im Unter-Perm. —

c) Vortriassische Bewegungen.

(Zsfg. S. 135.)

Auch unmittelbar vor Anbruch der eigentlich mesozoischen Entwicklung fanden schwache Rindenbewegungen statt. Damit verbundene Abtragungsvorgänge verwischten die — sicher ursprünglich schon unscharfen — Ränder der jungpaläozoischen Sedimentationsbecken. Vielerorts, wo Fazies und Mächtigkeit der permischen Gesteine die primäre Formationsgrenze noch nicht in unmittelbarer Nähe vermuten lassen, übergreift die Trias ihr Liegendes mit gewisser Inkonformität. Winkeldiskordanzen sind zwar nur selten erschlossen. Doch zeigt das geologische Kartenbild einwandfrei und häufig in prächtiger Weise plötzliches Auskeilen und analoges Wiederaufsetzen einzelner Stufen oder sogar der gesamten Serie des Rotliegenden unter dem Buntsandstein. Ob dabei dieser „grès rouge“ wirklich nur Trias darstellt oder etwa auch das oberste Perm mit umfaßt, ist stellenweise ungewiß; denn paläontologisch belegt ist weder Ober-Rotliegend noch Zechstein.

Örtlich mögen demnach gewisse „vortriassische“ Bewegungen wohl saalischen Alters, also intrapermisch sein. Größtenteils haben wir sie jedoch tatsächlich als „pfälzische“ Tektonik (STILLE) anzusprechen, die sich zwischen Perm und Trias abspielte.

Zentral-Massiv.

Besonders im Raum des südöstlichen Zentral-Massivs zwischen *Cevennen* und *Mtge. Noire* wird die heutige Perm-Verbreitung im Einzelnen bestimmt durch ein Mehr-oder-weniger an vormesozoischer Abtragung. Die in sich konforme junge Serie überschneidet mit Buntsandstein oder höherer Trias (oft freilich auch erst mit dem

Lias) die Basis des Perm (vgl. BERGERON 1889, THÉVENIN 1903, BARABÉ & SCHNEEGANS 1935 u. a.). Bei Sévérac (FOURNIER 1901) sowie vor allem im Bereich von St. Affrique-Bédarieux (s. Carte géol. dét.) liegt die Trias-Basis völlig disharmonisch zu den Perm-Grenzen. So schneidet der Buntsandstein bei Montagnoles diskordant über Rotliegend + Variszikum hinweg; hier scheint sogar eine Verwerfung, die das Perm noch versetzt, älter als die Trias zu sein. Bei Lunas (W Lodève) zeigt die Geologische Karte ähnliche Verhältnisse. 5 km östlich Bédarieux ist Perm noch in großer Mächtigkeit vorhanden, 5 km westlich des Ortes bedeckt das Mesozoikum schon unmittelbar das Grundgebirge. Bei Nefiés beobachtete v. GAERTNER²¹⁾ eine ausgesprochene Winkeldiskordanz von etwa 15° zwischen höherem Rotliegend und Buntsandstein.

Die postpermisch-vortriassischen Bewegungen (pfälzische Phase) haben also deutlich orogenen Charakter. Damit herrschen hier ganz ähnliche Verhältnisse wie in den östlichen und mittleren Pyrenäen, wo zwischen oberem Perm und Buntsandstein ebenfalls Diskordanzen bis zu 30° nachgewiesen worden sind (ASHAUER 1934, MISCH 1935). —

Abgesehen von diesen örtlich recht auffälligen orogenen Bewegungen geben sich auch epirogene Vorgänge pfälzischen Alters zu erkennen. Es zeigt sich da im großen Bilde: einerseits, etwa westlich der Linie Gabian-Rodez, ein Vorgreifen der Trias gegen SW (Mtge. Noire), andererseits, bei Sévérac-Espalion, ein Abschneiden des Perm gegen NE (Cevennen). Freilich begrenzte sich der Sedimentationsraum des Rotliegend wohl sehr ähnlich diesem heutigen Verbreitungsbilde (s. S. 126). Doch bezeugt die häufige Abtragung des primären Perm-Randes vortriassische Undationsvorgänge, welche die schon im Perm erkennbare Senkungstendenz des Causses-Gebietes noch bekräftigen.

Maurisches Massiv.

Das *Massif des Maures* s. str. wird auf seiner NW-Seite zwischen Hyères und dem Argens-Tale von einem permischen Sedimentmantel umkleidet; dabei erscheint die Trias so konform mit dem Rotliegenden, daß sich in den roten festländischen Schuttmassen die Liegendgrenze des „Buntsandsteins“ kaum ermitteln läßt. Auch jenseits des Argens ist im Estérel das Perm noch in erheblicher Mächtigkeit entwickelt.

21) Die Aufzeichnung des Profils stellte mir mein Kollege v. GAERTNER freundlicherweise zur Verfügung, wofür ich ihm bestens danke.

Recht plötzlich hebt sich dann aber an der W—E-Linie Draguignan-Cannes das Substrat des Rotliegenden heraus und tritt unmittelbar an die Basis des Buntsandsteins. Auf der Nordseite des *Tanneron* wird dann das Unterlager der Trias durchgehend von Kristallin gebildet (vgl. Abb. 32). Hier ist zwar nach Fazies und Mächtigkeit des Rotliegenden, wie wir sahen (S. 124), ein Abtragungsgebiet schon für die Perm-Zeit anzunehmen. Aber diese relativ aufwärtige Tendenz einer Tanneron-Schwelle wird jetzt durch die vortriassische Undation neu aufgenommen und wesentlich verdeutlicht.

Subalpin.

Das Rotliegende des Subalpinen Beckens (z. B. im Dôme de Barrot) besitzt eine völlig konforme Trias-Bedeckung (LÉON BERTRAND 1898). Am SE-Rand des *Mercantour* herrschen die gleichen Verhältnisse, nicht dagegen an der SW-Flanke dieses Massivs. Hier greift der Buntsandstein auf das Kristallin unmittelbar über. Wohl ist auch hier der permische Beckenrand in nächster Nähe anzunehmen. Doch geschieht das Auskeilen des Rotliegenden unter der Trias so plötzlich, daß gewisse pfälzische Bewegungen eine Rolle gespielt haben müssen; sie betonten die schon intra-permisch vorhandene Aufragung des *Mercantour* über seine Nachbargebiete. Auch auf der nordöstlichen, also inneren Seite des Massivs herrscht wieder völlige Harmonie zwischen Perm und Trias.

Pelvoux, Belledonne, Aiguilles Rouges, Mont Blanc usw. haben sicher nur auf ihrer Innenseite permische Bedeckung getragen (KILIAN & RÉVIL 1908). Wieweit deren heutige Grenzen einigermaßen primär und wieweit sie durch vormesozoische Abtragung beeinflußt sind, ist ungewiß. Offenbar führte die vortriassische Tektonik höchstens zu schwachen Bewegungen (*mouvements*!), aber nicht zu Faltungen („*plissements*“ GIGNOUX 1930).

Zum Alter dieser — in die „phase allobrogiennne“ (LUGEON 1911) gehörenden — Bewegungen gilt für die alpinen Gebiete folgendes: Diskordant zum Stephan liegt nur der sog. Grès d'Allevard (K. & R.). Da diese Gesteine aber wahrscheinlich triassisch sind (GIGNOUX & MORET 1930), erweisen sie sich für die Altersbestimmung der Tektonik als ungeeignet. Nun scheint jedoch nach gewissen Denudationsvorgängen in manchen Teilen des Subalpinen Massivzuges (*Mercantour*; L. BERTRAND) einerseits das Perm über Oberkarbon, andererseits die Trias über das Perm hinwegzugreifen. Zwei schwache Phasen sind wohl vorhanden. Ist das „Perm“ nun Unter-Rotliegend, hat die vorpermische (esterelische) Tektonik auch im Subalpin gewirkt; bei der Nachbarschaft des *Tanneron* sehr wahrscheinlich. Die jüngere Phase könnte dann saalisch oder pfälzisch sein. Umfaßt das „Perm“ dagegen nur Ober-Rotliegend (nach der Autun-Flora des Estérel höchst frag-

lich!), so kann die erste Bewegung esterelisch oder saalisch sein; die „vortriassische“ ist dann pfälzisch. Wenn wir die Verhältnisse des Zentral-Plateaus zum Vergleich heranziehen, ist es jedoch sehr wahrscheinlich, daß das „Perm“ das gesamte Unter- und Ober-Rotliegend vertritt. Dann wäre die erste Bewegung der „phase allobrogienne“ esterelisch, die zweite pfälzisch²²⁾.

Zusammenfassung.

In den Bereichen der permischen Ablagerungsbecken setzt sich im allgemeinen die Sedimentation ohne Unterbrechung in die Trias hinein fort. Örtlich (Zentral-Massiv) führt eine gewisse Faltung pfälzischen Alters zu Diskordanzen unter dem Buntsandstein. Die breiten Rücken dagegen, welche sich schon für die Perm-Zeit als Abtragungsgebiete erwiesen, heben sich vor-mesozoisch verschärft heraus; dadurch kommen gewisse vortriassische Denudationen zustande, die besonders die Ränder der Rotliegend-Becken betreffen. So führen die pfälzischen Bewegungen im großen Bilde zu einer Pointierung der permischen Epirogenese.

Teil-Ergebnis (I): Vormesozoische Entwicklung.

Überblicken wir die Entwicklung, deren Ergebnis die Grundlage bildet für die mesozoischen Vorgänge.

Alpen.

In dem Großtrog der *Innen-Alpen* ging die Sedimentation kontinuierlich von Oberkarbon bis in die Trias hinein.

Westlich begrenzt erscheint dieser Geosynklinal-Raum durch die Zone der *Subalpinen Kristallin-Massive*. Hier ist zwar das vorpermische Aufsteigen einer Schwelle nicht recht nachzuweisen. Doch gehört das Gebiet während der Perm-Zeit selbst nicht zum Sedimentationsbereich. Durch vortriassische Bewegungen — wahrscheinlich pfälzischen Alters — wird dann der Schwellencharakter dieser Zone erneut betont. Das geht hervor aus dem wenigstens z. T. sekundären Abschneiden des Rotliegenden unter dem Buntsandstein.

Im *Mercantour* ging dieser Subalpine Rücken gegen SE zu Ende. Im SW, auf der Außenseite des Massivs, lag wiederum eine Senke. Freilich bieten weder die nördliche Provence noch der Rhodanische Raum irgendwelche Beobachtungsmöglichkeiten. So kennen wir einen Subalpinen Trog nur im Südosten, zwi-

22) Es wäre eine dankenswerte Aufgabe, diesem Problem einmal im Vergleich mit dem südalpinen Jungpaläozoikum (Gröden Sandstein usw.) nachzugehen.

schen Mercantour und Tanneron. Über die Ränder dieses W-E streichenden Perm-Beckens greift der Buntsandstein beiderseits hinweg.

Maurisches Massiv.

Eine Tanneron-Schwelle mit W-E-Richtung als trennende Scheide zwischen Subalpin und Provence tritt deutlich hervor. Das zeigt die Fazies im Autun des Estérel wie das Übergreifen der Trias. Besonders auffällig in diesem Raum ist eine „esterelische“ Orogenese zwischen Stephan und Unter-Rotliegend. Sie verläuft posthum zur Grundgebirgstektonik (NNE), stellt also gewissermaßen ein letztes variszisches Element dar. Die Epirogenese im Unter-Perm schlägt dagegen eine gänzlich neue Richtung ein (W-E).

Im Estérel und im Massif des Maures scheint sich — nach dem Ausklingen dieser esterelischen Bewegungen — ein einheitliches Becken angelegt zu haben. Nach der völligen Konformität zwischen Rotliegend und Buntsandstein ist in diesem Provençalischen Sedimentationsraum wohl nicht einmal das Maurische Kristallin als Hochgebiet in Erscheinung getreten.

Zentral-Massiv.

Auch im Zentral-Massiv überdeckt das Autun schwache poststephanische Strukturen. Auch hier haben also esterelische Bewegungen stattgefunden. Sie halten sich ebenfalls noch vorwiegend an die variszische (SW-NE-)Richtung. Quer dazu (SE-NW) durchschneidet ein permischer Sedimentations-Trog im Bereich der Causses den Schild des Zentral-Massivs in zwei Hochgebiete: das eigentliche Zentral-Plateau im NE und die *Mtge. Noire* im SW. Vortriassische Bewegungen — offenbar pfälzischen Alters — bringen örtlich schwache Winkeldiskordanzen, im großen Bilde eine Verschärfung der permischen Epirogenese, ein neues Einsinken des Causses-Troges.

Pyrenäen.

Ein Vergleich mit den Pyrenäen zeigt die nahe Verwandtschaft ihres zentralen Teiles mit den Innen-Alpen; auch hier Konformität Oberkarbon-Perm-Trias. In randlichen Bereichen, wie z. B. den Ost-Pyrenäen, herrschen die gleichen Verhältnisse wie im südöstlichen Zentral-Plateau, d. h. eine noch der variszischen Richtung folgende schwache esterelische Faltung und geringe pfälzische Bewegungen. —

Schon im Perm bezeugen also alle die Gebiete eine Tendenz

zum Aufstieg, in denen heute das Grundgebirge aufragt: Subalpiner Massivzug, Tanneron, Zentral-Plateau, Mtge. Noire; allein das Massif des Maures s. str. scheint eine Ausnahme zu bilden.

Das Heraustreten der neuen Richtungen und damit der Beginn der jungen Geschichte des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen fällt also in das Unter-Perm, nachdem sich noch eine schwache poststephanische-präpermische (esterelische) Faltung als Ausklang der variszischen Strukturbildung erweist.

II. Die Sedimentationsräume der Trias (vgl. Taf. 11 a).

(Ergebnis S. 146.)

a) Alpen.

Während der Trias zeichnet sich der Bereich der inneren Alpen als Geosynklinal-Zone scharf ab.

Briançonnais.

Allein an dieser Stelle des südostfranzösischen Raumes zeigt die Trias vom „type briançonnais“ neben der germanischen Dreiteilung auch Anklänge an die ostalpine Entwicklung:

entsprechend dem germanischen:	(nach KILIAN & RÉVIL 1908):	entsprechend dem ostalpinen:
Gipskeuper	{ E Dolomie capucin D Obere Gipse u. Rauchwacken	? Hauptdolomit
Muschelkalk z. T.	C Gyroporellenkalk	Wettersteinkalk
Röt	B Untere Gipsmergel und Rauchwacken	
Buntsandstein	A Quarzite.	

Die allmählich aus dem Perm sich entwickelnden Basisquarzite (A) erreichen in Savoien (Vanoise), den Cottischen Alpen usw. 300—500 m Mächtigkeit. Am Col de Lautaret nördlich Briançon sind noch mehr als 100 m Quarzite beobachtet. Gegen Westen nehmen sie merklich ab. Örtlich erscheinen sie überhaupt nur als konglomeratische Basis der hangenden Dolomite (TERMIER 1895); oder sie fehlen überhaupt, wie in den Massiven Mont Blanc, Rocheray, Grandes Rousses, Belledonne, Pelvoux. Gegen den Nordhang des Mercantour gehen sie ebenfalls zu Ende.

Die Stufe der „Calcaires phylliteux, schistes, gypses et cargneules inférieurs“ (B bei KILIAN & RÉVIL) zeigt ähnliche Schwankungen in der Entwicklung. Beträgt die Mächtigkeit im Massif de Vanoise nach TERMIER noch mehr als 200 m, so sollen diese Gesteine am Mont Thabor schon auf etwa 30 m zusammenge-

schrumpft sein, um schließlich nur 10 km weiter östlich an der Linie Moutiers-Col du Galibier-Vallouise (westl. Briançon) ganz zu fehlen. Auffallend genau hält sich die Verbreitung dieser Serie an die Grenze der Basisquarzite; auf die flachergründigen Gebiete der roten Sandsteine im Westen greift diese pelitische Serie nicht über. In der gleichen Weise also, wie andernorts auch, ist hier eine Röt-Fazies an die Räume größter Untertrias-Mächtigkeit gebunden (vgl. G. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933).

Die folgende Masse der „Calcaires gris à silex et calcaires dolomitiques“ (C) ist ebenfalls in der Briançonnais-Zone mit 300 bis 400 m am typischsten entwickelt. Die Westgrenze der großen Mächtigkeit geben KILIAN & RÉVIL (1908) mit den Orten Moutiers-St. Michel-Galibier-Guillestre-Pourriac. Außerhalb kennen wir zwar noch geringmächtige Kalkeinschaltungen inmitten der Trias, aber keine Diploporen-Fazies mehr. Gegen E jedoch keilt die Riffkalk-Entwicklung wiederum aus und verzahnt sich — etwa am heutigen Innenrande der „zone axiale“ — mit den Tiefensedimenten der Schistes lustrés-Zone (FRANCHI 1904, TERMIER u. a. 1925).

Die Stufe der oberen Gipsmergel und Cargneules (D bei KILIAN & RÉVIL 1908) ist infolge der intensiven tektonischen Verknetung stratigraphisch schwer zu entwirren. Das Wesentlichste dieses Schichtgliedes ist das allmähliche Überleiten aus der reinen Keuper-Fazies im Briançonnais zu der Schistes lustrés-Entwicklung in den penninischen Alpen (TERMIER, FRANCHI u. a. 1925). Schon in der Trias beginnt sich also die heute infolge des starken Zusammenschubes nicht mehr exakt faßbare Grenze auszubilden zwischen einer tiefen Ortho-Geosynklinale im Osten („Pennin“) und dem flacheren Sedimentationsgebiet des äußeren Alpin.

In den Decken der Embrunais-Zone zeigen die tieferen Schuppen Quarzite, Gyroporellenkalk, Gipse und Cargneules; in den höheren sind auch die grünen Schiefer der Röt-Fazies vertreten. Das gilt für den Norden (SCHOELLER 1929) wie auch für Ubaye-Decken im Süden (HAUG 1912, GUBLER-WAHL 1929). So erweist sich die Embrunais-Zone hinsichtlich der Trias-Fazies als Teil des Sedimentationsbereiches vom „type briançonnais“. —

Die heutige „zone axiale“, das Briançonnais selbst, stellte dabei während der Trias keine eigentliche Schwelle dar. Zwar bedeutete ihr Ost-Saum einen merklichen Abfall zur tieferen Pennin-Rinne, wo im Piemont die ersten Schichten der gewaltigen Schistes lustrés-Serie sedimentiert wurden (vgl. Abb. 33). Aber auch im Briançonnais kam es doch zur — minde-

stens seit der Perm-Zeit kontinuierlichen — Ablagerung einer recht mächtigen Triasfolge mit Anklängen an die marine Fazies der Ostalpen. Eine scharfe Westgrenze fand dieser inneralpine Sedimentationsraum erst am Intern-Rand der heutigen Subalpinen Kristallin-Massive. Abgesehen von der plötzlichen Mächtigkeits-Abnahme wird die Fazies hier rein germanisch.

Schwelle der Subalpinen Kristallin-Massive.

Die Trias im Bereich der Subalpinen Kristallin-Massive überlagert — im Gegensatz zu Briançonnais und Pennin — unmittelbar das Grundgebirge oder das Karbon mit deutlicher Diskordanz (TERMIER 1896, GIGNOUX & MORET 1930 u. a.).

Die Quarzite, welche im Osten die Untere Trias darstellen, sind hier ganz ausgekeilt bzw. nur als Konglomeratlage vertreten. Durch das Fehlen der kalkigen Mitteltrias schließen sich „Buntsandstein“ und „Keuper“ so eng zusammen, daß eine Trennung kaum noch möglich ist. Die roten klastischen Gesteine („gratte“) setzen sich aus grobem Schutt des Kristallins zusammen. Diese Schichten sind in den Randgebieten von Belledonne, Dôme de La Mure, Grandes Rousses und Pelvoux nur wenige Meter mächtig (LORY, TERMIER, KILIAN & RÉVIL). TERMIER hat — trotz des Widerspruches durch KILIAN & RÉVIL — sicher Recht, wenn er diese geringmächtige klastische Stufe allein für obere Trias hält.

Denn schließlich fehlt im Kern der Massive die Trias überhaupt, und konglomeratischer Lias transgrediert unmittelbar auf Kristallin (LORY 1901, 1903; Blätter Vizille, Briançon, Gap). Teile von Belledonne und Pelvoux waren also Denudationsgebiet; und das Auftreten von *Equisetites arenaceus* JAEG. in sandigen Obertrias-Schichten — analog der Umgebung von Aar und Aiguilles Rouges — bei St. Jean de Maurienne (GIGNOUX 1928) paßt gut zu diesem Bilde. Die schwellenartig aufragenden Massive wurden aber nur allmählich eingedeckt, und so dürften die roten Konglomerate an ihren Rändern weniger als „Buntsandstein“, sondern vielmehr als übergreifende grobe Saumfazies des Keupers aufzufassen sein (vgl. Abb. 33). Sie bildeten die randliche Vertretung der im Osten zur Ablagerung kommenden Oberen Gipse usw., während im Zwischengebiet (SE-Rand des Pelvoux) die absolute Gleichaltrigkeit mit unserem Keuper für den „Dolomie capucin“ mit *Myophoria goldfussi*²³⁾ nachweisbar ist (GIGNOUX & MORET 1931). —

23) Wenn die Bestimmung dieses Fossils richtig ist, so würde dieser dolomitische Kalk in den Keuper gehören, nicht in den Muschelkalk, wie GIGNOUX & MORET schreiben.

Über Belledonne-Pelvoux fand der Subalpine Rücken gegen SSE eine gewisse Fortsetzung. Denn analoge Erscheinungen bietet auch das Mercantour-Massiv. Hier bestand ebenfalls ein Hochgebiet, gegen das von NE her zuerst die Quarzite, dann die dolo-

mitischen Kalke (Villanova) auskeilen, bis schließlich auch hier erst höhere Trias mit Konglomeraten auf das Kristallin vorgreift (FRANCHI 1894). LÉON BERTRAND (1898) betont, daß die Eindeckung durch Trias-Sedimente auch bei diesem Massiv nicht vollständig gewesen, sondern ein Herausragen der zentralen Teile anzunehmen ist (s. u.!). Das Übergreifen von Jura über Gneis am SE-Ende des Massivs, an der Rocca del Abisso NW Tenda (FRANCHI 1910), spricht für primäres Fehlen der Trias auch in diesem Bereich des Mercantour. —

Die Zone der Subalpinen Kristallin-Massive erweist sich somit als ein während der Trias großenteils landfester Schwellenzug, ein Abtragungsbereich, der den inneralpinen Sedimentationsraum des Briançonnais etwa im heutigen Streichen begleitete bzw. gegen Westen abschloß.

Subalpiner Trog.

Auf der Außenseite, also im Westen dieses Rückens, lag wiederum ein Trog, in welchem Trias-sedimente in erheblicher Mächtigkeit zur Ablagerung kamen.

Am NW-Rand der Belledonne erscheint bereits bei Allevard (NE Grenoble) eine kalkige Einschaltung inmitten der roten psammitischen Schichtenfolge; es handelt sich nach LORY (1895) um „grès magnésiens“,

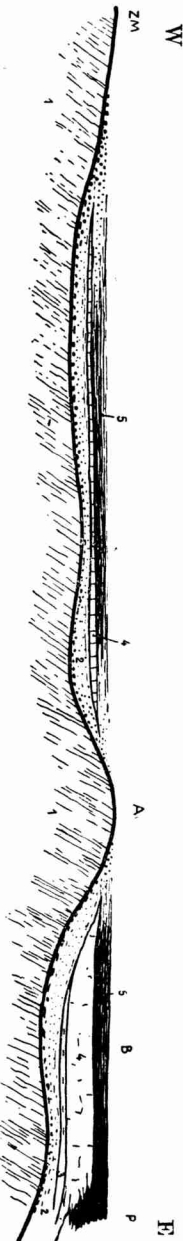


Abb. 33. Fazies der Trias im Profil Zentralmassiv-Alpen.

1 vornesozoisches Grundgebirge, 2 Buntsandstein, 3 Röt, 4 alpin „Haupt-Dolomit“ bzw. (östlich A) Muschelkalk, 5 Keuper.
ZM Zentral-Massiv, anschließend Rhodanisch-Subalpiner Sedimentations-Raum, A Autochthone Kristallin-Massive im Subalpin (Mont Blanc bis Mercantour), B Briançonnais, P Pennin-Geosynklinal mit Schistes-lustrés-Entwicklung.
Maßstab ca. 1 : 1500000; Überhöhung etwa 12-fach.

also eine Fazies, die dem Lothringer Muschelsandstein entsprechen dürfte. Damit bekundet sich eine Senke am Außensaum der Massive. Wir wissen darüber zwar in diesem Bereich nur wenig, da die Trias fast nirgends zutage tritt. Doch ist dieser westwärtigen Vervollständigung der Schichtenfolge bei Allevard wenigstens soviel zu entnehmen, daß hier kein unmittelbarer Zusammenhang der Belledonne-Schwelle etwa mit der Zentral-Plateau-Masse bestand, sondern dort ein trennender, wenn auch offenbar schmaler „*Subalpiner Trog*“ lag (vgl. Abb. 33).

In der südwestlichen Nachbarschaft des Mercantour (L. BERTRAND 1898) ist das Sedimentationsgebiet umso klarer nachweisbar. Hier transgrediert am Rand des Kristallin-Gebietes z. T. höhere Trias unmittelbar auf Grundgebirge (St. Martin und oberes Tinée-Tal); in konglomeratischen Einschaltungen macht sich das eine ganze Strecke südwestlich noch bemerkbar. Auch schwillt von der Massiv-Grenze südwärts die Triasfolge bis auf über 500 m an. Nach LÉON BERTRAND bilden auch hier helle Quarzite die Basis, werden jedoch nur 20 m mächtig; eine untere Gipsmergel-Cargneules-Serie bringt die Rötfaizies zum Ausdruck; in der Mittel-Trias herrschen zunächst schwarzgraue geschichtete Kalke ganz vom Habitus des Muschelkalkes; erst darüber folgen klotzige Dolomite ähnlich den Gyroporellenkalken des Briançonnais usw.; darüber liegen die oberen Gipsmergel usw., also „Keuper“. Das Ganze stellt somit eine germanische Trias dar, in der sich aber doch gewisse Anklänge an die alpine Fazies vom Briançonnais-Typ zeigen. Ein loser Zusammenhang mit dem inneralpinen Bereich muß also wohl bestanden haben, freilich *nicht über die Mercantour-Schwelle hinweg*.

Vielmehr führt der Verbindungsweg um die NW-Ecke dieses Massivs herum, wie das bemerkenswerte Trias-Vorkommen von Barles erkennen läßt.

Nach HAUG (1892) bilden hier schwarze dünnsschichtige Kalke, typischer Muschelkalk (60 m), das Hangende der Unter-Trias, deren Fazies von besonderem Interesse ist. Zwei von HAUG beschriebene Lokalitäten sind wichtig: Barles, wo der Buntsandstein das Stephan überlagert und normal von Muschelkalk überdeckt wird; Nibles (ca. 12 km NNE Sisteron), wo er als kleine tektonische Klippe auf höherem Jura schwimmt. HAUG betont ausdrücklich, daß keines der Vorkommen an den „type vosgien“ erinnert; vielmehr sollen auch bei Nibles, also relativ weit im Westen, „parfaitement les quartzites du Trias inférieur du Briançonnais“ vorliegen.

Damit zeigen sich auch hier in dem Subalpin mit seiner vorherrschend germanischen Trias-Entwicklung noch im tieferen Teil der Serie Anklänge an inneralpine Fazies. Das geschieht freilich gerade dort bzw. westlich der Stelle des Alpenbogens, wo heute zwischen Pelvoux und Mercantour kein Kristallin zutage tritt. Die *Subalpine Schwelle*, der trennende Rücken zwischen ortho-alpiner Geosynklinale im Osten und Subalpinem Trog im Westen, der sich vom Aar-Massiv bis zum Mercantour erstreckte, ist *südlich des Pelvoux* auf eine gewisse Strecke *unterbrochen* durch eine *Quersenkke*. In deren Raum besteht keine scharfe Scheide zwischen „alpin“ und „germanisch“. Mit HAUG nennen wir diese Zone, in der die Schwelle latent bleibt, die „Aire d'ennoyage“ des Embrunais. Durch diese Pforte wurden die alpinen Fazies-Anklänge ermöglicht, die im Subalpinen Trog bis in das Gebiet der Alpes Maritimes nachweisbar sind. —

Das gilt aber nur für die zentralen Teile dieses Sedimentationsraumes, also etwa bis zum Barrot. Denn wieder ganz typisch germanisch entwickelt ist die Trias weiter im Süden, wie etwa bei Montauroux, Grasse, Cannes usw. Gegen das Tanneron-Massiv reduziert sich hier der Buntsandstein bis auf knapp 20 m. Hier fehlt auch die Röt-Fazies. Damit deutet sich die Nähe eines gewissen Hochgebietes an, das etwa der permischen Tanneron-Schwelle entspricht (s. S. 124). Für die Trias hat dieser schon völlig eingedeckte Rücken freilich nur mehr geringe Bedeutung.

Hinsichtlich der weiteren Ausdehnung des Subalpinen Troges sind wir nur unvollkommen unterrichtet, das Liegende der Trias kommt nirgends mehr zutage.

Im Südosten, bei Sospel nördlich Monaco, beginnt die Trias mit Quarziten; es folgt typischer Muschelkalk (KILIAN & REBOUL 1909). Kalksandsteine in der Mitteltrias dieser Gegend erwähnt RIVIÈRE (1929). Es muß offen bleiben, ob und in welcher Form hier das Sedimentationsgebiet der Alpes Maritimes mit dem inneralpinen Fazies-Bereich der italienischen Seealpen in Verbindung stand.

Im Westen ist Muschelkalk von Castellane und Beynes²⁴⁾ (10 km südl. Digne) beschrieben worden (ZURCHER 1895): schwarze plattige Kalke mit *Encrinus liliiformis*.

24) Ob die gerade hier als Muschelkalk aufgefaßten Gesteine wirklich sämtlich dieser Stufe zuzurechnen sind, erscheint mir wegen ihrer Ähnlichkeit mit den *cagneules* der Oberen Trias fraglich. Die Entwirrung des genauen stratigraphischen Profils wird durch die starke Verschuppung direkt über der Alpen-Randüberschiebung stark erschwert.

Noch weiter im NW fehlen schließlich brauchbare Aufschlüsse überhaupt. Die Trias erscheint in den Subalpinen Ketten nur mit ihrer höchsten Stufe, dem Keuper. Dessen bunte Mergel, vermischt mit Gips und ursprünglich wohl auch Salz (Solquellen!), sind bei der tektonischen Beanspruchung von ihrem Unterlager entweder abgeschert oder damit so innig vermenget worden, daß an eine Deutung der normalen Gesteinsfolge meist garnicht zu denken ist. —

b) Provençalisch-Rhodanisches Becken.

Voralpiner Raum.

Eine unmittelbare westliche bzw. äußere Begrenzung des Subalpinen Troges ist unbekannt. Allein im SE konnten wir vom Sedimentationsgebiet der Alpes Maritimes gegen das Tanneron-Massiv hin eine gewisse Mächtigkeits-Abnahme des Buntsandsteins in südlicher Richtung feststellen. Im nördlichen Teil des ost-rhodanischen Raumes (Vocontische Ketten usw.) kommt die Trias nur in einigen tektonisch ausgestoßenen Keupermassen zutage, so besonders zwischen Le Buis und Orange (Propiac, Suzette etc.). Nur an einer Stelle, bei Gigondas-Suzette östl. Orange, erscheinen dabei auch Quarzite, die denen der alpinen Unter-Trias ähnlich sehen sollen (TERMIER 1922). Diese Erscheinung wiegt zwar allein nicht besonders schwer. Doch lassen die zahlreichen tektonischen Keuper-Durchspießungen eine hochgradige Mobilität dieses Horizontes erkennen. Und das wiederum deutet auf hohen Gehalt an salinaren Gesteinen bzw. erhebliche Mächtigkeit hin. So muß es als durchaus wahrscheinlich gelten, daß im voralpinen Raum kein Schwellengebiet, sondern ein ausgedehntes triassisches Sedimentations-Becken gelegen hat. —

Provence.

Der provençalische Bereich weist zwar eine recht große Oberflächenverbreitung von Trias auf. Aber Fazies und Mächtigkeit der Gesteine sind hier überall so *wenig differenziert*, daß sie keine Schlüsse auf Gestalt und Umrandung des Sedimentationsgebietes zulassen. Überdies kommt der Buntsandstein als 20—30 m starker Horizont nur in der nördlichen Umrandung des Massif des Maures zutage. Nördlicher erscheinen ausschließlich Muschelkalk und Keuper. Die mittlere Trias ist zwischen Draguignan und Marseille durchgehend 60—80 m mächtig und „Muschelkalk“ in typischster Form. Dabei scheinen mir die hellgrauen massigen und löchrigen Gesteine im Norden vorzuherrschen gegenüber den dunkleren plat-

tigen Mergelkalken weiter im Süden; liegen doch auch die Hauptfundpunkte für Ceratiten in der Gegend von Toulon. Der rund 200 m mächtige Keuper läßt fazielle Unterschiede nicht erkennen; nicht einmal im Süden deutet sich die Nähe eines — etwa „Maurischen“ — Hochgebietes an.

Somit ist während der Trias sicher die *gesamte Provence, eingeschlossen das Massif des Maures, Sedimentationsraum*. Ob dabei dieses Gebiet mit dem Subalpinen Trog ein einheitliches Ganzes bildete, oder ob eine gewisse Gliederung durch Untiefen vorlag, ist nicht zu entscheiden.

Zentral-Massiv.

Eine sehr klare Abgrenzung nach Westen bildete für diesen Raum die Masse des Zentral-Plateaus. In seiner Hauptfläche ist der alte Rumpf frei von Trias. Nur zum kleinsten Teil ist das Fehlen auf spätere Abtragung zurückzuführen; vielmehr kamen in den weitaus größten Gebieten triassische Gesteine garnicht zur Ablagerung. Besonders deutlich wird das dort, wo Rät oder Lias unmittelbar über Grundgebirge transgredieren.

Im Norden sind wir an der Chaîne de Crussol (westlich Valence) dem Abtragungsgebiet schon recht nahe. Die geringmächtigen, dickbankigen rotbraunen Sandsteine, welche hier das Kristallin überlagern, bestehen aus nußgroßen Quarzen, manche Schichten auch aus wesentlich größeren Brocken. Die nach SE einfallende Schrägschichtung zeigt *Einschüttung aus NW* an. Tatsächlich verringert sich auch die Mächtigkeit von etwa 50 m (Crussol) auf etwa 20 m bei Vernoux (vgl. Blatt Valence). Eine Gliederung dieser Schichten in eine wahre „Trias“ zeigt sich erst weiter im Süden.

Nördlich Privas z. B. erscheinen inmitten der etwa 150 m mächtigen und noch immer grobklastischen Serie schwache dolomitische Einlagerungen, die *Myophoria goldfussi* führen sollen (Erläuterungen Blatt Valence). Eine Dreiteilung mit wirklichem Muschelkalk erscheint dann bei Aubenas:

	Weiße grobe Quarzsandsteine, z. T. konglomeratisch (Quarz- und Quarzit-Gerölle, faustgroß, ziemlich eckig), Schrägschichtung SE-fallend.
„Keuper“ (100 m)	Dickbankige Sandsteine, fest und durch Lettenbestege gegliedert oder mürbe und dünn-schichtig; rote und grüne ± sandige Letten. Im liegenden Teil zwischen den Sandsteinen 30 cm dicke Dolomitbänke.
„Muschelkalk“ (ca. 15 m)	Schwarze Schiefer mit dolomitischen Bänken (6—8 m). Feste, wohlgebankte graue Kalke (8—10 m).

- („Röt“ ca. 5 m) Schwarzgrüne Letten mit sandigen Dolomitbänkchen; Übergang zu:
- „Buntsandstein“
(40–50 m) Dünnsschichtige graugrüne Sandsteine und dicke feste Sandsteinbänke mit grünlichen Lettenbestegen.
Konglomeratische Sandsteine mit eckigen Quarzen; Schrägschichtung $\pm$ steil S-fallend.
- ~~~~~
Gneis.

Der Buntsandstein verdankt seine Entstehung — besonders die der unteren Bänke — einer deutlich südwardigen Schüttung. Die eckigen Quarze können keinen weiten Transport hinter sich haben. Später scheint entweder die Küste ferner gelegen oder die Relief-Energie sich wesentlich verschwächt zu haben. Denn die Sandsteine klingen aus in einer Folge von Letten mit dolomitischen Bänkchen, einer Art Röt-Fazies. Darüber folgt ganz typischer, wenn auch geringmächtiger Muschelkalk. Der Keuper weicht in seiner Ausbildung ganz wesentlich von der Gipsmergel-Entwicklung der Becken-Gebiete ab. Die dickbankigen weißen Sandsteine und Quarzkonglomerate mit eckigen faustgroßen Geröllen haben ihren Ursprung in einem eng benachbarten *Abtragungsbereich im Nordwesten* (Haute-Loire, Vivarais).

Am Osthang dieses Hochgebietes greifen die grobklastischen Keuper-Gesteine über die primären Grenzen von Buntsandstein und Muschelkalk hinaus (vgl. Subalpine Massive, S. 139). Sie überlagern unmittelbar das Grundgebirge (z. B. bei Vernoux), um dann gegen NW ebenfalls zu Ende zu gehen.

Lage und Struktur des rhodanischen Trias-Becken-Randes kommt besonders klar westlich Alais zum Ausdruck (vgl. Blatt Alais mit Erläuterungen). Nahe dem Cevennen-Abbruch hat man bei Roubiac (westlich St. Ambroix) 360 m Trias erbohrt, davon etwa 50 m Buntsandstein und 25 m Muschelkalk; der 280 m starke Keuper erweist sich mit seinen Gipsmergeln als Ablagerung des Becken-Raumes. Gegen N und W wird diese Serie immer spärlicher: Bei Les Vans ist die ganze Folge nur noch 250 m mächtig, bis Villefort ist Unter- und Mittel-Trias bereits ausgekeilt; etwa 80 m grobklastische Keupergesteine trennen das Rät vom Grundgebirge. Der primäre Sedimentationsrand lag in unmittelbarer nordwestlicher Nachbarschaft. Bei Florac bildet das Kristallin das Liegende des Unter-Lias, unter dem südwärts zwar noch etwas Trias aufsetzt. Doch ist aus der Rät-Transgression nördlich Alzon zu schließen, daß hier eine kleine Insel von der Trias noch nicht eingedeckt wurde. Südwärts wird dann aber

die Trias-Folge immer mächtiger, wie sich schon aus dem Kartenbilde der Blätter Sévérac und St. Affrique ergibt.

Von Valence bis hierher streicht also der *West-Rand des Sedimentationsbeckens etwa parallel dem Cevennen-Abbruch NNE-SSW*. Dann biegt dieser Rand etwa von Alais aus scharf nach Westen um. Er verläuft südlich der Causse Méjean, nördlich Sévérac etwa auf Rodez zu. Gegen Süden schwillt von dieser Linie aus die Schichtenfolge wieder allmählich an. Bei St. Affrique wird die Mächtigkeit mit 180 m angegeben (Erläuterungen zu Blatt St. Affrique). Für den Keuper sind zwar Gipsmergel verzeichnet, doch scheint Muschelkalk zu fehlen. Vollständiger wird das Profil erst weiter im Süden bei Lodève, wo die Gesamtmächtigkeit 200—250 m betragen mag.

In westlicher Richtung erfährt die Ausbildung einen erneuten Umschwung. Bei Gabian zwar ist nach BARRABÉ & SCHNEEGANS (1935) Muschelkalk noch als 20—30 m mächtige Folge von Dolomiten und Kalksandsteinen mit Myophorien²⁵⁾ vorhanden; der Keuper enthält Anhydrit, zeigt jedoch auch sandig-konglomeratische Lagen, die nach SSW zunehmen. In dieser Richtung bis St. Chinian aber sind die kalkigen Einschaltungen schon zu Ende gegangen, und Buntsandstein fehlt ebenfalls. Westwärts hebt sich hier ein weiteres Hochgebiet heraus, in welchem keine Trias zur Ablagerung kam, die *Masse der Mtge. Noire* („Schwelle von Carcassonne“ ASHAUER 1934). Ihr Ost-Rand biegt etwa bei Narbonne aus der SSE-Richtung scharf um und streicht westwärts weiter. So bildet diese Schwelle gleichzeitig den nördlichen Saum des Pyrenäen-Troges (ASHAUER) und die westliche Grenze des großen Rhodanisch-Provençalischen Trias-Beckens. —

Teil-Ergebnis (II): Die Sedimentationsräume der Trias (vgl. Taf. 11 a).

Während der Trias unterscheiden sich somit zwei Haupt-Sedimentationsgebiete, das eine mit „alpinen“, das andere mit „germanischer“ Fazies.

Innen-Alpen

Im innersten Teile der Westalpen tiefte sich bereits die Ortho-Geosynklinale des Pennin ein. Sie steigt westwärts etwas heraus — etwa an der heutigen Ost-Kontur der „zone axiale“ — zum *Briançonnais*.

²⁵⁾ Da hier *Myophoria vulgaris* nahe der Basis und *Myophoria goldfussi* im hangenden Teil der Kalk-Serie vorkommen, dürfte dieser Horizont außer „Muschelkalk“ auch unseren Unter-Keuper (Lettenkohle) mit umfassen.

Diese Zone gehört durchaus noch zum inneralpinen Sedimentationsraum. Denn auch hier erfuhr wie im Piemont die Ablagerung seit dem Oberkarbon keine bemerkenswerte Unterbrechung. Allerdings weisen die mitteltriassischen Gyroporellenkalksteine ostalpiner Fazies auf eine nur mäßige Höhe der Wasserbedeckung hin. Die Mächtigkeit (ca. 1000 m) der Trias-Serie läßt jedoch einen bedeutenden Einsenkungsbetrag erkennen. Auf der West-Seite dieser Zone hebt sich demgegenüber mit scharfer Grenze eine „Subalpine“ Festlands-Schwelle heraus. So ergibt sich eine gewisse Übergangsstellung: Das *Briançonnais* war in der Trias ein *ostwärts geneigter Sedimentationsraum mittlerer Tiefe*, der als breiter schelf-artiger *Randstreifen der inneralpinen (penninischen) Geosynklinale* aufzufassen ist (vgl. Abb. 33).

Subalpine Schwelle

Die durch den Subalpinen Rücken gebildete West-Grenze der alpinen Briançonnais-Entwicklung ist zugleich die Scheide zum germanischen Fazies-Bereich. Die Höhe dieser langgestreckten *Schwelle der heutigen Kristallin-Massive* ist in der Unter-Trias noch ausgedehntes *Denudationsgebiet*. Der Keuper greift mit klastischen Sedimenten geringer Mächtigkeit — aber noch immer einige Inseln freilassend — weit auf das Grundgebirge vor. Die Hochzone von Mont Blanc-Grandes Rousses-Belledonne-Pelvoux-Mercantour hatte eine *Quersenke* in der *aire d'ennoyage des Embrunais*. Durch diese Pforte zwischen Pelvoux und Mercantour blieb eine Verbindung offen von der Briançonnais-Geosynklinale zu dem außerhalb der Schwelle liegenden germanischen Sedimentations-Trog des Subalpin.

Subalpiner Trog und Rhodanisch-Provençalisches Becken

Nahe dieser Straße erscheinen im Subalpinen Trog noch gewisse Anklänge an die alpine Fazies (z. B. westliche Alpes Maritimes). Im allgemeinen aber zeigt das ausgedehnte Gebiet zwischen Subalpiner Schwelle und Mittelmeer und westlich bis über die Rhône hinaus eine sehr *gleichförmige Sedimentation* rein germanischer Art: gering entwickelten Buntsandstein, typischen Muschelkalk und mächtigen, an salinaren Einschaltungen reichen Keuper. Differenzierungen des Ablagerungs-Beckens sind nicht erkennbar. Das Maurische Massiv hob sich nicht als Denudations-Bereich heraus.

Zentral-Massiv

Als Einzugsgebiet für die Sedimente des Rhodanisch-Provençalischen Raumes hat vielmehr der gewaltige Schild des Zentral-Massivs zu gelten. In der Zunahme der klastischen Einschaltungen und der Abnahme der Gesamtmächtigkeit gegen Westen kommt

die Annäherung an die alte Landmasse deutlichst zum Ausdruck. Eine sandig-konglomeratistische Randfazies des „Keuper“ greift dabei wesentlich weiter auf das Grundgebirge über als die Sedimente der Unter-Trias. Die Muschelkalk-Entwicklung vermeidet die Saumbereiche und beschränkt sich auf den Beckenraum.

Klar erkennbar wird eine NW-gestreckte *trog-artige Senke* im Bereich der *Causses*. Das südwestliche *Hochgebiet der Mtge. Noire* (= Schwelle von Carcassonne) ist gleichzeitig Vorland des Pyrenäen-Beckens; die nördliche Landmasse des eigentlichen *Zentral-Plateaus* läßt bereits einen scharfen und recht geradlinigen *Ost-Abfall parallel dem heutigen Cevennen-Abbruch* erkennen.

So zeigen die Haupt-Sedimentationsbereiche der Trias-Zeit ihrer Lage nach weitgehende Ähnlichkeit mit den permischen Senkungsgebieten. Auch die Denudationsräume — Zentral-Plateau, Mtge. Noire, Subalpiner Schwellenzug — haben sich als solche gehalten. An Ausdehnung freilich büßten sie ein, am meisten durch das weite Vorgreifen der Ober-Trias. Diese seit der Perm-Zeit immer weiter fortschreitende Transgression hat ihr Maximum mit dem Ende der Trias noch nicht erreicht. —

III. Die Sedimentationsräume des Jura.

III a) Lias inkl. Rät (vgl. Taf. 11 a).

(Ergebnis S. 162.)

Rät wird hier in Zusammenhang mit dem Lias behandelt. Das geschieht wegen inniger Zusammengehörigkeit hinsichtlich der Sedimentationsverhältnisse; demgegenüber müssen paläontologisch-stratigraphische Gesichtspunkte hier zurückstehen. —

Das Rät leitet in unserem Gebiet die Zeit der mesozoischen Meeresverbreitung ein, welche in den einmal überfluteten Bereichen fast allgemein wenigstens bis in die Kreidezeit hinein andauerte. Die Eindeckung der variszischen Rümpfe erreicht im Lias eine später kaum mehr übertroffene Vollständigkeit.

1. Außeralpiner Raum.

Zentral-Massiv (Zsfg. S. 151)

Am deutlichsten kommt die fortschreitende Transgression im Randbereich des Zentral-Massivs zum Ausdruck.

Rät. — Im allgemeinen ist am Ost-Rande der Cevennen das Rät als Folge von grünlich-schwarzen Schiefern und plattigen Kalken mit *Avicula contorta* entwickelt. Das gilt für das Gebiet von Privas

südwärts bis zu den Corbières. Gegen Westen dagegen macht sich ein gewisser Fazies-Wechsel bemerkbar. Während z. B. bei St. Ambroix nur Kalke und Mergel (30 m) vorkommen (CORROY 1923), so treten nach CAYEUX (1897) bei Les Vans Arkosen und Sandsteine auf, die nördlich Florac nur 3 m mächtig sind und unmittelbar das Kristallin überdecken. Noch weiter westlich läßt sich das Rät, da es oft nur klastisch entwickelt ist, nicht mehr als solches erkennen. In der Gegend von Sévérac führt es örtlich Brackwasser-Fauna (MAURY 1933), andererseits transgredieren auch *Avicula contorta*-Schichten unmittelbar über Perm (FOURNIER 1901). Dieser Punkt gehört nun schon zum östlichen Randgebiet der Mtge. Noire-Schwelle. Analoge Verhältnisse herrschen an deren Südhang, wo auf dem Paläozoikum von Mouthoumet ebenfalls klastisches Rät unmittelbar dem Variszikum aufliegt (MENDEL 1904). —

Eine Transgression des Rät über die Grenzen der Trias-Verbreitung hinweg bis auf das Grundgebirge ist somit an den Rändern des Zentral-Massivs deutlich nachweisbar.

Unter-Lias. — Die rätische Überflutung findet im Unter-Lias weitere Fortsetzung. Bei Valence (Crussol) fehlt zwar noch jegliches Sediment. Wenn aber z. B. bei Vernoux (30 km SW Valence) über der geringen grobklastischen Obertrias ziemlich mächtiger Unter-Lias in Form von Korallenkalken vorliegt (MUNIER-CHALMAS 1900), so setzt das eine recht bedeutende Becken-Erweiterung voraus; wieweit hieran schon Rät beteiligt war, ist unsicher. Ähnlich liegen die Verhältnisse weiter im Süden. So sind bei Anduze (15 km SW Alais) von dem Rät mit *Avicula contorta* die grauen Kalke mit *Psiloceras planorbe* (Unt. Hettang) gut abzutrennen (ROMAN 1900). Gleich westlich St. Hippolyte dagegen transgrediert ein nicht mehr zu gliedernder „Infralias“ auf der Grundgebirgsinsel nördlich Alzon (vgl. S. 145). Dort enthält das Sinémur (oberer Lias α) keine Arieten, sondern nur noch Gryphaeen und Brachiopoden und besteht z. T. aus dolomitischen Kalksandsteinen (Erläuterungen zu Blatt Le Vigan).

Wie in der Transgression, so kommt also auch in der Fazies das westliche Hochgebiet zum Ausdruck.

Besonders klar ist das in der Gegend von Alais. Hier (bei Tresmont) folgen über dem Rät: Mergelkalke mit *Psiloceras planorbe*, dann dolomitisches Hettang, schließlich dunkelblaue wohlgebankte Arietenkalke, insgesamt ca. 150 m; etwa 30 km nordwestlicher soll

diese Folge bei Florac auf 60 m nur mehr dolomitischer Kalke zusammengeschrumpft sein (Erläuterungen zu Blatt Alais).

Im Bereich der Causses sind im Hettang Korallenkalke entwickelt, bei Rodez jedoch wird der ganze Unterlias dolomitisch und enthält Lignite (THÉVENIN 1903). Südwestlich Sévérac schließlich transgrediert gegen die Mtge. Noire-Schwelle hin geringmächtiges Sinémur mit Kalksandsteinen über Grundgebirge (FOURNIER 1905). Ganz im Süden besteht nach MENGEL (1904) der gleiche Fall am Rande der Corbières (Mouthoumet). —

Während des Unter-Lias wird also der Beckenrand über die Verbreitungsgrenze von Trias und Rät hinweg auf Kosten der Massive noch weiter vorgeschoben. Die Fazies der Sedimente wechselt dabei von $\pm$ kalkigen Sandsteinen in den eben erst eroberten Bereichen (Westen) über Dolomite einer Zwischenzone zu Ammonitenkalken im Becken (Osten).

Mittel- und Ober-Lias. — Das Maximum der Meeresverbreitung wird erst im höheren Lias erreicht.

Ausgesprochene Küsten-Nähe macht sich bei Valence bemerkbar, wo unter Ausfall des Unter-Lias eisenreiche Kalksandsteine und Crinoidenkalke (Toarcien) über der Trias liegen (SAYN 1910, ROMAN 1921). Auch bei Privas ist der gesamte höhere Lias sandig, ja z. T. konglomeratisch mit nußgroßen, kantigen Quarzgeröllen; nach dem südlichen Einfallen der Schrägschichtung erfolgte die Einschüttung von einem nördlich gelegenen Hochgebiet her, etwa aus dem Vivarais. So ändert sich denn auch die Gesteinsart nach Süden: bei Les Vans sind bereits Posidonienschiefer entwickelt, wenn auch die Mächtigkeit selbst westlich Alais noch nicht das Maximum erreicht hat, das etwa 200 m betragen soll. Bei Anduze, wenige km weiter südlich (Erläuterungen zu Blatt Le Vigan), erscheinen aber bereits Phylloceraten und Lytoceraten, also Formen des offenen Meeres, das im Osten lag.

Auch im Causses-Gebiet ist der höhere Lias schiefrig entwickelt. Nach NICKLES (1907) folgen in der Gegend von St. Affrique über kalkigem Lias γ blauschwarze Amaltheen-Mergel und Schiefer des Toarcien mit pyritisierten Phylloceraten usw. Diese Tiefenfazies erheblicher Mächtigkeit ist aber auf einen nur schmalen Streifen (Millau-Mende) beschränkt. Denn einerseits reduzieren sich diese Schichten gegen NW, W und SW; westlich Sévérac und bei Rodez erscheinen sogar Lignite, sodaß der Causses-

Trog nur noch durch eine enge Straße („détroit“) mit dem Aquitanischen Becken westwärts in Verbindung steht (THÉVENIN 1903).

Andererseits muß zwischen der Causses-Senke und dem Rhodanischen Becken im Osten etwa im Bereich der Cevennen eine ausgeprägte Untiefe gelegen haben. Denn der höhere Lias von fast 200 m Mächtigkeit in der Tiefe von Millau fehlt schon dicht nördlich von Lodève (St. Pierre etc.) bzw. ist dort (Alzon usw.) äußerst geringmächtig (NICKLÈS 1899, 1907). Gleich südlich davon, etwa über Bédarieux, muß aber doch ein Zusammenhang von Causses-Trog und Rhodanischem Becken bestanden haben (vgl. Taf. 11 a).

Auch in den Corbières ist nach MENGEL (1904) der höhere Lias wieder schiefrig. Diese Fazies reicht hier in den Trog der Nord-Pyrenäen westwärts noch eine gewisse Strecke hinein (ASHAUER 1934), freilich nur in einem schmalen Arm. Denn gleich im Süden hebt sich hier eine Zentralpyrenäische Schwelle heraus, in deren Bereich kein Lias zur Ablagerung kam (CAREZ 1892). —

Zusammenfassung. Am Rande des *Zentral-Massivs* gibt sich somit während des Rät und Lias deutlich der *westliche Saum eines Rhodanischen Sedimentations-Beckens* zu erkennen. Über die Verbreitungsgrenzen der Trias greifen die marinen Schichten progressiv vor und bewirken ein Maximum der Massiv-Eindeckung am Ende des Lias. Das Zentral-Massiv erscheint durch den NW-gestreckten *Causses-Trog* deutlich zerlegt in eine südliche Schwelle der Mtge. Noire und ein nördliches Hochgebiet. Dessen Begrenzung im Osten kommt in der fast geradlinigen paläogeographischen Kontur der Cevennen besonders klar zum Ausdruck.

Rhodanisch-Provençalischer Raum

Die Sedimente der östlich sich anschließenden eigentlichen Rhodanischen Senke treten außerhalb des westlichen Randbereiches (s. o.) kaum zutage. Doch ergeben die zahlreichen Aufschlüsse im Bereich der Provençalischen Ketten, umfassend dargestellt durch LANQUINE (1929), ein klares paläogeographisches Bild.

Rät. — Im Provençalischen Raum weist das Rät eine recht gleichförmige Fazies auf. Doch sind die Mächtigkeitsunterschiede (LANQUINE) von gewisser Bedeutung. Von Toulon und Marseille aus, wo die *Avicula contorta*-Schichten nur 10—15 m stark sind, zeigt sich ein stetes Anwachsen nach N und NE. Schon bei Aix, Salernes, Draguignan ist das Rät auf 30—40 m angeschwollen, und nördlich dieser Linie nimmt es noch zu. Das gilt besonders

für das Gebiet des mittleren Verdon, Castellane usw., wo die Mächtigkeit auf über 50 m steigt und auch die Mergel gegenüber den plattigen oder kompakten Kalken vorherrschen. Im *Osten* wird ein Fazies-Wechsel besonders deutlich. Denn südlich, am unteren Var, bei Nizza und Monaco, sind sandige Lagen mit Ligniten beobachtet, die nördlich, im Subalpinen Gebiet (s. u.), unbekannt sind (LÉON BERTRAND 1898, PELLEGRIN 1902).

Während des Rät zeigt also der Provençalische Raum eine zwar geringe aber stetige Eintiefung nordwärts, auf den Alpen-Trog zu. Eine scharfe Grenze gegen dieses Gebiet tritt freilich noch nicht heraus. Eine gewisse Untiefe lag wohl in der Gegend des Maurischen Kristallins, etwa dicht südlich der heutigen Küste. Die Annahme einer „terre émergée“ für den ganzen Bereich des Maures-Estérel-Massivs (KILIAN & LORY 1894) geht aber etwas zu weit. Denn nirgends außer im Mündungsgebiet des Var kennen wir die Andeutung einer Schuttlieferung aus dieser Gegend.

Unter-Lias. — Eine gewisse Änderung erfährt dieses Bild im Lias. Die sanfte Abdachung von Süden nach Norden bleibt zwar weiterhin angedeutet. Denn LANQUINE beschreibt für das Gebiet zwischen Toulon und dem Verdon bzw. Draguignan hellgraue stark dolomitische Kalke, die keine Fossilien enthalten (Hettang nach Analogie mit dem Languedoc); höherer Lias α (Sinémurien) ist hier nicht zu identifizieren²⁶). Gegen NE nimmt die Mächtigkeit weiter erheblich zu; gleichzeitig schalten sich Mergellagen ein. Bei Castellane schließlich ist das Hettang nicht mehr dolomitisch sondern kalkig und das Sinémur mit Gryphaeen und Arieten als schwarze Mergelkalke entwickelt. Auch in der Fazies des Unter-Lias kommt also wie im Rät die Einsenkung gegen die Alpen zum Ausdruck.

Aber im Süden ist nunmehr noch eine weitere Eintiefung zu erkennen. Bei Aix nämlich ist höherer Lias α ebenfalls nachweisbar und zwar in einer sehr ähnlichen Entwicklung wie bei Castellane (HAUG 1927, LANQUINE 1927).

Im Unter-Lias zeigt sich also neben der Abdachung etwa vom

26) Das Sinémurien soll nach LANQUINE hier fehlen, das Hettang 60 m mächtig sein. Sehr auffällig ist jedoch, daß dort, wo Arieten-Schichten nachweisbar sind, wie bei Castellane, das Hettang plötzlich nur 20—30 m mißt. Offenbar ist das Sinémurien also in den Bereichen, wo es fehlen soll, in der dolomitischen Fazies des entsprechend mächtigeren Hettang mit enthalten.

Argens aus gegen N bzw. NE auch ein gewisses SW-Gefälle zu größerer Tiefe im Gebiet der West-Provence.

Mittel- und Ober-Lias. — Nach LANQUINE bestehen im Mittel-Lias, soweit er vorhanden ist, keine sonderlichen lithologischen Unterschiede; im Ober-Lias zeigen sich jedoch gewisse Modifikationen. Im allgemeinen liegt der gesamte höhere Lias als Folge von wohlgeschichteten graublauen Kalken mit Silexknollen vor, deren Fauna überwiegend aus Gryphaeen, Pectiniden und Brachiopoden besteht. Darin zeigt sich schon die geringe Meerestiefe an.

Nordwärts erfährt diese Normal-Entwicklung eine gewisse Veränderung. Etwa vom Verdon ab führt der mittlere Lias Amaltheen, der obere geht in Schieferfazies über. Hier kommt das Einsinken in Richtung auf den Alpen-Trog klar zum Ausdruck.

Südwärts verringert sich die Mächtigkeit rapide. So fehlt der mittlere Lias sogar in einem großen Gebiet um den Argens; das gilt für Rians-Brignoles usw. und nach E bis über die Var-Mündung hinaus für Nizza-Monaco usw. (PELLEGRIN 1902, LANQUINE 1929). In diesen Bereichen ist denn auch der obere Lias recht geringmächtig. Er führt nach LANQUINE westlich Draguignan (Cabasse, Entrecasteaux, St. Maximin) Eisenoolite.

Weiter südlich erscheint dann aber bald wieder die normale Entwicklung. So stellt sich SW Brignoles der Mittel-Lias wieder ein und erreicht z. B. bei Carnoules NW Toulon 40 m Mächtigkeit. Im etwa gleichen Gebiet nördlich Toulon zeigt auch der Ober-Lias wieder Mergelfazies mit zahlreichen Ammoniten. Diese Entwicklung erreicht ihr Maximum in der Gegend von Aix und in der Chaîne de la Nerthe NW Marseille. Dort überwiegen dunkle Mergel. Von HAUG (1892, 1927) und LANQUINE (1929) wird die große Ähnlichkeit in der Fazies mit der alpinen Ausbildung (Castellane usw.) betont, während die Fauna bemerkenswerte Anklänge an den Keltiberischen Lias von Teruel zeigen soll (LANQUINE).

Die westliche Fortsetzung dieser Tiefenzone führt nach Montpellier, wo ebenfalls schwarze Mergel den höheren Lias auszeichnen (ROMAN 1907). So erweist sich die Zusammengehörigkeit dieser *südwest-provençalischen Senke* mit dem Südteil des Rhodanischen Beckens bzw. dem Nordpyrenäen-Trog.

Diese Tatsache wird noch wesentlich klarer bei Berücksichtigung folgender Erscheinungen. Südöstlich Marseille, bei Bandol,

ist der gesamte Lias in Kalkfazies nur noch rund 50 m mächtig. Auch bei Toulon zeigt sich nach LANQUINE wieder eine Abnahme gegen Süden. Im Mont des Oiseaux bei Hyères fehlt nach PARENT (1933) wieder der mittlere Lias, der obere ist nur kümmerlich entwickelt. Darin kommt zum Ausdruck, daß sich dort eine weitere Untiefe heraushebt, die — etwa parallel der heutigen Mittelmeer-Küste — den Provençalischen Trog (Aix usw.) südlich begleitet. —

Zusammenfassung. Im großen Becken der Provence findet vom Rät bis zum Ober-Lias eine gewisse Veränderung der Sedimentationsverhältnisse statt:

Während des *Rät* zeigt sich nur eine sanfte Abdachung von Süden (etwa Linie Toulon-Monaco) gegen Norden auf den alpinen Raum zu. Im *Unter-Lias* lassen Fazies und Mächtigkeit zwar prinzipiell noch das Gleiche erkennen. Eine Abweichung bringt jedoch bereits die Zone von Aix, wo im Gegensatz zur übrigen Provence die dolomitische Entwicklung fehlt und die kalkige Ausbildung des oberen Lias α , ähnlich der alpinen Fazies, eine verstärkte Einsenkung bekundet.

Besonders deutlich wird diese Aufgliederung des provençalischen Raumes in *Mittel- und Ober-Lias*. Zu dieser Zeit erscheint bereits eine unverkennbare Schwelle, deren nordwestlich streichende Achse etwa der Linie Estérel-Vaucluse folgt. Hier fehlt der mittlere Lias, der obere ist kaum vorhanden oder stark neritisch entwickelt (Taf. 11a).

Im SW legt sich an die Flanke dieser Schwelle wiederum eine ausgeprägte Tiefenzone mit mergeliger Ammonitenfazies an. Die Achse dieses eigentlichen Provençalischen Troges verläuft in E-W-Richtung etwa durch Aix.

Das Becken hebt sich jedoch im Osten heraus gegen das Maures-Kristallin. Denn die Vaucluse-Estérel-Schwelle der nördlichen Provence steht SW-wärts in Verbindung mit jenem südlichen Hochgebiet. Dieses bestand angedeutet schon im Rät und lag südlich der heutigen Küste Marseille-Toulon. Es stellt offenbar die östliche Fortsetzung des zentral-pyrenäischen Rückens dar und dürfte sich als Schwelle von dort über Süd-Maures bis südlich Monaco (? Korsika) gegen E erstreckt haben. Der eigentliche Provençalische Trog aber fand westwärts seine Fortsetzung in der Rinne der Nordpyrenäen und eine Verbindung mit der Rhodanischen Senke (s. o.).

2. Alpiner Raum.

a. Rät.

Innen-Alpen

In dem inneralpinen Geosynklinalraum kommen die Transgressionserscheinungen bei der Kontinuität der Sedimentation weniger zum Ausdruck. Die Schistes lustrés-Entwicklung der piemontesischen Tiefe zeigt an ihrem West-Rand, d. h. am östlichen Saum der Briançonnais-Zone, eine bemerkenswerte Fazies-Änderung; eine deutliche Verflachung gegen Westen aufweisend erscheinen hier östlich von Briançon im Rät-Niveau Kalke mit *Megalodon* und Korallen (FRANCHI 1910). Das ist eine dem Dachsteinkalk nahekommende Fazies, die auffälligerweise an der gleichen Stelle auftritt wie schon der ostalpine Einschlag während der Mittel-Trias.

Wir entnehmen der umfassenden Arbeit von KILIAN & RÉVIL (1917), daß etwa in der Briançonnais-Zone die „karpathische“ Ausbildung mit *Terebratulula gregaria* (SUESS) zu Ende geht und westwärts vertreten wird durch die „schwäbische“ Rät-Entwicklung mit *Avicula contorta*, „der neritischen Fauna eines relativ wenig tiefen Meeres“. So bildet das Briançonnais noch immer eine Stufe mittlerer Tiefe zwischen der Pennin-Geosynklinale im Osten und der Schwelle der Subalpinen Massive.

Subalpine Schwelle

Die Kristallin-Massive, deren Kerne während der jüngeren Trias noch nicht in Sedimenten versanken, wurden jetzt im Rät von der marinen Transgression scharf angegangen.

So sind von der SW-Ecke des Mont Blanc durch RITTER (1898) Gerölle Alter Gesteine aus dem Rät beschrieben, das hier über Grundgebirge vorgreift. „Infralias“ mit Kristallin-Geröllen auf Granit beschreibt PUSSENOT (1914) auch aus der nördlichen Belledonne, und östlich Grenoble (Allevard) beginnt nach LORY das Rät ebenfalls mit einer Brekzie; darin *Ostrea sublamellosa* DUNK. Selbst das kleine Rocheray-Massiv wurde offenbar noch nicht restlos eingedeckt (KILIAN 1901). Weniger grob sind die klastischen Schichten im südlichen Belledonne- und Pelvoux-Gebiet, wo örtlich das postvariszische Deckgebirge mit *Avicula contorta*-führenden Kalksandsteinen beginnt.

Der „Dôme de La Mure“ und andere Teile der Subalpinen Schwelle dagegen haben das Rät-Meer noch immer als Inseln überragt (KILIAN & LORY 1894, TERMIER 1896, LORY 1903).

Weiter südlich zeigen sich weder am Remollon-Gewölbe noch bei Barles klastische Einschaltungen in den *Avicula contorta*-Schichten

des Subalpinen Troges (s. u.), die etwa auf eine Fortsetzung der Pelvoux-Schwelle hinweisen könnten. Dagegen erscheint das Mercantour-Massiv auch jetzt wieder als Emersionsgebiet; das Fehlen des Rät an seinen Rändern deutet darauf hin (LÉON BERTRAND 1898, FRANCHI 1894). —

Subalpiner Trog

Auf der West- bzw. Süd-Seite des Subalpinen Rückens ist das Rät überall sehr einförmig entwickelt als dünnplattige Kalken mit *Avicula contorta* und grünlichschwarze Schiefer, die allmählich aus dem Keuper hervorgehen, also sehr ähnlich der provençalischen Ausbildung. Bei völliger Abwesenheit der *Terebratula gregaria* fehlt jeder „karpathische“ (ortho-alpine) Einschlag. Das gilt für das gesamte Gebiet der Subalpinen Ketten von Gap-Digne-Castellane usw. (HAUG 1892, ZÜRCHER 1895) bis in die Alpes Maritimes (LÉON BERTRAND 1898).

Ganz im SE zeigt sich eine gewisse Änderung zu neritischer Entwicklung in der sandig-lignitischen Rät-Fazies bei Monaco (PELLEGRIN 1902); vgl. S. 152. —

Zusammenfassung

Ein Subalpines Sedimentationsgebiet begleitete also die Schwelle der Kristallin-Massive auf ihrer Außenseite. Hier ist die Ausbildung sehr ähnlich der des Provençalischen Raumes. Die Faziesgrenze zum Ortho-Alpin liegt erst im Inselzug der Massive selbst. Auf der Innenseite dieser mit klastischen Gesteinen umgebenen Subalpinen Schwelle stellt zunächst die Briançonnais-Zone noch immer ein Sedimentationsgebiet mittlerer Tiefe dar. Aus der „schwäbischen“ *Avicula contorta*-Fazies an seinem Außensaum entwickeln sich allmählich „karpathische“ *Terebratula gregaria*-Schichten und Korallenkalke vom Dachstein-Typ. Am Ostrand der heutigen „zone axiale“ dagegen vollzieht sich mit dem Aufsetzen der Schistes lustrés dann der Abfall zur Penninischen Geosynklinale.

Dieses Bild erfährt im Lias eine grundsätzliche Änderung.

β. Lias.

Ortho-Alpin.

Pennin

Im piemont-penninischen Raum fand die Tiefenfazies des Lias in der Sedimentation der klassischen Schistes lustrés ihre ununterbrochene Fortsetzung (FRANCHI 1904, KILIAN & RÉVIL 1919).

Briançonnais-Zone.

An der heutigen Innengrenze des Briançonnais vollzieht sich wiederum ein Wechsel in der Fazies. Denn in die Schistes lustrés schalten sich westwärts zunächst grobe schwarze Kalke ein, schließlich auch Konglomerate (östlich Briançon, Chaberton usw.; KILIAN & PUSSENOT 1913); sog. „type mixte“. Diese Änderung, welche den Ost-Rand der Briançonnais-Zone von der Innenseite des Mont Blanc bis über die italienische Grenze hinaus begleitet, vollzieht sich sehr plötzlich.

Im Gebiet des eigentlichen „Karbonfächers“ ist dann der Lias fast ausschließlich durch grobe Kalkkonglomerate vertreten, das Charakteristikum des „type briançonnais“. Diese „brèche du Télégraphe“ liegt an der klassischen Stelle bei St. Michel en Maurienne auf Rät, sonst überwiegend auf Trias-Gesteinen. Von der Schweizer Grenze bis hinter das Mercantour-Massiv sind die Lias-Brekzien dem autochthonen Briançonnais eigentümlich. Sie sind ebenfalls bezeichnend in der tektonisch verwandten „Flysch-Decke“, der Embrunais-Einheit. Hier herrschen sie in der Zwischenschuppe des Galibier nördlich Briançon ganz besonders vor (SCHNEEGANS 1931, KILIAN u. a.), erscheinen aber auch im oberen Teil der Ubaye-Decke südlich Barcelonnette (WAHL, GUBLER & SCHOELLER 1925).

Die mächtigen Konglomerate sind nur mit einem intensiven Aufsteigen der „zone axiale“, der eigentlichen Briançonnais-Zone, zu erklären. Mit Beginn des Lias erhielt dieser Streifen den Charakter einer Geantiklinale, auf der — z. T. wohl submarin (KILIAN & RÉVIL 1917) — Umlagerungen erheblichen Ausmaßes stattfinden konnten.

Das Briançonnais wurde jetzt tatsächlich zum Rücken, während es bisher — in Trias und Rät — nur eine Vorstufe zwischen Pennin-Tiefe und Subalpin-Schwelle darstellte. Die „géanticlinal briançonnais“ teilt jetzt zwei Haupttröge voneinander: die Ortho-Geosynklinale der Schistes lustrés im E von dem Subalpinen Trog im W.

Denn nunmehr legt sich zwischen der „zone axiale“ und dem Subalpinen Rücken auch dort eine wirkliche Senke an, wo bisher (Trias und Rät) nur eine Fläche mittlerer Tiefe bestand.

Dies zeigt sich darin, daß die Kalkkonglomerate des Lias westlich der Briançonnais-Zone wieder zu Ende gehen und nach einem schmalen Streifen mit „type intermédiaire“ in enorm mächtige Sedimente tieferen und ruhigeren Wassers überleiten. Die Grenze, an der sich die Brekzien westwärts mit Korallenkalken

verzahnen, fällt nach der Darstellung durch KILIAN & RÉVIL (1917) etwa mit der heutigen Randüberschiebung des „Karbonfächers“ zusammen. Gegen Westen folgen dann im Unter-Lias Gryphaeenkalke z. T. mit Silexknollen, im höheren Lias eine mächtige Schiefer-Serie. Das sind die Sedimente vom „type dauphinois“ (HAUG) des breiten Subalpinen Troges (s. u.), der sich im Westen an die Briançonnais-Schwelle anlegt.

Von besonderem Interesse ist dabei die Fazies des Lias in der Embrunais-Einheit. Herrschen in den höheren Deckklappen noch die Brekzien vor, so sind die tieferen Schuppen der Ubaye-Decken durch vollständiges Rät und einen an Gryphaeen reichen Unter-Lias ausgezeichnet (HAUG 1912, Y. WAHL, GUBLER & SCHOELLER 1925 u. a.). Die Embrunais-Decken müssen also unmittelbar in der Grenzzone von Briançonnais-Schwelle und innerstem Subalpin ihre tektonische Heimat haben (vgl. S. 170).

Subalpin.

Dauphiné

Der Subalpine Trog („géosynclinal dauphinois“) ist ein ganz bedeutender Sedimentationsraum. Seine östliche Begrenzung ist mit der Briançonnais-Schwelle fixiert, seine Außenkontur wird sich später ergeben (S. 161 ff.).

Die Sedimente der Tiefenzone sind recht einförmig (HAUG 1891, LORY 1914, KILIAN & RÉVIL 1917 u. a.): Rät als plattige Kalke mit *Avicula contorta*, „lias calcaire“ als blaugraue wohlgeschichtete Kalke (etwa bis Lias δ), dann „lias schisteux“, meist mit dem Toarcien beginnend, als ununterbrochene Schiefer-Serie; insgesamt wird der Lias hier stellenweise weit über 1000 m mächtig (LORY).

Nun zeigen sich von dieser Tiefen-Fazies aber erhebliche Abweichungen; deren regionale Anordnung ist für unsere Betrachtungen von besonderem Wert. Denn der Subalpine Trog ist wiederum nicht einheitlich. Nach wie vor besteht im Zuge der Kristallin-Massive ein Rücken.

So wird aus dem Rocheray-Massiv (östl. der Belledonne) konglomeratischer Lias mit Geröllen von Granit und Trias als Bedeckung des Kristallins beschrieben (KILIAN 1901). Brekzienlagen im kalkigen Lias erscheinen bei La Grave am Osthang der Grandes Rousses wie am Nordfuß der Meije/Pelvoux-Massiv (LORY 1901). Sandige Schichten im höheren Lias auf der Innenseite des Mont Blanc erwähnen GIGNOUX & MORET (1929).

Alle diese klastischen Lagen sind von Westen her eingeschüttet. Sie entstammen der *Subalpinen Schwelle* und gehen ost-

wärts schnell zu Ende. Denn unmittelbar am *Innenrand* von Mont Blanc-Rocheray-Grandes Rousses und über dem östlichen Teil des Pelvoux selbst sind nach LORY schon wieder ca. 1000 m Lias-Schiefer zur Sedimentation gekommen. Hier verläuft also bereits der *innere Teil-Trog der (helvetisch-)Subalpinen Geosynklinale*.

Analoge Verhältnisse herrschen auf der West-Seite des Subalpinen Rückens. In einer äußeren Senke, deren Achse etwa Grésivaudan-Grenoble usw. verlief, kam die Tiefenfazies zu mächtiger Entwicklung. Davon östlich erscheinen konglomeratistische Lagen bei Allevard und Grenoble-Ost am Außenrand der Belledonne (KILIAN & RÉVIL). Besonders hartnäckigen Widerstand gegen die Eindeckung bot das kleine Hochgebiet von La Mure (LORY 1901—05). Die im Rät beginnende „progressive Transgression“ führte hier auch im Unter-Lias noch nicht zu völliger Überflutung; eckige Quarz- und Kristallin-Gerölle kommen noch im höheren Lias vor (bei La Salle en Beaumont); die damals noch landfesten Teile konnten erst im oberen Toarcien eingedeckt werden. Entsprechend weicht auch die Fazies von der des übrigen subalpinen Lias erheblich ab, sie erinnert nach LORY an die der Briançonnais-Schwelle: um die Insel herum kamen auf einem Raum von ca. 500 qkm vorwiegend Crinoiden- und Oolit-Kalke zur Ablagerung (Typus Laffrey); erst mit der Aalen-Stufe erscheinen in Schiefen die ersten Phylloceraten. —

Bis zum mittleren Lias bestand die so dokumentierte *Subalpine Schwelle als mittlerer Rücken innerhalb der Subalpinen Geosynklinale*; in deren beiderseitigen Teiltrögen kam — gegenüber dem Kamm des Massiv-Zuges — die 5-fache Lias-Mächtigkeit zur Ablagerung.

Das gilt für das Dauphiné-Gebiet.

Alpes Maritimes

In der südöstlichen Fortsetzung des Subalpinen Raumes ergeben sich erhebliche Abweichungen von dieser im Norden so klaren Dreiteilung.

Während der Trias gehörte zur Subalpinen Schwelle auch das Mercantour-Massiv. Die Fortsetzung deutet sich während des Lias ebenfalls an. Denn nahe der äußersten NW-Ecke des Massivs liegt am Col de Pourriac nach SACCO (1886) konglomeratischer Unter-Lias unmittelbar dem Kristallin auf. Wenig nördlicher (Jausiers und Faucon östl. Barcelonnette) ist noch Rät unter Gryphaeenkalken vorhanden; das gilt sowohl für das Autochthon (Erläuterungen zu Blatt Larche) wie für die hier fast autochthone Ubaye-

Decke (Erläuterungen zu Blatt Gap). Doch *fehlt auf der Innenseite des Mercantour jede Andeutung einer Tiefen-Fazies* — im Gegensatz etwa zur Belledonne-Schwelle! Der Lias²⁷⁾ bedeckt hier vielmehr in kalkiger Ausbildung meist unmittelbar die mittlere Trias (FRANCHI 1894). Aber auch die Brekzienfazies der Briançonnais-Zone ist SE-wärts zu Ende gegangen. Und so herrscht hier hinter dem Mercantour — bis zum Einsetzen des Pennins im NE — allgemein die „Zwischenfazies“, also kalkig-neritische Entwicklung (LÉON BERTRAND 1898, Blätter Argentera-Dronero, Demonte, Boves der Carta Geologica d'Italia 1 : 100 000).

Damit ist also der *innere Teil-Trog der Subalpinen Geosynklinale gegen SSE ausgeklungen*; Briançonnais und Mercantour = *Subalpiner Rücken* bilden so einen *gemeinsamen Schwellenbereich*.

Nach dem unmittelbaren Übergreifen von Ober-Jura auf Trias und Grundgebirge (FRANCHI 1894) bestand im zentralen Bereich des *Mercantour* während des Lias immer noch unüberflutetes Land. Hier läge also der *äußerste südöstliche Ausläufer des Subalpinen Rückens und zugleich auch sein letzter landfester Rest*.

An der heutigen Südkontur des Massives zeigt sich der Schwellencharakter in dem Ausfall von Hettang und Rät zwischen St. Étienne und St. Martin/Vesubie sowie in dem konglomeratischen Sinémur noch südlich dieser Linie (LÉON BERTRAND 1898). Weiter südlich, wie etwa im Gebiet des Dôme de Barrot, ist die Serie wieder vollständig. Hier stehen wir ja auch im äußeren Teil-Trog des Subalpins. Jedoch kam eine Tiefenfazies dort nicht einmal im Ober-Lias mehr zur Ablagerung. Wohl ist bei Barles der „type dauphinois“ noch in charakteristischer Ausbildung vorhanden (HAUG 1892), aber schon wenig weiter im SE tritt die Schieferfazies zurück, sodaß am Barrot im mittleren und oberen Lias nur mehr ± mergelige Kalke entwickelt sind.

Noch weiter südöstlich, also jenseits der Vesubie bzw. im italienischen Grenzgebiet nördlich Monaco, fehlt der Lias z. T. überhaupt oder liegt in dolomitischer Ausbildung über sandig-lignitischem Rät (LÉON BERTRAND 1898, PELLEGRIN 1902, KILIAN & RÉBOUL 1909 u. a.).

Hier schließt sich, vom Briançonnais über den Mercantour kommend, also die kalkig-neritische Lias-Entwicklung der inneralpinen Schwellen mit der außeralpinen Flachwasserfazies der Provence zusammen. Dazwischen *hebt sich der äußere Teil-Trog der Subalpinen Geosynklinale gegen SE allmählich axial heraus*.

27) Soweit er überhaupt vorhanden ist; vgl. S. 184.

Äußere Begrenzung des alpinen Raumes.

Die Tiefe des äußeren subalpinen Teil-Troges folgt etwa der Linie Grenoble-Gap-Barrot. Gegen Westen und Süden deutet sich wieder ein Fazieswechsel an.

Im *Norden*, zwischen Grenoble und dem Rhône-Tal bei Valence (Crussol), dürfte sich ein allmählicher Übergang vollziehen von der gewaltigen Schieferfazies des Subalpins zu den geringmächtigen Transgressionsgesteinen am Zentralplateau-Rande (s. S. 149 ff.). Die Grenze zum alpinen Raum liegt hier also im Vercors-Gebiet.

Die *Vocontischen Ketten* bieten keine Lias-Aufschlüsse; die Sättel sind nur bis zum Dogger hinab angeschnitten. So mag die paläogeographische Stellung dieses Gebietes zunächst wohl unsicher erscheinen. Doch ist hier, wie wir später sehen werden, nach der Entwicklung der jüngeren Formationen durchaus auch mit einer mächtig entwickelten Lias-Folge zu rechnen. Sehr wahrscheinlich hat zwischen dem Vercors im Norden und dem Vaucluse-Gebiet im Süden, also etwa im Bereich der Vocontischen Ketten, eine betonte Senke bestanden. Sie erreichte sicher bei weitem nicht die größte Tiefe der Dauphiné-Geosynklinale. Doch muß hier eine gewisse *Verbindung* aufrecht erhalten worden sein *zwischen dem Subalpinen Trog im Osten und dem Rhodanischen Becken im Westen*. Die immer wieder hervorgehobene Ähnlichkeit der Lias-Ausbildung von Aix einerseits und Digne andererseits macht diesen Weg besonders wahrscheinlich. Zwischen Die und der mittleren Durance besteht jedenfalls keine markante paläogeographische Außengrenze des alpinen Raumes.

Das ändert sich schlagartig bei Digne. Nördlich Barles ist der Lias noch ganz in Dauphiné-Fazies entwickelt; denn auch in dem unteren kalkigen Teil fehlt die Flachwasserfauna wie Gryphaeen, Brachiopoden, Gastropoden (HAUG 1892). Bei Digne dagegen sehen wir im Lias α Austernbänke und rauhe schwarze Silexknollen-Kalke. Im mittleren Lias erscheinen im Gegensatz zum Osten bereits Kalke, der Ober-Lias ist zwar schiefrig, aber nur etwa 100 m mächtig. Der gesamte Lias mag bei Digne die Stärke von 400 m haben²⁸⁾. Das bedeutet gegenüber dem Subalpin eine ganz erhebliche Reduktion. Trotzdem zeigt die Fazies noch gewisse Anklänge an die dortige Entwicklung. „C'est une région de type mixte, à caractères intermédiaires entre le type pro-

28) Die Zahlen: 200 m für den oberen und 650 m für den ganzen Lias (HAUG 1892) sind zu hoch gegriffen.

vençal et le type dauphinois“ (HAUG 1892). Wir stehen hier am paläogeographischen Außenrand des alpinen Raumes.

Weiter *südöstlich*, bei Barrême, ist das Hettang, das bei Digne noch Schlotheimien führt, bereits völlig dolomitisch (LANQUINE 1929), ebenso wie am mittleren und unteren Var. 10 km westlich Barrême besteht schon der gesamte Mittel- und Ober-Lias aus Kalen, die nur rund 50 m mächtig sind. Im höheren Lias ist die Fazies-Grenze besonders augenfällig im Bereich des Verdon: nördlich La Palud-Castellane noch die dunklen Mergel und Mergelkalke und schlagartig gegen Süden einsetzend dann die helle, z. T. dolomitische Ausbildung. Dieser Wechsel geht innerhalb der äußersten Falten der Subalpinen Randketten vor sich. Südlich Castellane soll dann auch — wie in großen Teilen der Nordprovençe (s. S. 153) — der Mittel-Lias fehlen.

Im *Osten* schließlich, bei Nizza und Monaco und hiervon nördlich bis zum Mercantour durchgehend, besteht der gesamte Lias nur mehr aus Dolomiten in mäßiger Mächtigkeit (LÉON BERTRAND 1898, PELLEGRIN 1902, KILIAN & RÉBOUL 1909).

Die Grenze zwischen Provençalischer Entwicklung und Alpiner Fazies, also der *Außenrand des Subalpinen Lias-Troges*, ist demnach *im Süden außerordentlich scharf*. Sie folgt der Linie Digne-Barrême-Castellane. Ostwärts klingt sie aus. Denn mit dem axialen Heraussteigen des Subalpinen Troges schließen sich seine Südgrenze und seine Nordkontur an der Vesubie zusammen. —

Teil-Ergebnis (III a): Die Sedimentationsräume im Lias (vgl. Taf. 11 a).

Für die Rät-Lias-Zeit ergeben sich die folgenden paläogeographischen Gegensätze und Zusammenhänge.

Innen-Alpen

Im Penninischen Raum kamen die Schistes lustrés als typische Gesteine der alpinen Ortho-Geosynklinale zur Ablagerung.

Gegen Westen verzahnen sich deren Sedimente mit der sog. Brekzien-Fazies der Briançonnais-Schwelle. Dieses Hochgebiet erscheint als solches erst nach der Rät-Zeit. Es lag im Bereich des heutigen Karbonfächers. Hier wurden fast nur grobe Kalk-Konglomerate abgelagert. Als schmaler Rücken trennte das Briançonnais die Pennin-Tiefe von der außerhalb liegenden Para-Geosynklinale des Subalpin.

Subalpin

Der Subalpine Trog selbst ist wiederum gegliedert durch die — z. T. bis in den oberen Lias noch landfeste — *Schwelle der Kristallin-Massive*. Beiderseits des schuttliefernden Rückens lag je eine Spezialsenke mit mächtiger Schiefer-Entwicklung. Der innere (helvetische) Teil-Trog geht südwärts bald zu Ende. Denn im Mercantour schließen sich das *Briançonnais* und die *Subalpine Schwelle* zu einem *gemeinsamen Hochgebiet* zusammen. Der äußere Teil-Trog des Subalpins hebt sich gegen SE ebenfalls langsam axial heraus. In den Alpes Maritimes nämlich verschmelzen Briançonnais-Fazies und kalkig-neritischer Lias der Provence miteinander. —

Von den alpinen Sedimentations-Trögen des Lias findet somit allein die Pennin-Geosynklinale eine Fortsetzung nach Süden (Ost-Korsika).

Seine westliche Grenze besitzt der alpine bzw. subalpine Ablagerungsraum etwa in der Linie Grenoble-Digne-Castellane. Außerhalb herrscht die kalkig-dolomitische Fazies flacheren Wassers, die sog. provençalische Entwicklung. Unscharf ist diese Grenze allein im Bereich der Vocontischen Ketten. Hier muß eine — über das Rhône-Becken hin — verbindende Senke zwischen Westalpen und Pyrenäen bestanden haben.

Provençalischer Raum

Zur nördlichen Provence hin ist dagegen die paläogeographische Außengrenze des alpinen Raumes ganz besonders scharf. Hier lag etwa in der Linie Estérel-Vaucluse eine nordwestlich gestreckte Schwelle. Auf ihr kam nur lückenhafter Lias zur Ablagerung. Sie erinnert ihrer Lage nach sehr an die Tanneron-Schwelle der Perm-Zeit (s. S. 124).

Erst im SW (nördlich Marseille) bestand wieder ein Becken mit tonigen Sedimenten in Cephalopoden-Fazies, der eigentliche Provençalische Trog. Seine westliche Fortsetzung bildet das Becken der Nordpyrenäen. Südlich wurde die Senke begrenzt durch eine Zentralpyrenäisch-Maurische Schwelle, nördlich dagegen stand sie in unmittelbarem Zusammenhang mit der Rhône-Tiefe.

Rhodanische Senke

Das Rhodanische Becken mit vorwiegend tonigen Lias-Gesteinen wird im Westen begrenzt von dem Festlands-Schild des Zentral-Massivs. Eine klastische Randfazies begleitet das allmähliche Vorgreifen des Meeres über das Grundgebirge besonders ent-

lang der Cevennen-Linie. Das gilt von Valence im Norden, wo das Zentral-Plateau der alpinen Geosynklinale am nächsten steht, bis in die Corbières, wo das Massiv gleichzeitig den Nordpyrenäen-Trog begrenzt.

Zentral-Massiv

Auf dem Zentral-Massiv selbst macht die bereits in der Trias ausgedehnte Eindeckung von Stufe zu Stufe im Lias weitere Fortschritte. Auch jetzt gliedert ein Quertrog im Causses-Gebiet von einem nördlichen Massiv-Teil die Mtge. Noire als südliche Sonderschwelle ab. —

Fazies und Mächtigkeit des Lias geben bereits sehr deutlich Lage und Ausdehnung von Schwellen und Becken wieder. Gegenüber der Trias ist besonders auffällig: in den *Alpen* das scharfe Heraustreten der Briançonnais-Schwelle, demgegenüber die allmähliche Eindeckung des Subalpinen Rückens; im *Provençalischen Raum* die Andeutung einer — Alpen und Pyrenäen trennenden — Schwelle Estérel-Vaucluse, demgegenüber das verstärkte Einsinken eines Nordpyrenäisch-Provençalischen Troges. Am Zentral-Massiv tritt die heutige Kontur der Cevennen als West-Rand der Rhône-Senke schon recht deutlich heraus. —

IIIb) Mittel-Jura (vgl. Taf. 11a). (Ergebnis S. 173).

Unter „Mittel-Jura“ werden hier die Gruppen von Bayeux, Bath, Kellaway und Oxford zusammengefaßt, also die Schichtserie, welche mit der Zone der *Ludwigia munchisonae* beginnt und mit der Zone des *Aspidoceras perarmatum* abschließt. Unser Begriff „Mittel-Jura“ deckt sich demnach nicht mit „Jurassique moyen“, da diese Bezeichnung in der französischen Literatur für den mittleren Teil der Dogger + Malm-Serie angewandt wird.

Im Mittel-Jura erfuhren die paläogeographisch definierten Räume des Lias nur geringe Veränderungen. Die eigentlichen Grenzen der Sedimentationsgebiete sind infolge der weit fortgeschrittenen Verebnung und Eindeckung offenbar etwas weniger scharf. Jedoch zeichnen sich die Bereiche verstärkter Eintiefung gegenüber denen mit träger Senkungstendenz deutlich ab.

1. Außeralpiner Raum (Zsfg. S. 168).

Zentral-Massiv

Die unmittelbare Uferlinie des mitteljurassischen Meeres ist nicht festzulegen. Denn im Bereich des östlichen Zentral-Massives

sind direkte Überlagerungen Dogger/Grundgebirge bzw. Dogger/Vorlias nicht bekannt geworden²⁹). Dagegen treten klastische Einschüttungen von mäßig grobem Kristallin-Material auf. So erscheinen noch im Kellaway von La Voulte südlich Valence Geröllzonen (MUNIER-CHALMAS 1895); die Quarzkörner in den Bath-Kalken von Privas weisen wohl auf das gleiche Einzugsgebiet hin; sie reichen bis Alais gegen Süden, wo sie (nach den Erläuterungen zum Blatt A.) beachtlicherweise das „Cornbrash“-Niveau auszeichnen. Eine gewisse *Transgression* des Mittel-Jura hat also im *Vivarais* wohl über die Lias-Verbreitung hinaus stattgefunden. Im übrigen kennen wir an klastischen Andeutungen nur geringe Kalksandsteine an der Basis des Bayeux aus dem Gebiet nördlich Lodève, bei Alzon, Nant usw. (NICKLÈS 1907); hier gibt sich also ebenfalls ein *Hochgebiet im Südteil der Cevennen* deutlich zu erkennen. Mit einem noch landfest gebliebenen Teil ist freilich kaum zu rechnen (vgl. S. 150, Lias).

Im gesamten Bereich des Zentral-Massivs weist die Fazies auf sehr flaches Wasser hin. Am vollkommensten ist dabei die Schichtfolge noch im Gebiet der Causses. Hier sind zwischen St. Affrique und Sévérac (Erläuterungen zu Blatt S.) im Bayeux Kalke mit Silexknollen entwickelt, die etwa bei Millau bis zu 100 m mächtig werden. Zu dieser Zeit bestand nach THÉVENIN (1903) über Rodez hin noch eine Verbindung zwischen Causses-Senke und Aquitanischem Becken, die später verloren ging. Oberes Bayeux und Bath sind ausgezeichnet durch Dolomite, Oolite und Korallenkalke. Diese Gesteine sollen hier ca. 300 m mächtig werden. Kellaway und Oxford sind dagegen nur als insgesamt 20 m kristalline oder oolitisch-glaukonitische Kalke vertreten.

Von dieser Achse des Causses-Troges aus werden alle Schichten gegen Westen (Mtge. Noire) wie gegen Norden und Osten wesentlich geringermächtig. Von besonderem Interesse ist dabei die Fazies im Bereich der Cevennen. Neben den weitaus vorherrschenden Dolomiten treten hier nämlich im unteren Bath Schichten mit *Cyrena*, *Planorbis* etc. und Lignite auf, überlagert von Korallenkalcken oder Ooliten (Blatt Alais; NICKLÈS u. a.). Diese brackische Fazies begleitet den gesamten Westsaum der Cevennen von Florac im Norden bis zu ihrem heutigen Südende bei Alzon³⁰).

29) HAUG (1927) erwähnt eine solche *Transgression* dagegen aus dem Norden, dem Gebiet von Le Puy.

30) Die gleichen brackischen Schichten herrschen nach THÉVENIN (1903) im Gebiet von Rodez. Die zeigen an, daß die Straße zwischen Aquitan-Becken und Causses-Trog im Bath für marine Kommunikation gesperrt war.

Die Cevennen bildeten also im Dogger als rückenartige Untiefe eine Scheide zwischen dem Causses-Trog im Westen und dem Rhodanischen Becken im Osten.

Rhodanisches Becken

Denn auf die Rhône-Senke zu setzt in allen Stufen des Mittel-Jura wieder eine vollmarine Fazies ein.

So sind bei Valence in der Chaîne de Crussol in Phosphorit-Geröllen und Pholadenlöchern (SAYN 1910, ROMAN 1921) zwar noch Anzeichen von Küstennähe zu erblicken; aber das Bayeux enthält bereits Ammoniten, das Bath ist im unteren Teil mergelig, der höhere Dogger als schwarze Schiefertone entwickelt. Weiter südlich erscheinen im Kellaway von La Voulte zwar noch Schwämme (Blatt Privas). Doch ist zwischen Privas und Alais die 200—250 m mächtige Doggerserie schon vorwiegend als Mergel ausgebildet. Das Bayeux ist durch dunkle Cancellophycus-Schichten ausgezeichnet, Kellaway-Oxford durch blaugraue Schiefertone. In weinroten Lagen (KILIAN 1906) deutet sich wohl die geringe Entfernung zur Küste an.

Bei St. Hippolyte geht diese Fazies aus dem Dolomitkranz der Cevennen ostwärts hervor (Blatt Le Vigan). Und analoge Veränderungen in der Ausbildung des Doggers gehen nach MENGEL (1904) in den Corbières vor sich. Dort haben wir die SE-Ecke der Mtge. Noire-Schwelle zu suchen.

So grenzt an den Rand des Zentral-Massivs ein Gebiet mit ostwärts zunehmender Tiefe. Von Valence im Norden dehnte sich dieses Dogger-Becken südwärts etwa entlang der heutigen Rhône-Senke, soweit das aus den wenigen Aufschlüssen dort kenntlich wird. Tritt doch z. B. östlich von Orange in der tektonischen Aufpressung von Gigondas-Suzette der höhere Teil des Doggers in Form von mächtigen schwarzgrauen Mergeln zutage. Weiter südlich liegt der nächste Beobachtungspunkt erst wieder bei Montpellier (Erläuterungen zu Blatt M.). In der Sattel-Zone südwestlich dieser Stadt erscheinen als Bayeux Cancellophycus-Mergel, nach ROMAN (1907) ähnlich denen von Valence, als Bath Mergelkalke mit Phylloceraten; im Kellaway-Oxford herrschen ebenfalls tonige Gesteine vor. Von dieser Stelle aus nur 20 km weiter nordwestlich ist dagegen die Schichtfolge bereits in eine nicht mehr zu gliedernde Dolomit-Masse übergegangen, in die Randfazies des Zentral-Massivs.

So liegt in der Rhodanischen Senke ein nordsüdlich gestrecktes Becken mit bathyalen Dogger-Entwicklung.

Provençalisches Becken

Diese Fazies setzt sich auf der Ostseite der Rhône fort — wenigstens soweit südlich der unteren Durance der Mittel-Jura zutage tritt.

Insbesondere gilt das für die Umgebung von Aix. Hier sind in der Mtge. de Ste. Victoire, in der Chaîne de la Nerthe usw. dunkle Kalkmergel entwickelt, z. T. sogar mit Phylloceraten, schwärzliche Cephalopoden-Tone vertreten Kellaway und Oxford (LANQUINE 1929). Die ganze Serie ist etwa 500 m mächtig (Blatt Aix).

Diese *Tiefenfazies* im gesamten Mittel-Jura läßt das Bestehen eines Provençalischen Beckens erkennen. Aber seine *Grenzen sind ziemlich eng*. Wir können sie einigermaßen klar ziehen. Die Trog-Achse muß etwa zwischen Aix und Marseille gelegen haben. Von hier aus ostwärts reichen die Dogger-Tone noch bis über die Chaîne de la Ste. Baume hinaus. Selbst bei Brignoles sind Bayeux und Unter-Bath noch vorwiegend mergelig; dolomitische Kalke mit Brachiopoden erscheinen erst im Ober-Bath; die Mächtigkeit des Unter-Doggers beträgt hier rund 150 m (gegenüber ca. 300 m bei Aix!).

Von dieser Linie Aix-Brignoles aus ändert sich die Fazies nach drei Richtungen in gleicher Weise.

Südgrenze. — Zunächst ist eine deutlich neritische Fazies im Süden zu beobachten. Sind bei Bandol SE Marseille noch etwa 150 m Bayeux-Bath-Mergel unter 60–80 m dolomitischen Bath-Kalken vorhanden, so erscheinen bereits bei Toulon Eisenoolite in der Sowerbyi-Zone (Erl. z. Blatt Toulon), darüber im Bath kompakte Korallenkalke. Im Mont des Oiseaux bei Hyères ist dieser neritische Einschlag besonders ausgeprägt in groben Ooliten und durch verschwindend kleine Mächtigkeit des Bayeux (PARENT 1933). Aus dem Kellaway erwähnt HAUG (1927) sogar glimmerführende Kalksandsteine.

So deutet sich als *südlicher Abschluß des Provençalischen Troges ein Schwellengebiet* an, das wir — in Analogie zu den Verhältnissen des Lias — als östliche Fortsetzung des *Zentralpyrenäischen Rückens* auffassen müssen.

Nordprovençalische Schwelle

Seine Verlängerung fand dieses Hochgebiet in dem Maurischen Massiv. Es bildet dort gleichzeitig die östliche und nordöstliche Begrenzung des Provençalischen Troges.

Denn von Brignoles aus verschwinden gegen N und E alle

tonigen Schichten und machen zunächst Kalken mit fast ausschließlicher Nerineen-, Brachiopoden- und Austern-Fauna Platz (LANQUINE 1929). Das Aufsetzen der neritischen Dogger-Fazies geschieht dabei etwa am Argens bzw. an der Durance in der Gegend von Rians und am unteren Verdon. Kellaway ist nur noch sporadisch als geringmächtiger Kalk vertreten, Oxford fehlt überhaupt (vgl. S. 181). Die gegen Osten letzten Ammoniten erwähnt LANQUINE von Draguignan. Von hier aus sind dann bis zum unteren Var vorwiegend Dolomite entwickelt; sie enthalten eine Bayeux-Fauna mit Austern, Pectiniden, Nerineen etc. Grobe Oolite ähnlich denen von Hyères erscheinen im Bath bei Grasse und liefern hier ebenfalls Korallen (KILIAN & GUÉBARD 1902).

Erst weit im Norden nimmt der Dogger wieder küstenfernere Fazies an; der Rand gegen die Alpen-Tiefe liegt etwa bei Escragnoles. Die Flachwasser-Zone findet dagegen nach Osten und Südosten über Nizza und Monaco Verbindung mit einem weiteren Hochgebiet (vgl. S. 171).

Zusammenfassung

Auf dem flachen Schild des *Zentral-Massivs* kam — soweit diese Masse nicht überhaupt das Meeres-Niveau überragte — ein rein neritischer Mittel-Jura zur Sedimentation, z. T. sogar in Brackwasser-Fazies. Landmasse bzw. Schelfgebiet fanden ihre scharfe Grenze im Ostabfall der Cevennen und dessen Verlängerung nach NNE und SSW. Eine nordsüdlich gestreckte *Rhodanische Tiefzone* steht in unmittelbarem Zusammenhang mit einer Senke, dokumentiert in dem mächtig entwickelten Dogger der mittleren Provence.

Dieses nur kleine *Provençalische Becken* wird — seine Westseite ausgenommen — umrahmt von einem weiten Gebiet mit neritischem Dogger. Es handelt sich nicht etwa allein um einen südlich liegenden Randsaum der *Zentralpyrenäisch-Maurischen Schwelle*. Vielmehr besteht — mit diesem Hochgebiet etwa im Estérel zusammenhängend — ein quer dazu gestreckter Rücken. Sein Vorhandensein kennen wir sicher bis zur Verdon-Durance-Mündung. Daß er sich darüber hinaus gegen NW verlängerte, zeigt der Flachwasser-Einschlag im Dogger der Gegend von Digne; (s. u.). Etwa im Bereich des Vaucluse-Plateaus muß er wohl sein Ende gefunden haben. Diese „*Vaucluse-Estérel-Schwelle*“ bildete die Fazies- und Faunen-Scheide zwischen dem Rhodanisch-Provençalischen Becken im Westen und der Alpen-Geosynklinale im Osten.

2. Alpiner Raum.

Becken und Schwellen der Alpen.

In der Pennin-Geosynklinale findet die Sedimentation der Schistes lustrés ihre Fortsetzung.

Briançonnais-Schwelle

Ost-Rand. — Am Col de Fréjus (südöstl. Modane) stellen sich inmitten dieser Schiefer westwärts schwarze Bath-Kalke ein (KILIAN & RÉVIL 1917), also eine Andeutung flacheren Wassers. Tatsächlich besteht als *West-Rand des Pennins auch im Dogger die Briançonnais-Schwelle*. Auf ihrer Höhe fehlt der Mittel-Jura örtlich überhaupt. So liegt z. B. in der Berggruppe des Pierre Eyrautz 10 km südlich Briançon der Ober-Jura auf Trias, in den höheren, östlicher wurzelnden Deckschuppen ist dagegen der Dogger mit Brekzien und schwarzen Brachiopodenkalken vorhanden (LUGEON 1899; MORET, RAGUIN & SCHNEEGANS 1930); wenig weiter alpen-einwärts muß demnach auch hier die Grenze zu der Schistes-lustrés-Fazies folgen.

Schwellen-Achse. — Auf der Höhe der Schwelle selbst ist der Mittel-Jura oft nicht nachzuweisen oder — etwa in der Zone von Briançon — ähnlich dem Lias in kalkigen Konglomeraten vertreten (SCHNEEGANS 1931, RAGUIN 1933)³¹⁾. Typisch aber für den Briançonnais-Dogger sind die *Mytilus*-Schichten; sie liegen z. T. mit konglomeratischer Basis unmittelbar über der Trias und enthalten eine betont neritische Fauna, außer *Mytilus*: Brachiopoden, Gastropoden usw. (KILIAN 1912), genau wie in den Decken der Préalpes bei Genf.

Die Kalkkonglomerate und zoogenen Kalke aus Foraminiferen-, Korallen- und Echinodermen-Resten zeigen wiederum ein im Briançonnais gelegenes Hochgebiet an (KILIAN 1909, PUSSENOT 1910). Nordwärts findet es seine Fortsetzung auf den St. Bernhard zu. In der südöstlichen Verlängerung, also etwa im Maira- und Stura-Tal zwischen Argentera und Tenda, ist Mittel-Jura nicht bekannt; hier transgrediert der Ober-Jura (FRANCHI 1894), vielleicht bei primärem Fehlen des Dogger. Jedenfalls streicht in dieser Richtung die den Pennin-Trog westlich abschließende Schwelle weiter (vgl. S. 157).

West-Rand. — Von der Höhe des Briançonnais mit fehlendem Dogger stellt sich westwärts allmählich wieder eine Fazies

31) Der im Oxford beginnende Kalk von Guillestre gehört harmonisch zum „Oberjura“ (s. S. 184).

mäßiger Wasserbedeckung ein. Der Wechsel ist z. B. in den Ubaye-Decken gut erkennbar. Dort sind durch Y. WAHL (1927) über teilweise rotgefärbten Brekzien oolitische Bath-Kalke in 20 m Mächtigkeit örtlich nachgewiesen. Sie müssen bereits vom Westhang des Hochgebietes stammen; denn die höheren Deckschuppen enthalten eine Lücke unter dem Malm und beweisen so ihre Herkunft vom Kamm des Rückens. —

Subalpin

Trog-Fazies. — Westwärts senkt sich die Briançonnais-Schwelle wiederum zu einer ausgedehnten Sediment-Sammelmulde ein, dem Subalpinen Trog.

Am östlichen Pelvoux-Rand (Alpe d'Arsine) besteht noch eine vom Hochgebiet Briançon herzuleitende Echinodermen-Fazies im unteren Dogger (KILIAN & RÉVIL 1917). Von hier aus westlich aber kamen ausgesprochene Tiefsedimente zur Ablagerung (HAUG 1892, P. LORY 1901, KILIAN & RÉVIL 1917 u. a.). Wo in der Umgebung von Belledonne, Pelvoux usw. der Mittel-Jura nachgewiesen werden konnte, besteht er aus dunklen Mergeln und schwarzen Mergelkalcken in Bayeux-Bath und schwarzen Schiefertönen in Kellaway-Oxford. Diese maximal etwa 800 m mächtigen Gesteine setzen in großer Einförmigkeit die Schiefer-Serie des Ober-Lias ununterbrochen fort. Darin dokumentieren sich recht ruhige Sedimentationsverhältnisse. In der Bayeux-Stufe des Drac-Tales sind z. B. 90% aller Ammoniten Phylloceraten (LORY 1903); sie erweisen den „mediterranen“ pelagischen Faunencharakter.

Von La Grave im Osten hält die Tiefenfazies westwärts über den Bereich der Kristallin-Massive hinweg bis Grenoble an. — *Eine Subalpine Schwelle (Belledonne-Pelvoux) besteht somit im Mittel-Jura nicht mehr.*

Der Trog dehnte sich südwärts bis Gap und weiterhin aus. Besonders augenfällig ist hier — etwa im Embrun- und Ubaye-Gebiet — der Gegensatz zwischen der überfahrenen Schieferserie des Autochthon und der Konglomerat- bzw. Kalkfazies der daraufgeschobenen Embrunais-Decken. Die eigentliche Senke zieht dann außerhalb des Mercantour-Massivs herum und verläuft etwa östlich Digne — nördlich Castellane auf den Dôme de Barrot zu. Die Tiefe nimmt in dieser Richtung bereits langsam ab, doch sind nach LÉON BERTRAND (1898) Phylloceraten und Lytoceraten noch immer häufig.

Mercantour-Schwelle

Wie in älteren Formationen, so gibt sich auch jetzt wieder

die NW-Ecke des *Mercantour* als paläogeographisch markanter Punkt zu erkennen. Inmitten des Dogger erscheinen hier bei Enchastrayes (südwestl. Argentera) schwarze Spongien-Kalke als erstes Anzeichen seichteren Wassers. In der Nähe des südlichen Massiv-Randes nimmt die Mächtigkeit nordwärts bis auf wenige Meter ab, kalkige Gesteine setzen auf, im Bath kommen örtlich sogar Konglomerate vor (LÉON BERTRAND 1898).

So zeigt sich das Vorhandensein einer — *den Subalpinen Trog nordöstlich begleitenden* — *Mercantour-Schwelle*. Daß sie unmittelbar zusammenhing mit dem Rücken des Briançonnais, ist nach dem Fehlen jeglichen Doggers im Zwischengebiet wohl eindeutig. Wesentlich ist ferner, daß sie ihre Fortsetzung fand zwischen der heutigen SE-Ecke der Kristallin-Aufragung bei Tenda und der Mittelmeerküste bei Nizza-Monaco. Hier ist nach AMBEYRAC (1902) bei Eze der ganze Jura außer dem unbedeutenden Lias nur etwa 200 m stark; LÉON BERTRAND (1902) betont den litoralen Charakter der sehr reduzierten Dogger-Sedimente; diese sollen ausschließlich aus Dolomiten bestehen (KILIAN & RÉBOUL 1909); PELLEGRIN (1902) gibt die Mächtigkeit der Lias-Kellaway-Serie von Monaco mit nur 50 m an. Schließlich liegen in der Gegend des Roya- und Bevera-Tales geringmächtige Dogger-Dolomite unmittelbar auf der Trias (RIVIÈRE 1928); mag nun der Lias hier primär fehlen oder vor der Sedimentation des Mittel-Jura denudiert worden sein. Deutlich zum Ausdruck kommt dadurch jedenfalls der *Schwellencharakter des Gebietes nördlich Monaco*, analog dem Innenhang des *Mercantour* (Stura-Tal), mit dem es eine paläogeographische Einheit bildet. Da das Hochgebiet über Nizza-Grasse usw. (Korallenkalk; s. o.) in unmittelbarer *Verbindung* steht mit dem *Schelfgebiet der Nord-Provence*, findet der Subalpine Trog in den Alpes Maritimes sein Ende.

Äußere Begrenzung des alpinen Raumes.

Der West-Rand der Subalpinen Geosynklinale ist — ähnlich wie für den Lias — auch für den Mittel-Jura streckenweise recht genau festzulegen.

Vercors

Scharf zu fixieren ist die Faziesgrenze besonders auf der Strecke zwischen dem Ketten-Jura und dem Vercors-Gebiet. So ist nach KILIAN & RÉVIL bei Corenc/Grenoble nur der unterste Dogger noch tonig entwickelt, schon im Bath folgen massige Oolitkalke. Analog geht im SE von Chambéry die noch rein alpine Schieferserie von La Rochette/Allevard nordwestwärts über in

Silexknollen- und Echinodermenkalke (Bayeux-Bath), dann einen 2 m dicken Eisenoolit, der das gesamte Kellaway darstellt; Oxford keilt ganz aus (HOLLANDE 1894). Das sind bereits die Sedimente eines der Alpen-Geosynklinale westlich vorgelagerten Schelfes³²⁾. Dieser hob sich zwischen Lyon und Valence weiterhin zum Zentral-Plateau heraus; sein östlicher Abfall zum Alpen-Trog lag etwa auf der Linie Chambéry-Grenoble-Die.

Vocontisches Gebiet

Von hier aus südlich fehlt dagegen eine scharfe Außengrenze alpiner Fazies. Vielmehr setzen sich die gleichen bathyalen Sedimente, wie sie für den Subalpinen Trog so charakteristisch sind, etwa von Gap aus über die Durance westwärts fort. Sie sind ebenso typisch für den Mittel-Jura der Vocontischen Ketten. Die violett- bis bräunlichschwarzen Schiefertone von Kellaway-Oxford sind in den weiten Sattel-Tälern von Die, La Motte-Chalançon, Le Buis usw. noch genau so entwickelt wie im Osten bei Aspres-sur-Buëch und Sisteron. Sie sind hier über 200 m tief angeschnitten. Die Bayeux-Bath-Schichten kommen außer der Gegend von Sisteron (Eyguians usw.) nur noch in einem Sattelkern östlich Nyons zutage, hier immerhin mehr als 50 km westlich des Alpenrandes. An beiden Stellen nichts von Flachwasser-Fazies, sondern ebenfalls dunkle Mergelkalke ähnlich denen im Subalpin. Der überwiegend mergelige Mittel-Jura zwischen Die und der Mtge. de Lure ist somit wenigstens 300 m mächtig zu schätzen.

So lag während des Doggers *im Vocontischen Bereich eine deutliche Tiefe*, der „Vocontische Trog“³³⁾, als westliche Ausstülpung der Subalpinen Geosynklinale. Gleichzeitig bildete diese Senke die Verbindungsstraße zum Rhodanischen Becken (Le Buis-Gigondas/Orange; vgl. S. 167).

Digne-Var

Die also verlorengegangene scharfe Außengrenze des Subalpins finden wir wieder in der Gegend von Digne. Bei dieser Stadt selbst ist die Serie Bayeux-Bath nach HAUG (1892) noch ca. 400 m mächtig; der ganze Mittel-Jura ist überwiegend durch milde schwarze Mergel mit *Phylloceras* und *Posidonia alpina* vertreten. Eine Abweichung bringen bereits wenige km südlich Digne (Cha-

32) Beachtlich ist das im NW erneute Aufsetzen einer Tiefenfazies im eigentlichen Kettenjura, wo Kellaway-Oxford in mächtiger Schieferentwicklung ein kalkig-mergeliges Bayeux-Bath überlagern (DOUXAMI 1901).

33) Wir folgen mit dieser Bezeichnung PAQUIER (1900), der die entsprechende Senke der Kreide-Zeit „fosse vocontienne“ benannte

brières) 20 m Kalke im Kellaway mit Anklängen an „provençalische“ Fazies (HAUG).

Besonders augenfällig ist dann der enorm schnelle Fazies-Wechsel südlich Barrême und Castellane. Während in den inneren Sätteln der Subalpinen Randfalten die hier wenigstens 500 m mächtigen dunklen Dogger-Schiefer noch zu weiten Tälern erodiert sind, erscheinen an der Alpenrandüberschiebung nur mehr helle Brachiopodenkalke bzw. Dolomite in einer Stärke von nur etwa 150 m. Dieser Wechsel ist äußerst eindrucksvoll; er vollzieht sich auf eine primäre Entfernung von knapp 10 km — nach Ausglättung des heutigen Faltenbildes!

Weiter östlich tritt die Außengrenze des alpinen Faziesbezirkes darum nicht mehr so deutlich in Erscheinung, weil diese Senke als solche an Bedeutung wesentlich einbüßt.

Denn in den Subalpinen Randketten zwischen Castellane und dem unteren Var herrscht bereits neritische Fazies (KILIAN & GUÉBHARD 1902). Die Dolomite des Bayeux sind von denen des Lias schwer zu trennen; dann folgen Oolite, klotzige Kalke und Dolomite mit Korallen und Brachiopoden im Bath. Kellaway-Oxford-Kalke lieferten nur im Norden noch Phylloceraten, südlich (Escragnolles-Grasse usw.) überwiegen Schwämme und Austern in glaukonitischen Schichten. Schon darin kommt die „Küstenfazies des Maurischen Massivs“ zum Ausdruck (K. & G.). Dessen östlichster Ausläufer *Tanneron-Estérel* liegt in allernächster Nachbarschaft und ist hier somit eindeutig die unmittelbare südliche bzw. überhaupt *äußere Begrenzung des alpinen Geosynklinal-Raumes*. Seine neritische Randfazies steht, wie oben dargelegt wurde, ostwärts über Nizza und Monaco in unmittelbarer *Verbindung mit der inneralpinen Schwelle des Mercantour*.

Teil-Ergebnis (III b): Die Sedimentationsräume des Mittel-Jura (vgl. Taf. 11 a).

Während des Mittel-Jura bestehen folgende paläogeographische Einheiten.

Pennin

In der alpinen Ortho-Geosynklinale werden weitere Tiefensedimente abgelagert. Der penninische Raum bleibt in ständiger Senkung.

Briançonnais

Seine scharfe Westgrenze bildet das Briançonnais. Kalkkonglomerate, *Mytilus*-Schichten und ähnliche typische Flach-

wasser-Gesteine sowie das örtliche Fehlen des Dogger geben das Fortbestehen der *Briançonnais-Schwelle* deutlich zu erkennen. Sie ähnelt in Lage und Ausdehnung dem schon während des Lias vorhandenen Rücken und entspricht dem heutigen „Karbonfächer“, der „zone axiale“. Die *Embrunais-Zone* enthält bereits die Fazies des Schwellen-Westhanges.

Subalpin

Im Subalpinen Raum setzen sich die tonigen Gesteine des Lias ununterbrochen durch den gesamten Mittel-Jura fort. Hier besteht eine tiefe Sedimentationsmulde mit bathyaler Fazies und pelagischer Fauna. Der Rücken der Kristallin-Massive Pelvoux-Belledonne usw., d. h. die *Subalpine Schwelle* besteht hier nicht mehr, sondern ist vollkommen in die Senkung einbezogen. Den letzten Rest dieser Aufragung bildet das *Mercantour-Massiv* (s. u.). Es verschmilzt während des Mittel-Jura völlig mit dem *Briançonnais-Rücken*, eine Verbindung, die sich im Lias bereits angebahnt hatte; eine Fortsetzung dieses Hochgebietes zieht über den unteren Var auf Monaco zu.

Gleichzeitig verflacht sich die *Subalpine Geosynklinale* in südöstlicher Richtung immer mehr, um schließlich in den Alpes Maritimes auszuklingen.

Die äußere, westliche Grenze des Subalpinen Troges ist zwischen Chambéry und dem Vercorsgebiet von Grenoble bis Die recht markant. An dieser Linie gehen die mächtigen Dogger-Tone westwärts in die Brachiopoden-Korallenkalke des Zentralplateau-Schelfes über. Eine ähnlich scharfe Fazies-Grenze begleitet die alpine Senke auf ihrer SW-Seite zwischen Digne und dem mittleren Var. Hier war der Abfall besonders abrupt. Am unteren Verdon z. B. vollzieht sich der Wechsel von der mächtigen Mergelserie zu einer stark reduzierten Kalk-Dolomit-Folge südwärts auf eine Strecke von wenigen Kilometern.

Vocontisches Gebiet

Die paläogeographische Außengrenze fehlt dem Subalpinen Trog dagegen in dem Bereich zwischen Die und Digne. Hier im Vocontischen Gebiet greift vielmehr die bathyale Entwicklung aus den Alpen weit westwärts vor. Damit dokumentiert sich eine Quersenke zwischen Vercors und Mtge. de Lure, ein *Vocontischer Trog*. Durch diese Ost-West-Straße stand der alpine Raum in unmittelbarer Verbindung mit dem Rhodanischen Becken (s. u.).

Zentral-Massiv

In der Rhône-Senke kennen wir tonig entwickelten Dogger von Valence bis Montpellier. Westwärts stellen sich jedoch Sedimentationslücken ein und vor allem ausgesprochen neritischer Habitus, Kalksandsteine, Dolomite usw. Der Abfall der *Cevennen* tritt faziell noch schärfer in Erscheinung als während des Lias.

Auf dem Zentral-Massiv selbst ist der *Causses-Trog* in der größeren Mächtigkeit der Kalke und Dolomite noch immer nachweisbar. Er hat jedoch an Bedeutung wesentlich eingebüßt. Seine Verbindung mit dem offenen Meere muß zudem zeitweise recht mangelhaft gewesen sein. Denn auf der Ostseite, also am westlichen Hang der Cevennen-Schwelle, kommt es im Bath zur Bildung von Ligniten und Brackwasser-Schichten.

Rhodanisch-Provençalische Becken

Die Dolomit-Kalk-Fazies des Zentral-Massiv-Randes macht ostwärts sehr schnell einer tonigen Entwicklung Platz, welche die *Rhodanische Senke als Dogger-Becken* charakterisiert. Mit dem Vocontischen Trog bestand unmittelbare Verbindung über Le Buis-Orange. Im Süden herrscht die bathyale Fazies bei Montpellier.

Hier verfließt die nordsüdliche Tiefe mit einer Senke, die sich einerseits (Westen) um den Südfuß der Mtge. Noire herum gegen die *Nordpyrenäen* fortsetzt, andererseits (Osten) in die mittlere *Provence* hinein erstreckt.

Dieses eigentliche *Provençalische Becken* deutet sich in betont bathyaler und mächtiger Doggerentwicklung der Gegend von Aix, Ste. Beaufort usw. an, wie wir sie ähnlich im Subalpin kennen. Eine unmittelbare Verbindung nach dort bestand freilich nicht. Das Sedimentations-Gebiet schließt sich vielmehr auf drei Seiten.

Im Süden von Marseille-Toulon erscheinen Korallenkalke als neritische Nordrandfazies einer *Zentralpyrenäisch-Maurischen Schwelle*. Im Osten und Nordosten hebt sich der weite Schelf der Nord-provence mit analoger Dogger-Fazies heraus. Dokumentiert in reiner Dolomitentwicklung besteht hier ein breites Hochgebiet, das etwa im Estérel vom Maurischen Massiv abzweigt und sich über Draguignan auf das Vaucluse-Gebiet zu erstreckt. Es ist noch südwestlich von Digne nachzuweisen. Diese *Vaucluse-Estérel-Schwelle* bildet die scharfe Scheide zwischen der alpinen Geosynklinale im NE und dem Provençalisch-Pyrenäischen Becken im SW.

Schwellen-Gebiet des unteren Var

Dasselbe Hochgebiet steht über Nizza-Monaco in Verbindung mit der vom Mercantour südwärts fortstreichenden Schwelle. Die fazielle Ähnlichkeit mit der Briançonnais-Zone ist nicht zu leugnen. Und wenn diese wiederum an die Dogger-Entwicklung Sardiniens starke Anklänge zeigt (KILIAN & RÉVIL), so dürfte wohl eine von Briançon über Mercantour-Monaco-Korsika durchgehende Schwellen-Einheit bestanden haben. Nur eine Abzweigung davon ist das Schelfgebiet der Nordprovence zwischen Estérel und Vaucluse. Eingegabelt zwischen Korsika-Mercantour-Briançonnais-Schwelle im Inneren (E—NE) und Nizza-Estérel-Vaucluse-Rücken auf der Außenseite (S—SW—W) geht in den Alpes Maritimes der *Subalpine Trog* südostwärts zu Ende.

Der Mittel-Jura scheint über den Lias kaum hinauszugreifen. Senkungs-träge (Schwellen-) und senkungs-freudige (Becken-) Gebiete begrenzen sich im großen Bilde ähnlich denen des Lias. Einige Veränderungen sind wesentlich. In den Alpen verschwindet die Subalpine Schwelle; das Mercantour-Massiv verschmilzt völlig mit dem Briançonnais-Rücken; es hängt über den unteren Var mit der Maurisch-Zentralpyrenäischen Hochgebiet und der Estérel-Vaucluse-Schwelle zusammen. Diese tritt deutlicher hervor als bisher. Nördlich davon ist ein Vocontischer Trog nachweisbar als Straße zwischen Subalpin und Rhodanisch-Provençalischem Becken. Die Ostkontur der Cevennen verdeutlicht sich. Der Causses-Trog verliert an Tiefe.

III c) Ober-Jura (vgl. Taf. 11 a).
(Ergebnis S. 185).

In dem Begriff „Ober-Jura“ fassen wir hier die Schichten zusammen, welche mit der Zone des *Ochetoceras canaliculatum* (Ober-Oxford) beginnen und bis an die Basis des Berrias hinaufreichen. Dieser „Ober-Jura“ genannte Komplex entspricht somit dem „Jurassique moyen et supérieur“ der französischen Literatur.

Die Ausbildung des höheren Jura läßt ein über weite Areale recht einheitliches Hauptgebiet der Sedimentation erkennen. Von diesem Bereich ausgehend kommen wir zur Verfolgung seiner Grenzen und damit zur Erkenntnis der paläogeographischen Einheiten.

1. Subalpin-Vocontisches Hauptbecken.

Subalpin und Vocontische Ketten sind ausgezeichnet durch folgende Entwicklung des Ober-Jura: Aus den dunklen Mergeln

des Kellaway-Oxford gehen zunächst die Aargau-Schichten (Argovien = Birmensdorf) hervor, eine ca. 40 m mächtige Wechselfolge von Mergeln und Kalkbänken. Über wiederum etwa 50 m milden Mergelschiefen tritt dann ein Paket wohlgeschichteter hellgrauer Kalke als besonders charakteristisch heraus, das Sequan (Schichten mit *Perisphinctes lothari* OPP., entsprechend dem Weißjura γ bzw. dem norddeutschen Unter-Kimmeridge). Es folgen 30–50 m bankige Kalke des „Kiméridgien“ und etwa 60 m dunkle Tithon-Kalke, z. T. ebenschichtig, z. T. massig mit subbrekziöser Struktur.

Besonders die bräunlichgrau („café au lait“) gefärbten dicken Bänke zeigen häufig eine solche eigenartige Ausbildung. Weder mit „knollig“ noch mit „brekziös“ ist diese Struktur richtig bezeichnet. Sie ähnelt weitestgehend der Gesteinsentwicklung gewisser oberdevonischer Cephalopodenkalke. KILIAN (1889) nimmt für die Entstehung des Phänomens besonders kräftige Wasserbewegung an. Seine Beobachtung, daß die „subbrekziöse“ Struktur im Subalpin besonders häufig sei, trifft zwar durchaus zu. Auch in den zentralen Teilen des Vocontischen Gebietes sind aber die betreffenden Gesteine weit verbreitet.

Charakteristisch sind die knolligen Kalke also gerade für die ausgesprochen bathyalen Gebiete. Der neritischen Portland-Fazies fehlt dagegen diese Struktur. So kann es sich bei der sutur-artigen Außenfläche der Kalkknollen wohl nur um Korrosionserscheinungen während der Diagenese handeln, etwa bedingt durch den Chemismus gerade des tieferen Wassers. Jedenfalls ist die subbrekziöse Struktur nicht zu erklären durch irgendwelche Aufarbeitungsvorgänge, weder infolge von Strömungen noch infolge subaquatischer Rutschung oder ähnlicher Umlagerungen.

Diese Schichtfolge des Ober-Jura ist mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 250 m nach Gesteinsentwicklung und Faunencharakter (fast ausschließlich Ammoniten) als reine Becken- bzw. Trog-Fazies anzusprechen. Daß sie — wie wir später sehen werden — in der Mächtigkeit von der Schwellen-Ausbildung übertroffen wird, ändert daran nichts.

Die Tiefenfazies herrscht im Subalpin auf dessen ganzer Breite von Grenoble, Digne und Castellane alpenwärts gegen Osten bzw. Nordosten und Norden ohne nennenswerte Veränderungen. Über diesen Raum westwärts hinaus ist der Ober-Jura ebenso entwickelt im gesamten Vocontischen Bereich, also in der Gegend von Die und Sisteron bis zum Rhône-Tal und weiterhin (vgl. S. 179).

Nur ganz leichte Fazies-Schwankungen lassen sich in diesem einheitlichen Subalpin-Vocontischen Sedimentationsraum nachweisen. So überwiegen in den Aargau-Schichten im Westen (etwa bei Die) und im Süden (südlich Castellane) die Kalkbänke, im Osten (bei St. Julien en Baughaine bis östlich Digne) dagegen die Mergel-Schichten. — Auch im Sequan zeigt die Kalk-Entwicklung gewisse Differenzierungen. In den Vocontischen Ketten

erreichen die kalkigen Gesteine dieser Stufe eine Mächtigkeit von nur 20—30 m (so bei Serres, La Motte-Chalançon und im Zwischengebiet). Hier wie auch östlich Digne werden sie wesentlich mergeliger. Nach NW dagegen, also etwa im Vercors-Gebiet, nimmt die Kalkfazies auf Kosten der tonigen Lagen auf 80 m zu (Erläuterungen zu Blatt Grenoble), ein Hinweis auf besser durchlüftetes bzw. flacheres Wasser. Das Gleiche gilt für die Umgebung des unteren Verdon im Südwesten. — Auch der obere Kimmeridge ist im allgemeinen dünnbankiger und dunkler im Osten, im Subalpin, gegenüber den graublauen oder gar hellen massigen Kalken im NW und SW. Besonders bemerkenswert ist hier die Andeutung neritischer Fazies unmittelbar am Nordhang der Mtge. de Lure; denn darin gibt sich im Vaucluse-Gebiet ein — gegenüber dem Vocontischen Trog — flacheres Wasser zu erkennen.

So lassen sich leichte Fazies-Änderungen schon innerhalb der reinen Becken-Entwicklung beobachten³⁴). Sie leiten bereits über zu der davon ganz abweichenden Oberjura-Ausbildung der eigentlichen Beckenränder.

Zentralmassiv-Rand

Causses

Offenbar bestanden — wie bisher, so auch jetzt noch — der nördliche Teil, d. h. das eigentliche Zentral-Plateau, und das südliche Hochgebiet, d. h. die Mtge. Noire, als festländische Aufragungen. Ihre genauen Grenzen können wir nicht ermitteln. Wohl kam im mittleren Teil des Massivs mariner Jura zur Ablagerung. Aber seine Fazies bezeugt klar den *Schwellen-Charakter auch dieser überfluteten Gebiete des großen Schildes*. So fehlen selbst in den inneren Causses die Ammoniten. Gastropoden- und Korallenkalke sowie Dolomite sind hier bis über 500 m mächtig entwickelt (FABRE 1897, AUTHELIN 1901, FOURNIER 1905 u. a.). Dieser hochneritische Habitus reicht westwärts etwa bis Figeac, wo im Aufsetzen einer neuen Tiefenfazies (THÉVENIN 1903) bereits der paläogeographische Ostrand des Aquitanischen Beckens zum Ausdruck kommt.

Süden

Im Osten umfassen die Flachwasser-Gesteine die gesamten Cevennen, verschwinden dann aber an deren östlichem Saume ziemlich plötzlich. Besonders auffällig ist dieser Wechsel zwischen Florac und Alais (vgl. Blatt Alais):

³⁴) PAQUIER (1900) erkennt die ersten Fazies-Unterschiede erst für das Neokom an; diese Auffassung ist also etwas abzuwandeln.

WNW	Florac	← ca. 40 km →	Alais	ESE
200—300 m	Massige graue Dolomite		40—60 m	Portland (weiße, sublithographische Kalke und Brekzienkalke mit Ammoniten)
			40—50 m	Ob. Kimmeridge (sublithograph. Acanticus-Kalke)
200 m	Helle Korallen- und Nerineen-Kalke		40—50 m	Sequan (graue, wohlgebankte Perisphincten-Kalke)
			30—40 m	Raurac (Mergelkalk)
10—30 m	Glaucanit-Kalk		20—30 m	Aargau-Schichten
	—			Dunkle Oxford-Mergel usw.

Ganz analog liegen die Verhältnisse im Süden von Alais (Blatt Le Vigan). Die Fazies-Grenze läuft hier in N—S-Richtung durch St. Hippolyte etwa auf Montpellier zu: westlich Dicerias-, Nerineen-, Korallen-Kalke („Portland“), östlich dagegen Cephalopoden-Gesteine („Tithon“).

Die *Schwelle der Mtge. Noire* („Schwelle von Carcassonne“) dehnte sich ostwärts wesentlich weiter aus, als wir dieses aus älteren Formationen kennen. MENGEL (1904) erwähnt nämlich aus den Corbières keinen Ober-Jura mehr. Auch in den *Ost-Pyrenäen* fehlen entsprechende Sedimente, sodaß hier ein ausgedehntes gemeinsames Hochgebiet anzunehmen ist (ASHAUER 1934).

Im Norden von Alais liegt die östliche Grenze des Zentralplateau-Schelfes bei Valence, unmittelbar in der Chaîne de Crussol. Denn hier paart sich die mächtige Entwicklung massiger „Portland“-Kalke mit einer Phylloceraten-Fauna typischer „Tithon“-Fazies. Gewisse intrasedimentäre Abtragungsvorgänge am Massiv-Rande werden etwas weiter im SW (zwischen La Voulte und Les Vans) aufgezeigt durch unmittelbares *Übergreifen von Aargau-Schichten* auf Kellaway (HAUG 1906), eine charakteristische Erscheinung an den oberjurassischen Schwellensäumen; vgl. S. 181.

Die Mächtigkeit des Ober-Jura ist zwar im Westen größer als im Osten. Umso eindeutiger charakterisiert jedoch die Fazies den heutigen Cevennen-Rand als den Abfall vom Schelfgebiet des Massives zu einer östlich anschließenden Senke, die in unmittelbarer Verbindung steht mit dem Vocontisch-Subalpinen Raum.

Norden

Die westliche Grenze dieses großen Sedimentationsgebietes, alias den Rand des Zentralmassiv-Schildes, können wir vorerst noch weiter gegen Norden verfolgen. So erstreckt sich die Flachwasser-Fazies noch bis unmittelbar westlich Grenoble. Der oberste

Jura ist hier bei Voreppe (Echaillon) als 300 m mächtige kompakte „Riff“-Kalkmasse mit Dolomiten entwickelt; die Fauna wird beherrscht von *Diceras* und *Matheronia* (LORY 1901). Nur etwa 10 km weiter östlich bezeugen gut zu gliedernde Cephalopodenkalke in ca. 120 m Mächtigkeit bereits eine Sedimentation in wesentlich tieferem Wasser.

Gegen NE streicht dieser Schelfrand in Richtung auf Chambéry weiter. HOLLANDE (1894) stellt die verschieden entwickelten Schichtfolgen einander gegenüber:

Westen		Osten
Lac de Bourget (Jura)	← ca. 10 km →	Subalpin
6—10 m Purbeck (grüne Mergel u. Kalkbänke m. Brackwasserfauna)		Weißer Ammonitenkalke
ca. 150 m Portland und Kimmeridge (Dolomite, Riffkalke, Nerineen-Diceras-Kalke)		50 m Tithon (Kalke mit Phylloceraten)
		100 m Sequan-Kalke
		140 m Raurac + Aargau
Lücke		Mehrere hundert Meter dunkle Mergelschiefer von Oxford-Kellaway
2 m Kellaway		

Von besonderem Interesse ist hier das brackische Purbeck, grüne Mergel und Kalkbänke mit *Physa wealdensis*. In dem flachen westlichen Schelfgebiet kam es also wie im Schweizer Kettenjura zu vorübergehender und örtlicher Abschnürung vom offenen Meere.

Bemerkenswert sind im Purbeck die von HOLLANDE erwähnten eckigen Gerölle aus den liegenden Kalken sowie das westwärtige Übergreifen der Aargau-Schichten. Es fanden also gewisse epirogene Bewegungen statt, welche die Gegensätze von Hochgebiet oder Schelf und Sedimentationstrog zu verschärfen strebten. Wir müssen darauf zurückkommen; vgl. S. 182). (Aufällig ist, daß sie sich in Zeiten abspielten, aus denen wir in Deutschland stärkere Bewegungen [vor Serpult] oder doch betonte Aufarbeitungen [Korallenoolit] kennen.) —

Vom Mittelmeer bis zum Kettenjura ist somit eine scharfe Grenze zu ziehen (Linie Montpellier-Alais West-Valence-Grenoble West-Chambéry). Sie bedeutet den östlichen Rand eines Hochgebietes bzw. den Abfall eines einheitlichen Schelfes gegen das geosynklinale Sedimentationsgebiet des Rhodanisch-Vocontisch-Subalpinen Raumes.

Provence

Ein Provençalischer Trog bzw. eine Senke mit ausgesprochener Tiefenfazies — etwa im Zusammenhang mit dem Rhodanischen Becken ähnlich wie zur Lias-Dogger-Zeit — bestand nicht im Ober-Jura.

Allein bei Aix liegt noch eine geringe Andeutung dieser Tiefe in den Phylloceraten führenden Aargau-Schichten (LANQUINE 1935). Sonst zeichnet sich die gesamte Provence durch neritische bis hoch-neritische Fazies aus.

Transgressions-Erscheinungen

Recht wesentlich sind Schichtlücken bzw. Transgressionsercheinungen im provençalischen Ober-Jura.

So ist nach LANQUINE (1935) bei Ausfall des Unter-Oxford unmittelbar unter den Aargau-Schichten die Kellaway-Oberfläche häufig korrodiert. Das gilt vor allem für das Gebiet nördlich des Argens und die Umgebung des unteren Verdon, wo (bei Chabrières z. B.) auch ein gewisser Glaukonit-Gehalt auf seichtes Wasser hinweist. Darin kommt recht deutlich das Fortbestehen der Vaucluse-Estérel-Schwelle zum Ausdruck. Der Verlauf ihrer Nord-Kontur weiter im Osten zeigt sich in ähnlicher Fazies und analogem Übergreifen des Aargau bei Escagnolles, nördlich Grasse usw. (vgl. HAUG 1892, KILIAN & GUÉBARD 1902). Auch fand das Maurische Hochgebiet eine westliche Fortsetzung durch die Südprovence. Denn wo dort die Aargau-Schichten nicht überhaupt fehlen, greifen sie — (wie bei Septèmes nördl. Marseille (LANQUINE) — ebenfalls unmittelbar auf Kellaway über.

Analoge Bewegungen aus der gleichen Zeit wurden bereits für das westliche Randgebiet des Subalpins (Alais-Chambéry) erwähnt; vgl. S. 180.

Wir kennen ähnliche Erscheinungen in Deutschland aus dem Fränkischen Jura („Geröllschichten“, REUTER 1908), Emersionen zur Korallenoolit-Zeit im Weserbergland (SCHOTT 1930), Konglomerate bei Hannover.

In der Provence steigert sich diese Schichtlücke in den zentralen Bereichen ihres Auftretens noch wesentlich. Zwischen dem mittleren Verdon und dem Argens und von Draguignan weit ostwärts greift vielfach das Portland bis unmittelbar auf Bath über. Das Gleiche gilt für den Süden, die Umgebung von Toulon und nach LANQUINE auch für Hyères und Solliès-Pont.

Die darin zum Ausdruck kommenden Schwellen der nördlichen und der südlichen Provence hängen im SE (Maurès-Kristallin) zu-

sammen. Sie bilden ein *einheitliches Hochgebiet*; denn auch bei Brignoles liegt noch eine große Lücke zwischen Bath und Portland.

Mag es sich nun um primäres oder — was sicher zu gewissem Teil zutrifft — um sekundäres Fehlen der Serie Kellaway bis Kimmeridge handeln. Jedenfalls entspricht auffälligerweise auch diese Transgression zeitlich recht genau der aus NW-Deutschland bekannten Diskontinuität unter den Gigas-Schichten!

So zeigt sich im Ober-Jura der Provence eine plötzlich einmal verstärkte epirogene Belebung verschiedener Seichtwasser-Bereiche. Ihre zunächst positive Bewegung hatte gewisse Transgressions-Erscheinungen im Gefolge, aus denen wir heute die Lage der Schwellengebiete abzulesen vermögen: der *Rücken Vacluse-Estérel* und die *Maurisch-Pyrenäische Masse* geben ihre Tendenz zum Aufstieg deutlich zu erkennen.

Fazies

Selbst in dem sehr eng begrenzten Raum unmittelbar bei Aix, wo die Aargau-Schichten noch als Cephalopoden-Mergel entwickelt sind, herrscht im höheren Ober-Jura schon die neritische Kalk-Fazies. LANQUINE (1935) betont die große Ähnlichkeit des provençalischen Portland mit den Kalken von Echaillon westl. Grenoble (s. o.), von Kehlheim-Nattheim und Stramberg.

Es bestehen noch einzelne regionale Fazies-Unterschiede: Besonders auffällig ist die seitliche Vertretung der weißen Korallen-Nerineenkalke des Portland durch massige Dolomite hochneritischer Fazies. Das gilt einmal für die Gegend von Toulon (z. B. Ollioules) und bietet dort ein eindeutiges Kriterium für das Bestehen eines Maurischen Hochgebietes etwa dicht südlich der heutigen Küste Toulon-Marseille.

Dieselbe Entwicklung erscheint ferner in der nördlichen Provence zwischen Argens und Verdon und dem östlichen Anschlußgebiet. Sie dokumentiert hier den Flachwasserbereich der Vacluse-Estérel-Schwelle. —

Während des Ober-Jura ist also die *gesamte Provence* nur noch mehr oder weniger neritisches *Schelfgebiet*. Nicht einmal die Rhodanische Tiefe entsendet dorthin einen Ausläufer. Der Lage nach etwa entsprechend dem „Provençalischen Trog“ der Lias-Dogger-Zeit besteht lediglich noch eine ganz flache und *unbedeutende Senke* in der *mittleren Provence*. Sie liegt *eingefaßt zwischen der Vacluse-Estérel-Schwelle im Nordosten und der Maurisch-Zentralpyrenäischen Masse im Süden*.

2. Südliche Endigung des Subalpinen Troges.

Der Außenrand des Subalpinen Troges zwischen Digne und dem unteren Var ist klar gegeben durch das Aufsetzen der Brachiopoden-Korallenkalk- oder gar Dolomit-Fazies und das lückenhafte Profil der Vaucluse-Estérel-Schwelle. Die Grenze zwischen der Kalk-Mergel-Entwicklung im Subalpin und der neritischen Ausbildung liegt in den äußersten Falten der Alpen-Randketten.

Ausgezeichnet ist diese Grenzzone durch geringmächtige glaukonitische Aargau-Schichten (LANQUINE 1932a). Die Linie ihres Auftretens: Chabrières südl. Digne—Rougon südl. Castellane—Peyroules—unteres Estéron-Tal ist nach LANQUINE gleichzeitig die südliche Grenze der Phylloceraten.

Der Fazies-Wechsel geht hier außerordentlich abrupt vor sich. Besonders klar ist das südlich Castellane: bei diesem Orte selbst noch vorherrschend Mergel im Aargau, dünnplattige schwarzgraue Kimmeridge-Kalke und dunkelfarbenes Tithon mit Ammoniten; knapp 15 km weiter südlich in den Gorges du Verdon statt dessen eine 300—400 m mächtige geschlossene und nicht zu gliedernde Kalkmasse. Innerhalb der schmalen Übergangszone unterscheiden KILIAN & LEENHARD (1893) bei Moustiers Ste. Marie Perisphincten-Kalke in Sequan-Kimmeridge und Korallen-, Nerineen-, Diceraskalke im Portland.

Die gleiche neritische Fazies zeichnet den Ober-Jura des unteren Var aus. Zwar erscheinen nördlich Grasse nach KILIAN & GÜEBHARD (1902) noch Cephalopoden im Sequan, aber besonders im höheren Teil der Schichtserie bestehen Korallenkalke bzw. Dolomite, ähnlich der Fazies von Echaillon westl. Grenoble. Diese Entwicklung herrscht ostwärts bis Monaco (vgl. PELLEGRIN 1902, MAURY & CAZIOT 1905, KILIAN & RÉBOUL 1909). Hier erstreckte sich also das *Schelf-Gebiet in der nördlichen Nachbarschaft der Maurischen Masse* weit gegen Osten.

Es steht über die Gegend der Vésubie in *unmittelbarer Verbindung mit der Mercantour-Schwelle*. Denn südlich dieses Kristallin-Massivs kennen wir keine Tiefenfazies mehr im Subalpinen Bereich. Schon am Dôme de Barrot zeigt sich in der Korallenkalk-Ausbildung des Oberjura das weitgehende axiale Heraussteigen der Subalpinen Senke (LÉON BERTRAND 1898 und 1902, GIGNOUX 1933). Nach der hochgradig neritischen Entwicklung am Südrande des Mercantour (L. BERTRAND) ist somit das südöstliche Ende des eigentlichen Subalpinen Troges auf allen drei Seiten von Hochgebieten

eingeschlossen: der Vaucluse-Estérel-Schwelle im SW, dem Schelfbereich des unteren Var im SE und dem Mercantour im NE.

Dabei gehört das Mercantour-Massiv bereits zur inneren Grenze des Subalpinen Sedimentationsraumes.

3. Innen-Alpen.

Ostgrenze des Subalpinen Troges

Diese innere, also östliche Grenze des Subalpinen Troges ist längst nicht überall genau festzulegen.

Am klarsten liegen die paläogeographischen Zusammenhänge rings um das Mercantour-Kristallin. Es fehlt hier nicht nur der tiefere Ober-Jura. Sondern das Portland („Titonico“ FRANCHI) greift mit Nerineen- und Korallen-Kalken über wesentlich ältere Formationen über, so am SE-Ende des Kristallin-Massivs bei Tenda über Lias, an der Rocca dell' Abisso sogar unmittelbar über Gneis und nahe dem NW-Ende des Massivs bei Argentera über Lias (FRANCHI 1894). Offenbar ist diese Schichtlücke nicht nur primärer Natur, sondern weitgehend bedingt durch eine *epirogene Belebung der Mercantour-Schwelle*, durch gewisse damit zusammenhängende Abrasionen und eine nachfolgende Portland-Transgression.

Im Bereich der Massive Pelvoux-Belledonne usw. ist kein Ober-Jura bekannt. Doch dürfte dieses Gebiet voll und ganz zur Subalpinen Trog-Zone gehört haben — ähnlich etwa wie im Mittel-Jura. Die Tiefenfazies zeigt erst im Osten eine bedeutsame Veränderung. So beschreibt HAUG (1912) aus dem Embrunais den Übergang des mergeligen autochthonen Tithons in oolitische Korallenkalken der tiefsten par-autochthonen Schuppe von Séolanes und schließlich in den neritischen „Kalk von Guillestre“.

Briançonnais-Schwelle

Der „Marbre de Guillestre“ ist die typische Vertretung des Ober-Jura in der gesamten Briançonnais-Zone. Wenn auch dieses Gesteinspaket in seinem höheren Teile noch Kreide umfaßt, so ist doch seine liegende Partie eindeutig jüngst-jurassisch (KILIAN 1900, MORET & BLANCHET 1924, 1925 a u. a.). Es handelt sich um weiß- bis rosafarbene knollige Kalke, vorwiegend mit Rosalinen und anderen Foraminiferen, z. T. auch mit Nerineen und Korallen; ihre rote Basis ist örtlich grobkonglomeratisch und enthält Quarz und Glaukonit (MORET & BLANCHET 1925 b). Mit dem Kalk von Guillestre beginnt demnach bereits die „Couches rouges“-Fazies, welche auch die Romanischen Deckschollen der Freiburger Alpen usw. auszeichnet.

Unter Ausfall des tieferen Ober-Jura, der im Briançonnais wohl gar nicht sedimentiert wurde, transgredieren diese dem Portland entsprechenden Kalke fast überall auf wesentlich Älterem: so z. B. am Galibier nördl. Briançon (SCHNEEGANS 1931) und in der westlichsten Schuppe des Eyrautz-Komplexes südl. Briançon (MORET, RAGUIN & SCHNEEGANS 1930) auf Trias, in der Embrunais-Decke südlich Barcelonnette auf Lias (WAHL, GUBLER & SCHOELLER 1925) usw.

In diesem Übergreifen des Portland kommt ebenso wie in seiner Fazies der Bestand der Briançonnais-Schwelle als Rückgrad des Westalpinen Raumes sehr klar zum Ausdruck. Über Argentera, wo FRANCHI (1894) die Überlagerung Trias-Oberjura zuerst feststellte, steht dieser Rücken gegen Süden und Südosten *in unmittelbarem Zusammenhang mit der Aufragung des Mercantour-Massivs*, auf dessen Innenseite wir nur neritischen Ober-Jura kennen. Da Mercantour wieder über das Hochgebiet des unteren Var mit dem Randbereich der Maurischen Masse in direkter Verbindung steht, ergibt sich ein einheitliches Großschwelligebiet Briançonnais-Mercantour-Maures.

Dieser Rücken trennt den Oberjura-Trog des Subalpin — inklus. der Vocontisch-Rhodanischen Senke — vom inneralpinen Geosynklinal-Raum.

Pennin

Denn auf der Ostseite dieser Großschwelle verzahnt sich die Foraminiferen-, Korallenkalk-Fazies des Marbre de Guillestre wiederum mit den Schistes lustrés. Im Penninischen Raum nahm also die eintönige Schiefer-Sedimentation ihren kontinuierlichen Fortgang (FRANCHI, LORY u. a.), wobei die wohl vorwiegend oberjurassischen Ergüsse der Ophiolite den Geosynklinal-Charakter noch besonders betonen.

Teil-Ergebnis (III c): Die Sedimentationsräume des Ober-Jura (vgl. Taf. 11 a)

Innen-Alpen

Die *Pennin*-Geosynklinale bleibt in fortdauernder Senkung.

Ihren West-Rand bildet ein weiträumiger *Schwellenzug*: *Briançonnais*-Rücken, Mercantour-Massiv und Hochgebiet des unteren Var. Dieser einheitliche Antiklinal-Bereich zeichnet sich durch eine epigene Aufwärtsbewegung aus. Ihr folgte eine Transgression des hochneritischen Portland (z. T. mit Konglomeraten).

Subalpin i. w. S.

Auf der Außenseite dieser Großschwelle lag ein geosynklinaler Sedimentationsraum bedeutender Tiefe, das weite *Subalpin-Vocontisch-Rhodanische Becken*. Hier herrschen Mergelgesteine im tieferen und dunkle Kalke im höheren Ober-Jura. In der Fauna überwiegen weitaus die Ammoniten, sind typisch die zahlreichen Phylloceraten.

Randschwellen im Westen und Süden

Allseits — außer im Osten — wird dieses tiefe Becken umgriffen von einem ausgedehnten Schelf-Gebiet.

Besonders scharf ist seine Grenze im Westen, vom Kettenjura bei Chambéry südwärts über Grenoble-Valence-Alais bis Montpellier. Das ist der östliche Rand des großen Zentralmassiv-Schildes, auf dem der alte Quer-Trog der Causses nur noch schwach angedeutet bleibt.

Im Süden findet das Hochgebiet über Montpellier-Marseille-Toulon seine Verbindung mit der Ostpyrenäisch-Maurischen Masse. Diese wiederum sendet einen Ausläufer über Draguignan nach NW in Richtung Estérel-Vaucluse. Von dem Provençalischen Trog der Lias-Dogger-Zeit bleibt dabei nur im tieferen Oberjura noch bei Aix ein schwacher Rest zu erkennen als unbedeutender südlicher Ausläufer der Rhodanischen Senke.

Im Südosten steht die Maurische Masse bzw. Vaucluse-Estérel-Schwelle in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Hochgebiet des unteren Var und — um den gegen SE heraussteigenden Subalpinen Trog herum — gleichzeitig auch mit Mercantour bzw. Briançonnais. —

Dieser gewaltige Schelf-Bereich, der das Subalpin-Vocontisch-Rhodanische Becken umspannt, ist durch verschiedene Symptome als Hochgebiet ausgezeichnet: Schichtlücken) bzw. Transgressionserscheinungen) an der Basis der Aargau-Schichten und des Portland bezeugen seine epirogene Belebung, die Tendenz zum Aufstieg. Seine Gesteine und seine Fauna zeigen ausgesprochene Flachwasser-Fazies. Die Phylloceraten fehlen ganz, die Perisphincten halten sich an die Beckensäume; dafür herrschen Brachiopoden, Nerineen, Diceraten und Korallen. Dolomite bezeichnen die Höhe der Schwellenrücken wie Zentralplateau, Mtge. Noire, westliche Fortsetzung des Maures-Massivs, Vaucluse-Estérel-Schwelle usw.

Zwar ist der gesamte oberjurassische Gesteinskomplex hier mächtiger als in der Beckentiefe. Das bedeutet wohl eine auch

hier vor sich gegangene Senkung, kann aber den Schwellen-Charakter nicht beeinträchtigen.

Grenzen der Oberjura-Verbreitung sind nirgends zu erfassen. Bis auf Reste des Zentralmassiv-Landes herrschte allgemein Meeresbedeckung. Die Pennin-Geosynklinale besteht gesondert. Außerhalb zeigt sich gegenüber der bisherigen Entwicklung — trotz der zeitweiligen epirogenen Belebung der Schwellen — eine Verminderung der paläogeographischen Gegensätze. Das geht besonders zurück auf das Verschmelzen gewaltiger Schelf-Gebiete: Briançonnais-Mercantour-Maures-(Vaucluse)-Ostpyrenäen-Zentralmassiv-Lyonnais umschließen als gleichförmiges Flachwassergebiet ein einheitliches Becken im Subalpin-Vocontisch-Rhodanischen Raum.

IV. Die Sedimentationsräume des Neokom (vgl. Tafel 11 a). (Ergebnis S. 212.)

Bei der Betrachtung der unterkretazischen Sedimentation beschränken wir uns einstweilen auf die Stufen Berrias, Valendis, Hauterive, Barrême und Apt, also auf das Neokom. Das Alb gehört, wie sich später ergeben wird, schon so eng zu der jüngeren Ära, daß es gesonderte Behandlung verdient (s. S. 215).

Zur Zeit der Unter-Kreide bestand wiederum ein ausgedehntes Gebiet mit hochmariner Fazies in dem Subalpin-Vocontisch-Rhodanischen Raum. Hier liegt das Hauptsedimentationsbecken, dessen epirogene Entwicklung und paläogeographische Konturen wir festzulegen versuchen. Dieser Bereich zeigt als klassisches Gebiet der Unterkreide-Stratigraphie eine seltene Vollkommenheit der Schichtfolge³⁵⁾. Im inneren Teil der Subalpinen Ketten ist Unter-Kreide nur in wenigen Vorkommen erhalten; für die Abgrenzung des inneralpinen Raumes gegen Westen sind diese Reste von Wichtigkeit.

a) Das Haupt-Becken und seine außeralpinen Konturen.

α. *Unteres Neokom (Berrias, Valendis, Hauterive).*

1. Subalpin-Vocontisch-Rhodanisches Becken (Zsfg. S. 191).

Normalentwicklung

In die Becken-Fazies des Unter-Neokoms gewähren den besten Einblick der mittlere Teil des Subalpin, Teile der Rhône-Senke

³⁵⁾ Fast alle die Orte, welche für die Unterkreide zu stratigraphischen Begriffen geworden sind, liegen in dieser Gegend: Berrias, Barrême, Barutel, Cruas, Orgon, Apt, La Bedoule, Gargas usw.

und vor allem das Vocontische Gebiet (Diois und Baronnies). Die Klärung der Stratigraphie geht hier besonders auf die grundlegenden Arbeiten von KILIAN (1889 u. a.) und PAQUIER (1900) zurück. —

Die Berrias-Stufe entwickelt sich ganz allmählich aus dem Tithon. Weißgraue, hellbräunliche und dunkelblaugraue Kalkbänke stehen in einem gegen das Hangende zunehmenden Wechsel mit dunklen Mergellagen; diese zeigen Wurmfraß-Spuren, die Kalke weisen oft dieselbe subbrekziöse Struktur auf wie das Tithon³⁶⁾ (vgl. S. 177). Die Fauna, charakterisiert vor allem durch die *Berriasella boissieri*, besteht fast ausschließlich aus Ammoniten. Die Mächtigkeit des Berrias beträgt 30—50 m.

Das Valendis beginnt mit einer schnellen Zunahme der Mergelkomponente. Die blaugrauen, ockerbraun verwitternden milden Mergel des unteren Teiles enthalten lagenweise unzählige pyritisierte Ammoniten, außer Phylloceraten besonders den *Neocomites neocomiensis* D'ORB.; im höheren Valendis ist *Saynoceras verrucosum* D'ORB. leitend (PAQUIER 1900). Die mittlere Mächtigkeit beträgt rund 200 m. An der Grenze zum Hauterive nimmt der Kalkgehalt soweit zu, daß einige feste Bänke heraustreten, die sich durch fast ausschließliche Führung von Hoplitiden auszeichnen.

Das Hauterive zeigt als sehr typischen petrographischen Habitus eine recht regelmäßige Wechselfolge von blaugrauen Mergelkalk-Bänken und ebensolchen Mergellagen. Gegenüber dem unteren Teil mit *Crioceras duvali* LEV. nimmt der Karbonatgehalt im höheren Hauterive mit *Hoplites angulicostatus* D'ORB. stetig zu. Die Durchschnitts-Mächtigkeit beträgt gegen 150 m.

Sowohl im Valendis wie im Hauterive setzt sich die reiche Fauna nahezu ausschließlich aus Ammoniten zusammen. —

Fazies-Differenzen

Diese hochmarinen Sedimente des tiefen Beckens zeigen gewisse Fazies-Unterschiede, welche wesentliche Schlüsse auf die Form des Ablagerungsraumes zulassen.

Recht gleichförmig ausgebildet ist außer dem Berrias vor allem das Unter-Valendis. Seine sehr milden schiefrigen Mergel mit pyritisierten Phylloceraten sind im Zentrum des Vocontischen Gebietes (etwa bei Rosans) ebenso entwickelt wie im Norden bei

36) Daß abgerollte Tithonfossilien im Hangenden des Berrias vorkommen (LEENHARDT 1895), dürfte bei dem Fehlen jeglicher sonstiger Aufarbeitungs-Erscheinungen nur vorgetäuscht werden. Die einander an sich schon sehr ähnlichen Tithon- und Berrias-Ammoniten sind in dem korrodierten Zustand innerhalb der „Brekzien-Struktur“ kaum sicher auseinanderzuhalten.

Die und im Süden am Fuß der Mtge. de Lure; ebenso im Osten, im Subalpin südlich Grenoble und östlich Digne bis Castellane, wie im Westen, in der Rhodanischen Senke westlich Montélimar bis in die Gegend von Nîmes. Ihre Mächtigkeit beträgt fast überall rund 150 m. Nur im zentralen Vocontischen Gebiet mag sie bis gegen 200 m ansteigen.

Es ist vielleicht kein Zufall, daß gerade hier — etwa zwischen Serres und Nyons — eine recht eigentümliche Einlagerung auftritt. PAQUIER (1900) beschreibt eine nur wenige cm starke Schicht, in der fast ausschließlich Aptychen in großer Menge vorkommen, jedenfalls keine Ammonitenschalen. Das dürfte wohl in dem Chemismus des kalklösenden Bodenwassers einer besonders tiefen Rinne seine Erklärung finden. —

Das Ober-Valendis ist dagegen recht unterschiedlich ausgebildet. PAQUIER weist darauf hin, daß bei La Motte-Chalançon, bei Luc en Diois und von dieser Linie nach Norden der Ammoniten-Reichtum des Ober-Valendis stetig abnimmt; nur Hoplitiden sind noch vertreten. Gleichzeitig wird im selben Niveau der Gehalt an Karbonat nordwärts immer größer. Zwar nimmt die Mächtigkeit gegen das Vercors-Gebiet hin etwas zu (PAQUIER). Aber das ist gerade in der Kalk-Entwicklung begründet. So bezeugt die Fazies-Änderung klar eine *nordwärtige Verflachung des Ablagerungsraumes*.

Das kalkige Ober-Valendis wird nach einem Vorkommen bei Grenoble als Niveau von Fontanil bezeichnet. Die Mächtigkeit der Kalkentwicklung variiert. Sie ist besonders groß mit über 25 m in der südlichen Nachbarschaft des Vercors. In dessen SE-Teil steigert sich der neritische Einschlag bis zum Auftreten „subrecifaler“ Kalke bei Glandage nordöstlich Luc en Diois (PAQUIER). Wenig weiter östlich dagegen, im Subalpin bei Lus la Croix Haute, schließt eine nur 5 m mächtige rauhe Kalkbank das Valendis oben ab, und südlich St. Julien en Bauchêne ist dieser Horizont nur noch in kalkigen Mergeln mit Mergelkalk-Bänkchen vertreten. Zum Subalpin hin senkt sich also dieser — wir wir später sehen werden — von Norden her vorgeschobene Flachwasserbereich ostwärts wieder ein³⁷⁾.

Im Zentrum des Vocontischen Bereiches, etwa auf der Linie Serres-Rosans-Nyons, ist der „Fontanil“-Kalk nur rund 5 m mächtig. Das blaugraue, feste Gestein mit Lumachellen-Lagen und platten schwarzen Kieselknollen ist als Andeutung flacheren Wassers

37) Die gleiche Veränderung findet gegen Süden statt, denn bei La Beaume (nördlich Aspres) ist die Karbonat-Einschaltung ebenfalls bereits fast verschwunden.

jedoch selbst im Becken-Inneren überall entwickelt. Er vertritt hier nur den hangendsten Teil des im übrigen mergeligen Ober-Valendis und bezeugt damit eine *wachsende Trogtiefe* mit zunehmender Entfernung vom *Vercors* südwärts.

Im Süden des Vocontischen Gebietes, im Bereich der Mtge. de Lure, steigt die Kalk-Entwicklung erneut und wesentlich an. Sie umfaßt dort in einer Mächtigkeit von 50—70 m das ganze Ober-Valendis (KILIAN 1889: Schichten mit *Hoplites jeannoti* D'ORB.). Hier erinnern die weißgrauen derben Kalke in ihrem Habitus sogar schon recht lebhaft an die Urgon-Fazies, zeigen somit einen betont neritischen Charakter. Das nördliche *Vaucluse-Gebiet* erweist sich dadurch als Flachwasser-Bereich, als *eine den Vocontischen Trog („fosse vocontienne“ PAQUIER) südlich begrenzende Schwelle*.

Gegen Osten setzt sich die Vocontische Tiefe über Serres in den Subalpinen Trog hinein fort. Von Lus la Croix Haute über die Gegend von Gap bis östlich Barrême herrscht auch im Ober-Valendis die mergelige Ausbildung vor (vgl. jedoch S. 192).

Bemerkenswert ist dagegen, daß sich die Saum-Fazies der Beckensedimentation von der Mtge. de Lure aus ostwärts bis unmittelbar in den Subalpinen Bereich hinein erstreckt. Bei Digne finden wir das Ober-Valendis in rund 50 m Mächtigkeit ebenfalls in Mergelkalken vertreten (Blatt Digne); doch ist hier der neritische Habitus weniger ausgeprägt wie in der Lure.

Im Westen setzt sich die Vocontische Tiefen-Fazies fort in der Rhodanischen Senke über Nyons hinaus bis in die Gegend von Orange. Denn bei Gigondas ist das ganze Valendis mergelig. Demgegenüber macht sich von hier aus gegen NW die gleiche Fazies-Veränderung im oberen Teil der Stufe geltend, wie sie für das NW-Vocontische Gebiet erwähnt wurde. So deutet sich in Richtung auf das Zentral-Massiv schon innerhalb der ausgesprochenen Becken-Entwicklung eine allmähliche Verflachung an. —

Im Hauterive ist die Fazies-Differenzierung des Vocontischen Troges ebenfalls sehr deutlich.

Der tiefere Teil der Stufe besteht normalerweise aus einer 80—100 m mächtigen Kalk-Mergel-Folge mit *Crioceras duvali*. An der Basis ist örtlich noch ein kalkiger Horizont abzutrennen, für den *Acanthoplites radiatus* D'ORB. typisch ist, während *Crioceras duvali* darin nicht vorkommt (PAQUIER 1900). Auffälligerweise fehlt diese Kalkentwicklung gerade im Zentrum des Vocontischen Troges (La Charce usw. PAQUIER). Das ist dort, wo auch der Fon-

tanil-Horizont des Ober-Valendis nur in Andeutung vorliegt (vgl. oben); dabei beginnt *Crioceras duvali* schon unmittelbar an der Basis des hier mergeligen Hauterive.

Kalkige Liegendschichten mit *Acanthodiscus radiatus* sind dagegen wohlentwickelt im südlichen Randgebiet des Vercors (PAQUIER), westlich der Rhône (Blätter Alais, Orange) sowie im Süden, in der Mtge. de Lure. In diesen Saum-Bereichen des Beckens findet also die Hoplitenkalk-Entwicklung des Ober-Valendis eine gewisse Fortsetzung in das untere Hauterive hinein. —

Das Ober-Hauterive, 40—60 m mächtig, ist fast überall kalkiger als die untere Partie. Im zentral-vocontischen Raum sehen sich wohl, wie PAQUIER schreibt, die beiden Teile petrographisch sehr ähnlich. Doch ist selbst dort, im Beckeninneren, der Kalkgehalt des oberen Hauterive deutlich größer als der des tieferen.

Dagegen tritt die Mergel-Komponente sehr stark zurück im Norden des Diois, wo sich Silexknollen-Kalke einstellen (PAQUIER); etwa jenseits der Linie Crest-Luc en Diois. Und im Süden (Ventoux-Lure) zeigt das Ober-Hauterive mit hellgrauen festen, in klingende Platten zerfallenden Kalken ebenfalls besonders auffallende Flachwasser-Entwicklung. Wie häufig, so wächst auch hier mit der Zunahme des Kalkgehaltes die Mächtigkeit des Sedimentes; sie beträgt in der Mtge. de Lure für das gesamte Hauterive weit über 200 m. Es ist jedoch durchaus falsch, in diesem Ansteigen der Mächtigkeit den Beweis einer besonders tiefen Rinne zu sehen (KILIAN u. a.); das Gegenteil ist der Fall, wenn sich die Fazies, wie hier, auf deutlich neritischen Habitus zu verändert.

Zusammenfassung (vgl. Taf. 11 a)

Während des unteren Neokom fand im Subalpin-Vocontisch-Rhodanischen Raum eine hochmarine Sedimentation statt. Es bestand eine tiefe Senke im Subalpin. Sie steht westwärts in inniger $\Rightarrow$ -förmiger Verbindung mit dem *E-W-streichenden Vocontischen Trog*. Dieser wiederum sendet im Westen einen südlichen Ausläufer in die Rhodanische Senke. Eine fast ununterbrochene Mergelserie (mit Phylloceraten bzw. Crioceren) zeichnet diesen Verlauf des Becken-Tiefsten ab. Mergelige Kalke (mit vorwiegend Hopliten) in Obervalendis-Hauterivebasis und Ober-Hauterive verkörpern eine gewisse Saum-Fazies innerhalb des Beckens. Sie ist bedeutsam im Norden (*Vercors*) und im Süden (Mtge. de Lure bzw. *Vaucluse*) der Vocontischen Rinne. —

2. Ost-Rand des Zentral-Massivs (Zsfg. S. 194).

Das Zentral-Massiv bedeutet wiederum einen markanten West-Rand für die Rhodanisch-Subalpine Senke. Die Grenze zwischen Sedimentationsgebiet und Denudationsbereich können wir freilich nicht sicher erfassen. Dafür lassen aber die Fazies-Verhältnisse des Beckensaumes auf den Verlauf des Randes weitestgehende Schlüsse zu.

Allobrodische Schwelle — Vercors

Sehr scharf ist die Grenze zwischen der Becken-Tiefe und dem flachen Saum-Schelf im Norden bei Chambéry. Dort ist das Unter-Neokom im Subalpin ausgezeichnet durch Cephalopoden-Mergel. Doch gehen diese Gesteine westwärts sehr plötzlich über in riff-artige helle Kalke mit *Natica leviathan* (Valendis) und glaukonitische Austernmergel bzw. *Toxaster*-Kalke (Hauterive). Beide Stufen sind nach HOLLANDE (1894) nur je 50 m mächtig, sind also sogar geringer — wenn auch faziell gleich — entwickelt wie im Kettenjura bei Bellegarde (DOUXAMI 1901).

Demnach lag bereits unmittelbar westlich Chambéry ein Schwellen-Gebiet, das sich sowohl nordwärts zum Jura, als auch besonders kräftig südostwärts zum Subalpinen Trog einsenkte. Wir bezeichnen dieses Hochgebiet zwischen unterer Isère (SE) und Lyon (NW), diesen heute unter jungen Aufschüttungen verborgenen nordöstlichsten Ausläufer des Zentral-Massivs, als „Allobrodische Schwelle“³⁸⁾. Sie dürfte sich gegen NE unter dem Schweizer Molasse-Land fortsetzen, vielleicht in den „Vindelizischen Rücken“ hinein(?).

Besonders ausgeprägt sind die Fazies-Gegensätze dann am „Iserischen Rand“ bei Grenoble. Hier findet bei Echaillon im Westen die „*faciès subrécifal*“ (LORY 1901), wie sie das Portland schon auszeichnet, über rudisten-führendes Berrias (PAQUIER 1906) seine Fortsetzung bis in das hohe Valendis hinein. Dieses besteht aus weißen Kalken („*marbre bâtard*“) mit Schnecken, Brachiopoden, Austern, Bryozoen, Korallen, Spongien usw. (Blatt Grenoble). Die hellen, spätigen Kalke von Fontanil mit Hoplititen leiten von dieser „*faciès jurassien*“ des Westrandes (GIGNOUX & MORET 1930) ostwärts über zu rein mergeligem Valendis, dem Ausbildungstyp des Helvetisch-Subalpinen Troges.

Die kalkige Schwellen-Fazies des Valendis charakterisiert besonders den NW-Teil des Vercors als flaches Schelf-Gebiet, als

38) Nach dem gallischen Volksstamm der Allobroger.

Teil der Allobrogischen Schwelle. Die Grenze liegt im Westen des Bergmassivs bei Combovin (Blatt Valence), im Osten etwa bei Andéol (JACOB 1909). Erst südöstlich dieser Linie setzt im Berrias die hochmarine Fauna ein, herrschen im Valendis die milden Mergel mit pyritisierten Neocomiten. Obwohl die Sediment-Mächtigkeit im nordwestlichen Vercors größer ist als im Südteil (PAQUIER 1899), läßt doch die Fazies den plötzlichen Schelf-Abfall südwärts zur Subalpin-Vocontischen Tiefe klar erkennen.

Die Hauterive-Entwicklung ist generell gleichförmiger. Doch erscheinen bei Grenoble nach SAYN (1910 g) und KILIAN (1912) im Unteren wie im Oberen Hauterive glaukonitische Einschaltungen, welche auf die Nähe des Beckenrandes hinweisen (vgl. Altmann-Schichten des Sentisgebirges); sie enthalten bei Muret/Grenoble abgerollte Phosphorit-Ammoniten (GIGNOUX & MORET 1930). Man unterscheidet im allgemeinen eine neritische Echinidenfauna und eine mergeligere Cephalopoden-Fazies. Auch diese Grenze verläuft südlich von Grenoble in SW-Richtung durch das Vercors und nördlich von Crest vorüber, wo bereits Phylloceraten im Hauterive auftreten. —

Der Hauptteil des *Vercors* gehört also während des unteren Neokoms zur *Allobrogischen Schwelle*, bzw. dem gegen SE ziemlich scharf abbrechenden *Rand-Schelf des Zentralmassiv-Schildes*.

Diese westliche bzw. nördliche Begrenzung des Subalpin-Vocontischen Troges verfolgen wir nun weiter nach Süden.

Cevennen-Rand

Valendis. Am weitesten gegen Westen vorgeschoben findet sich die hochmarine Entwicklung des älteren Neokom in dem Gebiet von Alais. Zwischen Alais und Privas, besonders gut beim Orte Berrias, ist die Berrias-Stufe in Tithon-Fazies entwickelt und enthält ebenso wie die milden Mergel des Valendis noch Phylloceraten (Blätter Alais und Privas). Südwärts reicht diese Ausbildung etwa bis St. Hippolyte; dort schalten sich bei Durfort³⁹⁾ bereits Kalkbänke ein, die schließlich weiter im SW zu hellen oolitischen Kalken mit Brachiopoden und Lumachellenbänken überleiten (TORCAPEL 1895, 1897, ROMAN 1903). Solche weißen Kalke („calcaires miroitants“), ähnlich dem Fontanil-Kalk von Grenoble,

39) Die plötzliche Mächtigkeits-Verminderung des Valendis, welche TORCAPEL (1897) bei Durfort beobachtete und mit der Nähe einer Küste in Zusammenhang bringt, dürfte dagegen durch eine Cevennen-Rand-Verwerfung bedingt sein.

sind auch bei Montpellier entwickelt und zeigen im Hérault-Gebiet ebenfalls die Flachwasserfazies des Beckensaumes an (ROUVILLE 1900, SAYN & ROMAN 1904).

Noch weiter im Südwesten, im Randbereich der Mtge. Noire-Schwelle, ist schließlich älteres Neokom nicht mehr erhalten bzw. überhaupt nicht sedimentiert worden, ebensowenig wie in den Corbières (MENGEL 1904) und den Ost-Pyrenäen (ASHAUER 1934). Hier muß — etwa wie während des Ober-Jura (vgl. S. 182) — ein weites Hochgebiet gelegen haben. Es schloß die Rhodanische Senke im Süden ab. Die kalkige Randfazies des Valendis hat etwa bei Nîmes ihre Grenze; denn dort wird das tiefste Neokom schon mergelig.

Hauterive. Die gleiche Schwelle kommt in der Hauterive-Fazies zum Ausdruck. Im Hérault-Gebiet, nordostwärts etwa bis St. Hippolyte, bzw. bis südlich Nîmes und Tarascon sind Toxaster-Schichten im Unteren und helle kompakte Kalke im Oberen Hauterive entwickelt (ROMAN 1903, SAYN & ROMAN 1904). Nordwärts geht die neritische Fazies in Sedimente tieferen Wassers über. Diese greifen gegen die Cevennen nicht soweit vor wie die Cephalopodenmergel des Valendis; die Verlagerung der Fazies-Grenze ist sehr deutlich bei Alais (Seynes), wo besonders das Obere Hauterive betonten Fachwasser-Habitus zeigt gegenüber dem hier noch bathyalen Valendis.

Am weitesten gegen Osten zurückgedrängt erscheint aber die hochmarine Hauterive-Fazies südlich Privas, indem z. B. bei Ruoms und Villeneuve de Berg die kalkige Saum-Fazies bis zur Rhône bei Viviers heranreicht (SAYN & ROMAN 1904). Über Cruas und Crest ist dieser Schelfrand mit der analogen Fazies-Grenze im südlichen Vercors zu verbinden (s. S. 193).

Zusammenfassung (vgl. Abb. 34)

Auf der *Ost-Seite* des größtenteils wohl landfesten *Zentral-Massivs* lag während des unteren Neokoms ein breites *Flachwasser-Gebiet* mit neritischer Entwicklung von Valendis-Hauterive. Die Fazies-Grenze zur hochmarinen Ausbildung ist sehr scharf, d. h. der *Abfall des Schelfes zur Subalpin-Vocontischen Beckentiefe* war recht plötzlich. Dieser eigentliche Rand des Zentralmassiv-Schildes folgt der Linie Chambéry-Grenoble-Crest-Alais-Nîmes. Der Saum verlagert sich — gegenüber der Oberjura- und Valendis-Zeit — im Hauterive beckenwärts, die Senke wird Stufe für Stufe mehr eingengt.

Im Süden dehnt sich das westliche Hochgebiet von der Mtge. Noire etwa über Narbonne weit ostwärts aus. Es riegelt dabei in der Gegend von Montpellier die Rhodanische Tiefe auf ihrer Südseite ab.

3. Provençalischer Raum (Zsfg. S. 198).

Südwest-Provence

Daß der Schelf über Montpellier ostwärts seine Fortsetzung findet, zeigt sich am deutlichsten in der südlichen Provence. Zwischen Toulon (Ollioules Nord) und Marseille (z. B. Roquevaire) besteht das untere Neokom aus einer nur 50—80 m mächtigen Masse von weißen, z. T. oolitischen, z. T. mergeligen Kalken⁴⁰). Die Mächtigkeit nimmt ostwärts noch ab (M. BERTRAND 1887). Diese Ausbildung kommt den „calcaires miroitants“ des Cevennen-Randes recht nahe. Aus der Gegend von Aix erwähnt ROCH (1927) Alec-tryonien im Valendis, zoogene Lagen mit Exogyren im Hauterive. In der Chaîne de la Nerthe ist eine geringe Fazies-Veränderung nachzuweisen (REPELIN 1900): Die hellen Kalke mit Nerineen und Rudisten, wie sie das Valendis von Marseille charakterisieren, werden nordwestwärts mergeliger. Sie ähneln damit schon etwas der Valendis-Entwicklung in den Alpilles, woher durch BRUN (1919) wenigstens aus dem tiefsten Teil der Schichtfolge pyritisierte Ammoniten beschrieben werden. Hier, bei Les Beaux, wo die Mächtigkeit des unteren Neokom schon auf rund 300 m angestiegen ist, entspricht also die Valendis-Fazies etwa der von Nîmes. Im Hauterive dagegen macht sich hier wie dort wieder eine bedeutende Zunahme von Karbonatgehalt, ein Zurückweichen der „bathyalen“ Cephalopoden und statt dessen ein Vorherrschen der „neritischen“ Echinoiden bemerkbar. —

So zeigen sich am nordwestlichen Saum der Ostpyrenäisch-Maurischen Masse die prinzipiell gleichen Faziesverhältnisse wie am östlichen Schelfrande des Zentral-Massivs. Das ist umso einleuchtender, als ja beide Hochgebiete über die Gegend der heutigen Rhône-Mündung („Schwelle von Montpellier“) miteinander in unmittelbarer Verbindung stehen. —

Vaucluse-Plateau

Diese Entwicklung dehnt sich nordwärts bis über die Durance aus.

40) Den Portland-Kalken der Nachbarschaft wie auch dem darüberliegenden Urgon ist diese Fazies recht ähnlich.

Den Südrand des Vaucluse-Plateaus bildet hier die Chaîne du Luberon. (Ihre Probleme sind letzthin durch GOGUEL 1933 einer weitgehenden Klärung zugeführt worden.) Valendis ist wohl mergelig entwickelt, wird aber ostwärts wesentlich kalkiger und enthält fast ausschließlich Austern; der „calcaire rousse“ (GOGUEL) an der Hangendgrenze dürfte dem Fontanil-Kalk entsprechen. Das Hauterive zeigt ebenfalls eine neritische Ausbildung, im Westen die typische Toxaster-Fauna. So schließt GOGUEL sehr mit Recht für den Luberon-Zug und besonders für seinen Ostteil auf eine „zone moins profonde ou plus voisine du rivage“.

Wir gehen einen Schritt nordwärts, an den nördlichen Rand des Vaucluse-Plateaus in Ventoux-Lure. Dort fanden wir als südliche Saum-Fazies des Vocontischen Beckens zwar noch immer Cephalopodengesteine, aber doch in deutlicher Flachwasser-Entwicklung (vgl. S. 190). —

Das Hochgebiet der Vaucluse ist demnach nicht nur die östliche Begrenzung für die Rhodanische Senke, sondern vor allem die scharfe südliche Rand-Schwelle des Vocontischen Troges.

Südrand des Subalpinen Troges

Diese nördliche Schwellenkontur haben wir nun gegen Osten zu verfolgen.

Zunächst erscheinen bereits östlich des eigentlichen Vaucluse-Plateaus in der Gegend der Durance-Verdon-Mündung im unteren Valendis milde Mergel, im Hauterive schon wieder Ammoniten, wenn auch vorerst nur der faziell neritische *Acanthoplites radiatus* (GOGUEL 1933). Es überwiegen hier noch weit die Spatangen, Brachiopoden und Austern (Blatt Forcalquier). Selbst weiter alpenwärts, bei Chabrières südlich Digne, zeigt sich mit dem Vorherrschen der Toxaster-Fazies im Oberen Valendis (HAUG 1891) noch immer die Andeutung flachen Wassers. Die Valendis-Hauterive-

Zu Abb. 34 und 35 (s. Seite gegenüber).

Neokom

1—3 Ausdehnung des typischen Urgon: 1 riffkalk-artige Gesteine im Unter-Barrême, 2 dasselbe im Ober-Barrême; 4 maximale Verbreitung der Cephalopoden-Fazies im Unter-Barrême, 5 glaukonitische Saum-Fazies, 6 Cephalopoden-Kalke des Bedoule, 7 ständig Becken-Fazies, 8 Land.

„Urgon“-Mächtigkeit (vgl. auch Abb. 37).

1 Land, 2 Schelf mit typischer Urgon-Entwicklung, 3 Saum-Gebiet des Beckens und Faziesbereich der Kieselknollen-Kalke, 4 Tiefenrinne des Vocontischen Troges mit Mergelkalken in Barrême-Unterapt.

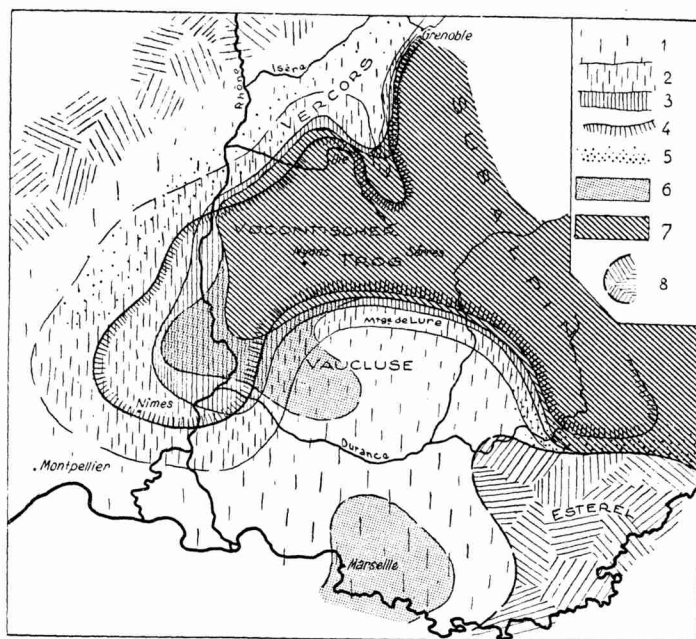


Abb. 34

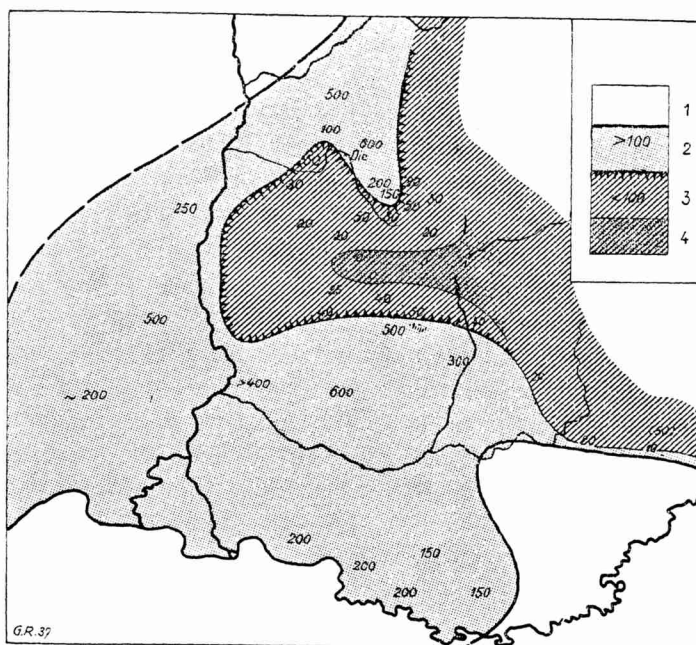


Abb. 35

Unterkreide-Fazies im Grenzgebiet der Alpen-Pyrenäen.

Abb. 34 Neokom, Abb. 35 „Urgon“-Mächtigkeit
(Erklärung auf S. 196)

Serie ist hier in den äußersten Falten der Subalpinen Randketten (z. B. Moustiers Ste. Marie) nur rund 100 m mächtig. Erst bei Barrême bekundet die ausschließlich bathyale Entwicklung des gegen 200 m starken Unter-Neokom die Zugehörigkeit zur Subalpinen Trogtiefe.

Der nördliche Rand der Vaucluse-Estérel-Schwelle lag etwa am mittleren Verdon. Dort, z. B. bei La Palud, bestehen 25 m Berrias aus sehr rauen Kalken, das gesamte Valendis aus kaum 30 m dunkelblaugrauen Mergeln mit Pholadomyen und einzelnen Astierien sowie 5 m Mergelkalken mit Alectryonien (Fontanil-Niveau); das Hauterive umfaßt knapp 60 m blaue Kalkmergel mit glaukonitischen Bänken. (In diesen Grünsandlagen kommen, genau wie in den analogen glaukonitischen Schichten des Ober-Hauterives von Grenoble, *Oosterella villanovae* vor (KILIAN 1912, 1913a)). Nur wenige Kilometer alpen-einwärts, etwa bei Castellane, entspricht dieser kümmerlichen Folge ein mehrere hundert Meter mächtiges Unter-Neokom in reiner Ammoniten-Fazies.

Etwa 12 km östlich Castellane liegt der Schwellenrand bei La Bastide, wo das sehr kalkige Unter-Neokom nur knapp 50 m mißt. Schon rund 8 km nördlicher dagegen, bei La Foux, ist diese Serie wieder auf fast 200 m angeschwollen.

Südlich des unteren Var beträgt die Mächtigkeit etwa 100 m; die hellen Mergelkalke gehen nach LÉON BERTRAND (1898) nordwärts in dunklere Mergel über. Schon an der Einschaltung geringer Grünsandlagen zeigt sich aber hier der Flachwasserhabitus. Am weitesten, nämlich bis auf kaum 20 m dezimiert und völlig glaukonitisch findet sich das Unter-Neokom bei Escragnolles (NW Grasse).

Bei Nizza (St. Jean) bestehen zwar über dem dolomitischen Portland helle Kalke, die MAURY & CAZIOT (1905) für tiefes Valendis halten. Am unteren Var (AMBÉYRAC 1902) aber dürfte — selbst unter Berücksichtigung der Alb-Transgression — unteres Neokom kaum mehr sedimentiert worden sein. Auch im Gebiet von Monaco sprechen die geringmächtigen Kalke mit Silixknollen und glaukonitsandigen Einschaltungen (RIVIÈRE 1928) für Ablagerung in flachem Wasser.

Zusammenfassung (vgl. Abb. 34).

Das *Vocontisch-Subalpine* Unterneokom zeigt südwärts so auffällige und *rapide Mächtigkeits-Abnahme* und so plötzlichen Wechsel zu *küstennaher Fazies*, daß wir dort eine recht *nahe Maurische Landmasse* anzunehmen haben. Zwischen mittlerem Verdon und

unterem Var im Norden und dem Argens im Südwesten hat sicher keine Sedimentation stattgefunden.

Der Nordrand der weit vorgeschobenen Vaucluse-Estérel-Schwelle fiel sehr plötzlich ab zum Subalpinen Trog. Dagegen schloß sich im Nordwesten der Durance, eben im *Vaucluse-Gebiet* und davon südlich bis in die westliche Provence, ein ausgedehnter Schelf-Bereich an. Er steht, etwa über Montpellier, mit dem Randschelf des Zentralmassivs in unmittelbarer Verbindung und bildet gleichzeitig als südliche Abriegelung der Rhône-Senke die *nördliche Abdachung der Maurisch-Ostpyrenäischen Masse*.

Der Südrand des Rhodanisch-Vocontisch-Subalpinen Haupt-Beckens (Trogfazies: reine Cephalopoden-Mergel) folgt dabei im Provençalischen Raum etwa der Linie: Alpilles-Ventoux-Mtge. de Lure-Digne West-Moustiers-Escagnolles-Nizza.

β. *Barrême-Unterapt* (vgl. Abb. 34 u. 35)

Barrême und Apt können für unser Gebiet nicht in ihrer Gesamtheit gemeinsam behandelt werden. Das Obere Apt verdient gegenüber dem tieferen Teil des Ober-Neokoms eine gesonderte Darstellung (s. S. 207 ff.). Die Gliederung des Barrême in sich und seine Abtrennung vom Unter-Apt ist trotz der vielen ausgezeichneten Spezialuntersuchungen keineswegs klar, besonders dort nicht, wo die für die Gliederung gebräuchlichen Cephalopoden faziell fehlen. Den Begriffen Unter-Barrême, Ober-Barrême und Unter-Apt kommt daher auch hier nur eine mäßige Genauigkeit zu.

1. Becken-Fazies.

Wir beobachten wiederum innerhalb des Subalpin-Vocontisch-Rhodanischen Raumes eine ausgesprochene Becken-Fazies. Hier zeigt das Barrême, insgesamt in bathyaler Ausbildung und rund 100 m mächtig, seine klassische Gliederung in den unteren vorwiegend mergeligen Teil mit *Crioceras emerici* D'ORB. und die obere kalkigere Stufe mit *Macroscaphites yvani* Puz.; mit noch etwas höherem Kalkgehalt folgt das Untere Apt (Bedoule) etwa 30 m mächtig, die Stufe des *Ancyloceras matheroni* D'ORB. bzw. *Hoplites deshaysi* LEYM. (vgl. bes. LEENHARDT 1882, KILIAN 1889, PAQUIER 1900).

Diese Entwicklung herrscht im Subalpin in der Zone Grenoble-Gap-Barrême (!)-Castellane, im Vocontischen Quertrog im Streifen von Aspres-Serres-Nyons, jedoch nur teilweise in der Rhodanischen Senke.

2. Becken-Konturen (Zsfg. S. 205).

Die Abweichungen von dieser Tiefenfazies sind zahlreicher und ausgedehnter, als wir es aus älteren Formationen kennen. Die

Flachwassersedimente des oberen Neokom finden dabei ihre besonders typische Ausbildung in der Urgon-Formation. Es handelt sich um feste weiße Massenkalk, deren Fauna aus Rudisten (*Monopleura*, *Requienia*, *Caprotina*, *Heteropleura* usw.) besteht. Außerdem umfaßt aber der Begriff „Urgon“ auch riffartige Kalk, die vorwiegend aus Echinodermen-, Spongien- oder Korallen-Detritus aufgebaut werden, sowie Orbitolinen-Gesteine, das sog. „Rhodanien“. In jedem Falle handelt es sich um *Gesteine gut durchlüfteten Wassers* im Gegensatz zur Mergel-Fazies mit Cephalopoden.

Zentralmassiv-Rand

Unter-Barrême. Im Unter-Barrême fehlt die Cephalopoden-Fazies im gesamten Randbereich der Allobrogerischen Schwelle. Im Norden, z. B. bei Chambéry (HOLLANDE 1894), beginnen die Requienienkalk des Urgon schon unmittelbar über dem Hauterive. Das Vercors bezeugt seine Zugehörigkeit zu diesem Hochgebiet mit der fast vollkommenen Ausbildung des Unter-Barrême als Riffkalk, der hier von ebenfalls neritischen Panopaeen-Schichten eingeleitet wird (SAYN 1910 g). Bemerkenswert ist ein gewisser Unterschied von West- und Ostseite des Vercors-Plateaus. Im Osten, also dem Subalpinen Trog genähert, schiebt sich nämlich die Entwicklung riffartiger Kalk sehr weit südwärts vor; von Chichilianne erwähnt PAQUIER (1900) Dolomite; sie reichen bis über Châtillon en Diois gegen Süden. Die Kalk bestehen dort vorwiegend aus Kalkalgen, Foraminiferen und Schill (PAQUIER). Im Westen, auf der rhodanischen Seite des Vercors, sind dagegen zur gleichen Zeit Spatangien-Exogyren-Kalk im Gebiet nordöstlich Valence, südöstlich sogar noch Cephalopoden-Mergel abgelagert worden (Blatt Valence). Hier stößt somit in einer *Bucht von Die* die Beckenfazies — gegenüber dem Gebiet östlich Die — weit gegen Norden vor. —

Im Rhodanischen Bereich ist das Unter-Barrême südwärts bis etwa zur Ardèche noch als Cephalopoden-Mergel ausgebildet (SAYN & ROMAN 1904). Dann folgen zum Zentralmassiv-Rande hin und südwärts die halbneritischen Austern- und Echiniden-Schichten des „Barutélien“. Doch zeigen sich sowohl bei Alais (CORROY 1923) als auch südwärts bis in die Gegend von Nîmes (Blatt Le Vigan; ROMAN 1903) noch immer Ammoniten.

Auf dieser ganzen Strecke vom Vercors bis zu den Cevennen bekundet sich die Nähe der Küste besonders deutlich in einer glaukonitisch-sandigen Basis des Unter-Barrême, ausge-

zeichnet durch *Holcodiscus fallax* und *Pulchellia compressissima* (PAQUIER 1901 b); diese Schichten greifen über Marsanne bis Crest ostwärts vor (Blatt Privas); sie sind sehr typisch für das strandnahe Barrême (vgl. S. 198). —

Ober-Barrême. Im nördlichen Vercors usw. setzt sich die schon begonnene hochneritische Fazies der weißen massigen Urgon-Kalke fort. Weiter südlich dagegen, besonders im Gebiet von Châtillon en Diois (SE Die) werden ausgesprochene Beckenmergel sedimentiert; sie greifen in der Bucht von Die besonders weit nordwärts vor und enthalten dort pyritisierte Ammoniten bis in das Vercors-Gebiet hinein (SAYN 1899). Nordwärts keilen sie aus bzw. nehmen zwischen der mächtigen Urgonkalk-Serie den Charakter von Orbitolinen-Mergeln an (PAQUIER 1900).

Die Zone des Überganges: Urgon-Massenkalke — Orbitolinen-Schichten — Cephalopoden-Mergel in nord-südlicher Folge bedeutet den Rand der Vercors-Schwelle. In der Umgebung von Die ist diese Fazies-Verzahnung an den leuchtenden Vercors-Felsen, die in glatter Wand fast senkrecht abstürzen, in seltener Schönheit erschlossen (Taf. 8, Bild 1)⁴¹).

Von Crest aus wendet sich dann die Grenzlinie zwischen den Cephalopoden-Mergeln und den Kalkig-neritischen Ober-Barrem gegen SSW. Bei Viviers greift die randliche Urgon-Fazies des Barrême bis auf das östliche Rhone-Ufer vor (SAYN 1910 d); bei Nîmes wiederum herrschen noch Mergelkalke, um westwärts, in der Gegend von St. Hippolyte, ebenfalls in den zoogenen Kalke des Zentralplateau-Randes überzuleiten (ROMAN 1903.)

Unter-Apt. Die neritische Kalkfazies stößt während des Unteren Apt am weitesten gegen die Beckenbereiche vor. So bleibt für die Entwicklung der *Cephalopoden-Mergel* nur ein enger Raum. In dem südlichen Steilabfall des Vercors kommt die Grenze der Trog-Fazies wiederum deutlich zum Ausdruck. Ammonitenführende wohlgebankte Mergelkalke greifen in der Bucht von Die bis nach Ambel zwischen östlicher Vercors-Schwelle und Zentral-Massiv weit nordwärts vor (PAQUIER 1900); und auch die Rhodanische Tiefe

41) Das so unwahrscheinlich schnelle und fast restlose Auskeilen der mehr als 600 m mächtigen Urgonkalke hat — entgegen der alten und richtigen Erkenntnis eines Fazies-Wechsels — zu Erklärungen Anlaß gegeben, die man nur als phantastisch bezeichnen kann: so sprachen zwei um die Kreide-Stratigraphie hochverdiente Forscher die Ansicht aus, es handele sich im Vercors um eine gewaltige Decke von Urgon, die über die mergelige Unter-Kreide des „fenêtre de Die“ hinweggeschoben sei (1924!); vgl. S. 86.

bekundet sich wenigstens im höheren Unter-Apt durch geringmächtiges Vorkommen von Ammonitenkalken (Bedoulien) bei Uzès, Nîmes usw. (PELLAT 1901). Doch kennen wir sonst auf der Westseite der Rhône kein bathyales Unter-Apt mehr.

Zsfg. Zur Zeit des Barrême-Unterapt gehört fast das ganze Vercors zum Allobrogischen Schelf-Teil des Zentral-Massivs. Von Süden her stößt aus dem Vocontischen Trog die Bucht von Die nordwärts gegen die Vercors-Schwelle vor. Auch weiter im Süden hat sich der Schelfrand des Zentral-Massivs im Laufe des Ober-Neokom bis zur Rhône, z. T. sogar darüber hinaus gegen Osten vorverlegt.

Verbindung zu Pyrenäen

Die Schwelle der Mtge. Noire i. w. S. kommt in dem Fehlen jeglichen Unter-Neokoms zum Ausdruck. Das Gebiet südlich der Linie St. Hippolyte-Montpellier bezeichnen SAYN & ROMAN (1904) als „terre émergée“ für die Unterbarrême-Zeit. DONCIEUX (1899) beschreibt das Urgo-Apt von Narbonne, dem jeder Ammonit fehlt, als „très littoral“. In den Corbières transgredieren diese Schichten z. T. unmittelbar auf Grundgebirge (MENGEL 1904). Hier lag demnach eine von dem Zentral-Massiv gegen SE vorgreifende Schwellenzone von Montpellier, die nach postjurassischer Trockenlegung (Bauxite!) erst im Ober-Barrême oder Unter-Apt wieder überflutet wurde. Zwischen Corbières und Zentral-Pyrenäen schob sich aber — offenbar von Westen her — eine zunächst schwache Senke ein, die bisher noch nicht bestand, der Nordpyrenäen-Trog (vgl. Alb). Denn die Gerölle im Apt der nördlichen Ostpyrenäen stammen von der anderen — erst südlich liegenden — Zentralpyrenäischen Schwelle (CAREZ 1892, ASHAUER 1934). Daß diese, etwa über den heutigen Golfe du Lion, mit dem Hochgebiet Mtge. Noire-Montpellier in Verbindung stand, ist zwar nicht unmittelbar nachweisbar, aber nach der Paläogeographie älterer Formationen sehr wahrscheinlich.

Süd-Provence

Über die Rhône-Mündung ostwärts verschmilzt die Schwelle von Montpellier mit einem weiten Schelfgebiet in der südlichen Provence. „Das Urgon von Marseille beginnt bereits im Ober-Hauterive“ (DENIZOT 1932 b). Tatsächlich folgen den Oberjura-Dolomiten bei Marseille-Toulon höchstens 100 m plattige Kalke, die dem untersten Neokom entsprechen (Ste. Baume). Örtlich, wie etwa im Massif de l'Etoile bei Roquevaire, südlich Le Beausset/

Toulon und südöstlich Marseille, können sie aber ebenso massig und zoogen ausgebildet sein wie das darüber folgende typische Urgon (vgl. Abb. 35).

Das Unter-Apt freilich ist hier auf kleinem Raume (Zentrum La Bedoule) in cephalopodenreichen Mergelkalken, dem „Bedoulien“, vertreten. Einerseits bei Marseille-Aix ⁴²⁾ (DENIZOT 1932 b), andererseits nördlich Toulon (KILIAN 1910 b, MAURY 1914) gehen diese Schichten schon wieder nach beiden Richtungen in die Flachwasser-Fazies des typischen Urgon über. Ihr Vorkommen ist wichtig. Zeigt es uns doch eine schon in der späten „Urgon-Zeit“ beginnende Eintiefung einer Südprovençalischen Senke an.

In einer Mächtigkeit von rund 200 m ist das Ober-Neokom der Provence sonst überall als einförmige Urgonmasse entwickelt.

Südrand des Vocontisch-Subalpinen Troges (Vaucluse-Estérel-Schwelle)

Die Rhodanische Senke reicht im Unter-Barrême etwa bis Avignon nach Süden. Sie steigt zu dem südlich abriegelnden Schelf von Montpellier langsam heraus. So enthält das Unter-Barrême der Chaîne des Alpilles keine Cephalopoden mehr (GOGUEL 1932 b), sondern nur Echiniden, Brachiopoden usw. Im Ober-Barrême setzt hier die Urgon-Entwicklung ein. In der Luberon-Kette ist nach GOGUEL auch das Unter-Barrême schon in neritische Kalkfazies ausgebildet, das Urgon wächst auf 600 m an. Bei Avignon wechselt im Barrême die Fazies von Kalkmergeln im Westen zur typischen Urgon-Entwicklung (Orgon!) im Süden und Osten. Die Silexknollenkalke des Unter-Apt (LEENHARDT 1899) stellen die Saumfazies der Vaucluse-Schwelle zum Rhodanischen Becken dar.

An seinem nördlichen Rande zeigt das Vaucluse-Plateau ganz ähnliche Fazies-Verhältnisse wie der Süd-Saum der Vercors-Schwelle. Zwar liefert das Barrême der Mtge. de Lure noch Ammoniten (KILIAN 1889). Aber in der enormen Kalk-Entwicklung — einschließlich des Unter-Apt rund 500 m — handelt es sich bereits um die Übergangs-Sedimente vom Vocontischen Troge zu der reinen Urgon-Entwicklung der südlich anschließenden Vaucluse-Schwelle. Der Fazies-Wechsel von Schelf zu Becken geht hier so abrupt vor sich, daß man an einer stratigraphischen Parallelität zweifeln könnte: Die 500 m mächtigen, vorwiegend weißen zoogenen Kalke des Lure-Kammes sind kaum 3 km weiter nördlich vertreten durch nur insgesamt 100 m mergeliges Unter-Barrême, kal-

42) Martigues: Urgon (PELLAT 1903) — Nerthe: Silexknollen (REPELIN 1900) — La Bedoule: Mergelkalke.

kiges Ober-Barrême und Unter-Apt. Typisch für die Saum-Fazies zwischen Becken und Schwelle ist auch hier ein Streifen von Kieselknollen-Verbreitung im Unter-Apt parallel dem nördlichen Plateau-Rand (Sisteron-Ventoux).

Ostwärts reicht die mächtige Urgon-Entwicklung der Vaucluse-Schwelle etwa bis zur Durance. Bei Sisteron herrscht bereits die Oberneokom-Ausbildung des Beckens in etwa 200 m Mächtigkeit (vgl. KILIAN 1889). Auch weiter südlich, im Osten der Luberon-Kette, geht das Urgon ostwärts in Silexknollen-Kalke über (GOGUEL 1933). Jenseits der Durance, am Alpenrande in der Gegend von Moustiers Ste. Marie, beträgt die Mächtigkeit der Barrême-Apt-Kalke noch 80—100 m; beim Ort Barrême, im Subalpinen Trog selbst, ist die gesamte Barrême-Stufe als Cephalopodenmergel rund 100—150 m mächtig, das Untere Apt besteht aus 20 m wohlgebankten Kalken. Diese *ostwärtige Abdachung von der Vaucluse-Schwelle zum Subalpinen Trog* ist also im Ober-Neokom nur sanft.

Anders am Verdon! Schon bei La Palud, also nur wenige km SE Moustiers, beginnt das Barrême mit glaukonitsandigen Lagen (*Pulchellia*, *Holcodiscus*, Belemniten) und ist in der Fazies rauher Kalke inklusive des Unter-Apt nur kaum 30 m dick. Gegen Norden — etwa von der Verdon-Jabron-Mündung auf Castellane zu — ändert sich diese ausgesprochen strandnahe Fazies beinahe sprunghaft: Das Barrême nimmt bis auf ca. 150 m Mächtigkeit zu, enthält massenhafte Crioceren, das Sediment ist kalkig-mergelig. Das gleiche Bild des abrupten Fazies-Wechsels bietet 15 km weiter östlich der Weg von Logis du Pin nach La Foux. In der Gegend von Grasse (Escragnolles) schließlich besteht das ganze Ober-Neokom nur mehr aus 10—15 m gründsandigen Kalken. Bis über den unteren Var hinaus deutet sich die gleiche Ausbildung an, soweit hier überhaupt Neokom vorhanden ist (vgl. S. 211).

Die glaukonitisch-sandige Randfazies des Unter-Barrême wie sie auch den Rand des Zentral-Massivs begleitet (s. S. 200), ist vom Verdon bis zum unteren Var auf eine schmale Zone beschränkt, die den alleräußersten Falten der Subalpinen Randketten entspricht (vgl. KILIAN 1910 b). Sie weist gemeinsam mit der aus dem Subalpinen Trog südwärts abrupt abnehmenden Mächtigkeit darauf hin, daß hier nicht nur ein Schelf-Abfall, sondern der Rand einer festländischen Schwelle gelegen hat. Es handelt sich dabei um das südöstliche Teilstück des hier als Vaucluse-Estérel-Schwelle bezeichneten Hochgebietes.

Zusammenfassung

Die Zeit Barrême-Unterapt bringt eine wesentliche Einschränkung des Beckenraumes mit sich. Die Schelfränder schieben sich von allen Seiten gegen die Trogtiefe vor. In diesen Flachwasser-Bereichen ist die Bedingung für das Entstehen mächtiger Riffklötze besonders günstig (vgl. Abb. 35).

So umzieht ein breiter Urgon-Gürtel am Ost-Fuß des Zentral-Massivs vom Vercors über die als solche recht verkümmerte Rhône-„Senke“, dann durch die südliche Provence bis zum Vaucluse-Plateau und umklammert den eingeeengten Vocontischen Trog. Gegen dieses Becken geht die Riffkalk-Fazies meist äußerst jäh zu Ende, dadurch den scharfen Abfall des Schelfes besonders deutlich markierend.

Bemerkenswert ist demgegenüber das völlige Fehlen der Urgon-Fazies an dem nicht minder steilen Südrand des Subalpinen Troges zur Estérel-Schwelle hin. Das glaukonitische Ober-Neokom bedeutet hier die Saum-Fazies eines festländischen Hochgebietes im Bereich des östlichen Maurischen Massivs. Das *Vaucluse-Gebiet* mit Rifftypus stellt nur *die weit gegen NW vorgreifende Schelfplatte dieser Maurischen Masse dar.*

3. Die Vocontische Trog-Rinne.

Der Vocontische Trog bekundet seinen Charakter als ausgesprochene Sedimentations-Rinne wohl nie deutlicher als zur „Urgon-Zeit“. Von Norden und Süden keilen die Riffklötze urplötzlich aus, gehen über in Silexknollen-Kalke einer schmalen Zwischenzone, um sich schließlich im Becken-Inneren von Mergelkalken vertreten zu lassen. Die Trog-Achse verläuft genau E—W von Serres über Rosans auf Nyons zu, wo sich die Senke allmählich heraushebt.

Im Unter-Barrême fand PAQUIER (1900) in dünnen Gesteinslinsen akkumulierte Belemniten, die nur in dem ruhigen Wasser einer tiefen Rinne abgelagert sein können. Sie kommen ausschließlich in einem schmalen Streifen zwischen Serres und Rosans vor (vgl. Aptychen-Schichten des Valendis; S. 189!).

Bemerkenswert ist die Querschnittform des Troges, die sich aus der Verteilung der Kalkfazies in Oberbarrême-Unterapt ablesen läßt (vgl. Abb. 37). Das Tiefenmaximum lag etwas zum südlichen Trogrand hin verschoben. Denn die Kalke nehmen vom Vercors (Die) südwärts etwas allmählicher an Mächtigkeit ab, als von der Mtge. de Lure aus nordwärts. Hier geht

vielmehr der Fazies-Wechsel schneller vonstatten. Der südliche Trogrand war also wohl der steilere. Das trifft wiederum nur für das große Bild zu. Denn wir beobachten gerade auf der flacheren nördlichen Trog-Böschung etwa in der Gegend von Rosans ein ganz plötzliches Aufhören nennenswerten Kalksedimentes in Oberbarrême-Unterapt. Zugleich damit sind subaquatische Rutschungen in den Kalkmergeln der Barrême-Apt-Grenze hier weit verbreitet. Die Gleitfalten zeigen dabei mit ihrem Kopf ausschließlich gegen Süden. Die Rutschungen erfolgten also in Richtung auf die — in der Fazies dokumentierte — tiefste Rinne (Abb. 36).



Abb. 36. Subaquatische Rutschungen im Barrême am Nord-Hange der Vocontischen Rinne; Gleitungen südwärts. Vgl. Abb. 37!

Dargestellte Ausschnitte 3—5 m hoch. — Aus der Umgebung von Rosans.

Dieses Bild des gegen Süden zunächst flach, dann aber plötzlich abfallenden nördlichen Trogsaumes wird noch verfeinert durch eine weitere Erscheinung. Schon im Unter-Barrême kommen hier nämlich gewisse riffartige Bildungen vor, so südlich Rosans, bei Remuzat, SE Nyons usw. Es handelt sich vor allem um Kalkalgen-Foraminiferen-Gesteine geringer Ausdehnung (vgl. PAQUIER 1900). Es ist sehr auffallend, daß sie ausgerechnet die Zone einhalten, südlich derer dann an der Apt-Grenze die submarinen Gleitungen zu beobachten sind, also dem Nordrand der eigentlichen Tiefenrinne.

Damit können wir die Profilform des Vocontischen Troges mit ziemlicher Gewißheit rekonstruieren (Abb. 37). —

Aus der Verteilung der verschiedenen Fazies schließen wir auf Lage und Kontur von Becken und Schwellen. Dabei zeigt sich gerade in diesem Beispiel, wie auf einem eindeutigen Schwellengebiet unter gewissen Verhältnissen eine größere Gesteinsmächtigkeit zur Sedimentation kommen kann als in der Geosynklinale, der sog. Sediment-„Sammelmulde“. Die beiderseitigen Schwellengebiete sind nach der Mächtigkeit ihrer Ablagerungen allein im oberen Neokom um rund 600 m abgesenkt worden. Die Vocontische Trog-

zone bestand entweder bereits vorher als Tiefe und machte diese Absenkung in gleichem Maße mit; oder sie eilte als Gebiet größerer Mobilität dieser Bewegung voraus. Daß tatsächlich letzteres zutrifft, zeigen außer den Fazies-Verhältnissen die submarinen Gleitungen, welche irgendwie durch epirogene Bewegungen ausgelöst sein müssen. —

γ. Ober-Apt
(Zsfg. S. 210).

Die Sedimentationsbedingungen erfuhren an der Wende von Unter- und Ober-Apt eine grundlegende Änderung. Denn gegenüber der im Unter-Apt auf die Spitze getriebenen chemisch-organischen Kalk-Sedimentation

auf ausgedehnten Randschelfen erfolgt im jüngeren Teil der Stufe die weitverbreitete Ablagerung feinstklastischer Schlamm-Massen in tiefem, schlecht durchlüfteten Wasser.

Schon im Unteren Apt ging örtlich die Urgon-Entwicklung vorzeitig zu Ende, gefolgt von Mergelkalken mit Ammoniten, der Bedoule-Fazies. Diese Veränderung findet z. B. im NE-Teil des Vaucluse-Gebietes

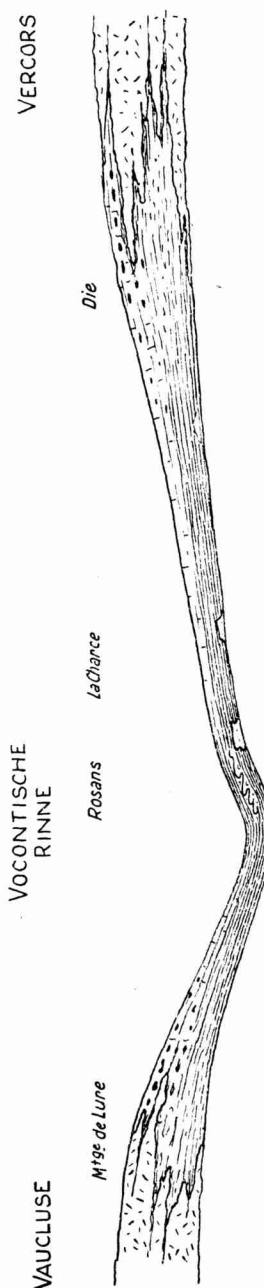


Abb. 37. Querprofil durch den Vocontischen Trog für die Zeit Barrême bis Unter-Apt. Mächtige Rifffalke, „Urgon“, auf den Schwellen von Vaucluse und Vercors; reine Mergel-Entwicklung in der Vocontischen Rinne; als Übergangsfazies der Schwellen-Ränder gebankte Kalke mit schwarzen Silixknollen im Unter-Apt (Bedoule). Die Rifflötze keilen seitwärts sehr plötzlich aus (vgl. Taf. 8, Bild 2). Beachtlich ist die Asymmetrie des Troges: flacher Nord-Hang, steile Südflanke (vgl. auch Abb. 38 a). Besonders steile Neigung auf der Nordseite der tiefsten Rinne mit subaquatischen Rutschungen (Abb. 36). Maßstab 1 : 500000; Überhöhung etwa 5 fach.

südlich Sisteron statt (KILIAN 1889), ausgedehnter noch im Rhodanischen Raum, z. B. in der Gegend von Orange und Uzès (PELLAT 1901). Am auffälligsten ist diese Erscheinung aber am SW-Fuß der Vaucluse-Schwelle (GOGUEL 1932), wo südwestlich der Linie Mormoiron-Apt die Cephalopoden-Fazies des Bedoule buchtförmig gegen SE in den bisherigen Schelfbereich vordringt. Diese Senke mit tieferem Wasser bildet sich beachtlicherweise in Richtung auf das Südprovençalische Becken der Bedoule-Zeit (vgl. S. 203).

In dieser relativen Absenkung einzelner Gebiete bahnen sich die paläogeographischen Verhältnisse des Ober-Apt langsam an.

Die schwach mergeligen, blauschwarzen, z. T. etwas bituminösen Schiefertone, die nur örtlich sandig werden, sind die typischen Gesteine des Gargas und haben — soweit sie nicht bei jüngeren Abrasionen entfernt wurden — eine beinahe allgemeine Verbreitung. Sie zeichnen nicht nur das Subalpin-Vocontisch-Rhodanische Hauptbecken aus, sondern sind auch auf den randlichen Schwellengebieten überall entwickelt. Damit bezeugen sie eine innerhalb des Apt stattgefundene generelle Absenkung des gesamten Raumes zwischen mittlerer Rhône und Mittelmeer. —

Die Fazies wechselt nur in recht engen Grenzen, zeigt aber trotzdem paläogeographische Differenzierungen an.

Becken-Fazies

Mit einer Mächtigkeit von 100—150 m sind reine fast schwarze Mergel ohne jeden Sandgehalt bezeichnend für die Beckentiefen. Diese Fazies beschränkt sich auf die Zone des Subalpins (Digne-Castellane) und auf den Vocontischen Trog (vgl. Abb. 38). Hier sind Phylloceraten, Lytoceraten usw. charakteristisch für das Untere Apt (KILIAN 1895: „type oriental“). Außerhalb dieser Bereiche zeigt bei regional gleichbleibender petrographischer Entwicklung zunächst die Fauna gewisse Abweichungen, worauf besonders KILIAN (1895) hinweist: Die „mediterranen“ Ammoniten verschwinden und werden vertreten durch Hoplitiden, Oppelien usw., eine Fauna vom „type occidental“ KILIAN. Das geschieht von Nyons ab westwärts, von der Mtge. de Lure aus südwärts usw. Das gesamte Rhodanisch-Provençalische Gebiet gehört zu dieser Beckensaum-Fazies des Ober-Apt (Gargas)⁴³. Doch reichen die hochpelagischen Formen im südlichen Teil des Vercors noch relativ weit nordwärts in die Bucht von Die hinein.

⁴³) Auch die Orte Gargas und Apt.

Es ist besonders bemerkenswert, daß die Phylloceraten-Fauna⁴⁴⁾ auch bei Toulon in kleinem Umkreise auftritt (ROCH 1926). Hierher besteht vom Subalpin-Vocontischen Trog durch das Rhônetal hindurch keine Verbindung; denn auf dem Zwischenstück Nyons-Avignon ist die Fauna „westlich“. So muß die Einwanderung der mediterranen Formen in die Provence hinein von Süden her erfolgt sein (vgl. auch S. 219). Jedenfalls bekundet sich hier deutlichst eine selbständige Südprovençalische Senke. Daß dieses Becken besonders in Richtung auf das Maures-Massiv im Osten sich sehr bald heraushob, beweist der ostwärts einsetzende Sandgehalt und das plötzliche Auftreten neritischer Fauna, das Vorherrschen von Austern etc. südlich der Ste. Baume (MARCEL BERTRAND 1887).

Randfazies

Auch in den anderen Gebieten macht sich gleichzeitig mit dem Faunenwechsel meist eine geringe petrographische Veränderung geltend. Die Schiefertone werden vor allem kalkiger; ihre Mächtigkeit verringert sich auf etwa 60—80 m. Weiter randlich nimmt dann der Kalkgehalt noch mehr zu. Es schalten sich dort geringe Kalkbänkchen ein mit *Discoidea*, *Plicatula* usw.; diese Bildungen sind also gewissermaßen als Nachzügler des „Rhodanien“ anzusehen. In derselben Richtung erscheint dann ein gewisser Reichtum an Glaukonit und Sand.

Schon am Südrande des Vercors macht sich ein nordwärts zunehmender Sandgehalt bemerkbar (Blatt Valence; PAQUIER 1906) und charakterisiert damit dieses Gebiet als nördliche Randschwelle des Vocontischen Troges. Besonders im westrhodanischen Bereich werden dünne Kalksandsteinbänkchen mit Orbitolinen und Glaukonitsandlagen recht häufig. Dort sind sie bezeichnend für das obere Drittel des Gargas in der Gegend von Montélimar, Orange, Uzès usw. (vgl. JACOB 1905, PELLAT 1905). Sie bezeugen uns die Annäherung an die Küste des Zentralmassiv-Landes.

Erst bei Narbonne kennen wir dann wieder Oberes Apt. Auch hier findet sich eine sehr ähnliche Fazies: dunkle Ammoniten-Mergel mit Kalkbänkchen und Grünsand (DONCIEUX 1899). In Richtung auf die Pyrenäen schwillt die Mächtigkeit an, das Zentralmassiv-Land senkt sich zum Trog der Nordpyrenäen südlich ein (ASHAUER 1934). Bis zur Provence dehnte sich ein weites ununterbrochenes

44) Darin zeigt sich, daß die Begriffe „faune orientale“ und „f. occidentale“ nicht auch als „alpin“ bzw. „provençalisch“ bezeichnet werden dürfen, wie das gewöhnlich geschieht (KLITAN 1895 u. a.).

Sedimentationsgebiet aus. Es wurde in den Ostpyrenäen wie auch in der östlichen Provence auf seiner Südseite durch eine Schwelle mit Festlands-Charakter begrenzt (Maurische Masse).

Die geringen glaukonitisch-sandigen Einschaltungen am Südrande des Subalpinen Troges von Digne-Castellane usw. sind von diesem Hochgebiet herzuleiten. Die genaue Küstenlage für die Gargas-Zeit können wir freilich hier ebensowenig ermitteln wie anderswo.

Zusammenfassung

Im Ober-Apt sind die markanten paläogeographischen Konturen der vorausgegangenen Zeit weitestgehend verwischt. Die steilen Schelf-Ränder sind verschwunden. Die Sedimentation dunkler Schlicke mit Cephalopoden ist allgemein. Nur in unmittelbarer Nähe des Ufers werden Glaukonitsande in geringen Mengen eingeschüttet (Zentralmassiv-Rand von Grenoble bis zu den Corbières; Estérel-Maures-Schwelle). Die bevorzugten Senken des großen Sedimentationsraumes geben sich fast allein durch ihre „mediterrane“ Fauna zu erkennen: Phylloceraten, Lytoceraten usw. bezeichnen den Subalpin-Vocontischen Trog und das Südprovençalische Becken. Ein Austausch durch die Rhône-„Senke“ hat zwischen den Tiefen jedoch nicht stattgefunden.

b) Innen-Alpen.

1. Innere Grenze des Subalpinen Troges.

Weitverbreitet ist das Neokom nur in den äußeren Ketten des Subalpins. Wir können aber nicht sicher sagen, wieweit sich die Geosynklinal-Fazies alpen-einwärts erstreckt. Denn auf der Innenseite der Subalpinen Kristallin-Massive ist autochthones Neokom überhaupt nicht bekannt. Den einzigen Hinweis gibt die Deckscholle von Sulens (ESE Annecy), deren tektonische Herkunft von der Innenflanke des nördlichen Belledonne-Massivs sichergestellt ist. Die helvetische Klippe enthält Neokom in ausgesprochener Tiefenfazies (MORET 1930). Daraus dürfen wir schließen, daß der Subalpine Trog mit mergeliger Unterkreide-Entwicklung sich ohne nennenswerte Veränderung auch über die Zone der Kristallin-Massive ostwärts verbreitete. Das gilt nur für den nördlichen Bereich.

Mercantour ist dagegen Hochgebiet geblieben. Die Cephalopodenmergel-Serie der Unterkreide von St. André usw. schließt sich gegen NE zu einer einheitlichen Masse heller Kalke zusammen,

deren Gliederung in die einzelnen Stufen des Neokom nicht mehr möglich ist (LÉON BERTRAND 1898, 1902). Diese neritische Fazies begleitet nicht nur von Barcelonnette ab den W-, SW- und S-Fuß des Mercantour-Massivs. Sie stellt sich vielmehr auch in der Gegend des Barrot im Streichen des Subalpinen Troges allmählich ein (L. BERTRAND 1898, 1902, KILIAN & REBOUL 1909, AMBEYRAC 1902, PELLEGRIN 1902, RIVIÈRE 1928). An der Vesubie, am unteren Var, bei Nizza und Monaco herrscht überall diese Schwellenfazies von kalkigem Neokom, dessen geringe Mächtigkeit von insgesamt 50—100 m in krassem Gegensatz steht zu der gewaltigen Mergel-Entwicklung (> 800 m) der Geosynklinale. —

Der *Subalpine Trog* wird also hier nicht nur von Norden her durch das Mercantour-Massiv *eingeeengt*, sondern zeigt auch im *Streichen eine sehr starke Heraushebung* zum Schelf bzw. *Hochgebiet des unteren Var*.

2. Briançonnais.

Die Var-Mercantour-Schwelle hängt nicht nur südwestwärts über Antibes mit dem Estérel, der Maurischen Masse, zusammen. Sie bildet auch gleichzeitig einen *Teil des Briançonnais-Rückens*. Denn im Gebiet von Tenda, an der NE-Ecke des heutigen Mercantour-Kristallins, herrscht nach FRANCHI (1894) dieselbe kalkige Fazies in der geringmächtigen Unterkreide wie am Var. Ob das Neokom-Meer auch den Massivkern eindeckte, muß offen bleiben. Auf der Innenseite des Massivs ist diese Entwicklung noch eine Strecke weit im Streichen gegen Norden zu verfolgen. Wo sie dort zu Ende geht, wissen wir nicht. Sie verliert sich in den engen Falten und Schuppen des Briançonnais-Gebietes. Die Unter-Kreide ist hier inmitten einer Schichtserie zu suchen, die mit dem oberjurassischen „marbre de Guillestre“ beginnt und mit den petrographisch ähnlichen „marbres en plaquettes“ endet. Im Hangenden des Guillestre-Kalkes fand KILIAN (1894) Duvalien. Die „marbres en plaquettes“ gehören größtenteils der Oberkreide an und liegen häufig transgressiv (MORET & BLANCHET 1924, 1925). Nur als kleine Vorkommen fanden sich in der am Briançonnais wurzelnden Flyschdecke des Embrunais geringmächtige Kalkschiefer mit Radiolarien und *Aptychus didayi*, so zwischen Embrun und Briançon (GIGNOUX 1932, 1933) und südlich Barcelonnette (Y. WAHL, GUBLER & SCHOELLER 1925). Diese Fazies weicht nur wenig ab von dem im Autochthon unter der Ubaye-Decke in kaum größerer Ausdehnung bekannten Neokom.

In diesen kleinen Resten zeigt sich, daß die Subalpine Becken-Fazies im Osten an einen gänzlich andersartigen Faziesbereich im Briançonnais grenzte. Hier scheint die Unterkreide *nur in geringer Mächtigkeit* und auch wohl *nicht überall sedimentiert* worden zu sein.

3. Pennin.

In der Serie der Schistes lustrés besteht keine Schichtlücke, welche auf eine Unterbrechung in der Sedimentation schließen ließe. So wird diese gewaltige Schieferserie auch Ablagerungen unterkretazischen Alters umfassen.

Teilergebnis (IV): Die Sedimentationsräume des Neokom.

Folgende paläogeographische Einheiten treten in der Unterkreide-Zeit in Erscheinung:

Alpen

Im Pennin scheint die Serie der Schistes lustrés auch Sedimente der Unter-Kreide zu enthalten; die Einsenkung der Ortho-Geosynklinale hat wohl ununterbrochen fortgedauert.

Das Briançonnais dürfte nach den überaus kümmerlichen Resten von Unterkreide, die heute noch existieren, als mehr oder weniger ausgeprägte Schwelle mit Flachwasser-Bedeckung weiterbestanden haben. Im Süden verschmolz dieser Rücken nunmehr vollkommen mit dem Mercantour und dem Hochgebiet des unteren Var. Es steht damit in engem Zusammenhang mit dem äußersten Ost-Sporn des Maurischen Massivs bzw. mit der Korsischen Masse.

Subalpin

Auf der äußeren, westlichen Seite wird die Briançonnais-Schwelle begleitet von der Parageosynklinale. Dieser Sedimentationsraum besteht aus dem Subalpinen Trog im Streichen der Alpen und dem quer dazu ausbrechenden Vocontischen Becken. Die rund 800 m mächtige Mergel-Serie der Unter-Kreide mit Phylloceraten-Fauna trägt ausgesprochenen Geosynkinal-Charakter. Im Westen bedeutet eine rapide Mächtigkeitsabnahme und kalkig-glaukonit-sandige Fazies die Außengrenze des Subalpinen Troges. Sie zieht sich von Chambéry über Grenoble und das östliche Vercors — hat dann hier die Vocontische Lücke — beginnt wieder bei Digne und setzt sich fort über den mittleren Verdon-Castellane usw. In den Alpes Maritimes zeigt das nur 50 m mächtige kalkige Neokom zwischen Mercantour und Nizza-Monaco, daß der Subalpine Trog hier im Streichen sein Ende findet. Er hebt sich zum Schelf-

gebiet des unteren Var heraus, eingegabelt zwischen Briançonnais-Rücken und Maurischer Masse.

Vocontischer Trog

Die Geosynklinal-Fazies reicht von Osten her mit unverändertem Charakter in dem „fosse vocontienne“ (PAQUIER) weit nach Westen. Die Nordgrenze, in der Bucht von Die nordwärts vorgeschoben, wird durch das Vercors markiert, die Südgrenze durch das Vaucluse-Plateau. E-W streichend senkt sich zwischen beiden die Vocontische Rinne ein. Ihr Profil ist leicht unsymmetrisch: Die Achse, das Tiefenmaximum, gegen welches submarine Gleitungen stattfanden, liegt dem Südrand (Mtge. de Lure) genähert. Die Fazies-Gegensätze zwischen Trog und Randschwelle verstärken sich im Laufe des Neokom immer mehr. Sie erreichen zur Urgon-Zeit (Oberbarrême-Unterapt) ihren Höhepunkt; die rund 600 m mächtigen riffartigen Urgonkalke der beiderseitigen Hochgebiete gehen von beiden Richtungen her schlagartig zu Ende und sind im Trog durch eine nur etwa 150 m dicke Mergelkalkserie vertreten. In der Gargas-Zeit sind diese Gegensätze weitestgehend ausgeglichen.

Rhône-Senke

Die Rhodanische Senke bildet eine südwestliche Ausbuchtung des Vocontischen Troges. Hier reicht die Fazies der Cephalopodenmergel im Valendis bis in die Provence, im Hauterive nur noch bis etwa Avignon, im Barrême nicht einmal mehr bis Orange nach Süden (vgl. Taf. 11a); erst im Bedoule bahnt sich eine neue schwache Einsenkung an. Die Rhône-Tiefe schließt sich also im Laufe des Neokoms von SW her immer mehr; sie wird zu einer Cevennen und Vaucluse verbindenden Schelf-Brücke.

Zentralmassiv-Rand

Bis in die Gegend von Chambéry schiebt das Zentral-Massiv einen Vorsprung nach Nordosten, die Allobrogische Schwelle. Auf ihrem Iserischen SE-Rand kommen zoogene Kalke fast das ganze Neokom hindurch zur Ablagerung. Das Vercors ist als ostwärts vorgreifende Schelfplatte des Zentral-Massivs aufzufassen. Die mächtige Urgon-Entwicklung bekundet hier das flache Wasser.

Die Schwelle von Montpellier wächst als südlicher Abschluß der Rhône-Senke immer weiter gegen NE. In seiner ganzen Länge zeigt der breite Randschelf des Zentral-Massivs zum Subalpin-Vocontischen Beckenraum hin einen sehr steilen Abfall, der sich erst in der Gargas-Zeit etwas mildert.

Provence

In der Gegend von Montpellier besitzt der Schelf eine weite Ausdehnung vom Zentral-Massiv aus nach Osten. Valendis, Hauterive, Barrême sind in der Provence nirgends als bathyale Cephalopodenmergel, sondern fast überall als riffähnliche Kalke oder gar typisches Urgon entwickelt. Der gesamte Bereich im weiten Umkreis des Golfe du Lion bildet die flache nördliche Abdachung eines einheitlichen Hochgebietes zwischen Zentralpyrenäen und Maurischer Masse.

Erst im Laufe des Apt findet der zwischen Zentralmassiv und Pyrenäen-Achse sich einsenkende Nordpyrenäische Trog seine Fortsetzung südöstlich der Corbières und südlich der Schwelle von Montpellier nach Osten bis in die Gegend von Toulon. Das Südprovençalische Becken geringer Ausdehnung (Marseille), welches sich in der Bedoule-Zeit zum ersten Male andeutet, ist das östliche Ende dieser Senke.

Vaucluse-Estérel-Schwelle (Maurisches Massiv)

Das Maurische Massiv ist während des Neokom größtenteils Festland. Vaucluse stellt die nach NW weit vorgreifende Schelfplatte dar; sie steht über Montpellier mit dem Randschelf des Zentral-Massivs in unmittelbarer Verbindung. Dabei wird die Rhodanische Senke immer weiter nordwärts zurückgedrängt und abgeriegelt.

Den nördlichen Rand der Vaucluse-Schwelle (Mtge. de Lure) bildet ein steiler Schelf-Abfall zum Vocontischen Troge, eine Linie, die weiter östlich ihre Fortsetzung findet im N-Saum der festländischen Estérel-Schwelle zur Subalpinen Tiefe. Im Osten verschmilzt die Estérel-Schwelle schließlich über das Hochgebiet des unteren Var mit dem Briançonnais.

Im SW des Rückens Estérel-Vaucluse legt sich erst während des Apt die Provençalisch-Nordpyrenäische Senke an. —

Während des Neokom bleiben die bisherigen paläogeographischen Einheiten des Alpen Raumes ziemlich unverändert bestehen. Im Laufe des Unter-Neokom werden die Beckenräume sehr stark eingeengt durch das weite Vorgreifen der Randschelfe von Zentral-Massiv und Maurischer Masse. Die Gegensätze werden erst wieder verwischt durch eine generelle Absenkung im Ober-Apt.

Die Rhodanische Senke verliert durch eine Schelf-Brücke zwischen Cevennen und Vaucluse gänzlich ihren Charakter. Ihr bisheriges Süd-Ende, das Provençalische Becken, wird damit

selbständig bzw. zum Ost-Ende des Nordpyrenäischen Troges. Darin deutet sich *zum ersten Male eine Grenze zwischen Alpinem und Pyrenäischem Raume* an. —

V. Austrische Bewegungen und Transgression des Alb.

(Ergebnis S. 226)

Die sehr gleichförmige Fazies des Oberen Apt läßt einen weitgehenden Niveau-Ausgleich der älteren Becken- und Schwellen-Räume erkennen. Demgegenüber erfolgte vor der Sedimentation des Alb eine sehr bedeutende Zuspitzung des Reliefs durch epirogene Belebung der Schwellenzüge. Diese Aufwärtsbewegung führte zur Trockenlegung ausgedehnter Gebiete und zu tiefgreifenden Abrasionen. Nur zum kleinen Teil konnten diese Hochgebiete bereits im Alb dem Sedimentationsbereich wieder zurückgewonnen werden. Zum anderen Teil wurden sie nur allmählich von jüngerer Kreide eingedeckt. In gewissen Ausmaßen haben sie sogar bis heute keine Überflutung wieder erfahren.

Durch diese zeitliche Ausdehnung der Transgressionsvorgänge wird das wirkliche Alter der eigentlichen Bewegung verschleiert; denn in den Kernbereichen der Hebung steht entsprechend der größeren Schichtlücke scheinbar ein längerer Zeitraum dafür zur Verfügung. Doch zeigen uns die Schwellen-Saumgebiete mit hinreichender Klarheit in der Transgression des Alb das austrische Alter dieser epirogenen Bewegungen und ihre relative Kurzfristigkeit an.

Am deutlichsten umrissen werden die Gebiete des Aufstiegs durch die Abgrenzung der Räume, in denen die Sedimentation vom Apt bis in die jüngeren Formationen hinein ihre ununterbrochene Fortsetzung findet.

a) Subalpin-Vocontisches Becken und seine Umrandung

(vgl. Abb. 38)

Becken-Tiefe

Die Kontinuität Apt-Alb ist in den Beckenräumen so groß, daß vielfach nicht einmal eine Grenzziehung zwischen diesen beiden Stufen möglich ist.

So nimmt im *Subalpinen Trog* die Ablagerung der schwarzen Mergel ihren gleichmäßigen Fortgang. Vom Dévoluy bis Digne und darüber hinaus über Barrême—St. André—nördlich Castellane bis zum Barrot sind die schwarzen Mergel von Apt-Alb in einer Mächtigkeit von rund 300 m entwickelt. Davon scheint freilich

nur ein kleiner Teil noch zum Oberen Apt zu gehören; denn nur etwa 50 m über der Basis konnten wir bei Lus la Croix Haute bereits eine *Leymeriella tardefurcata* LEYM. finden. Das Alb geht in diesem Raum — bei der Spärlichkeit der Fauna ohne eindeutige Grenze — mit allmählich helleren Farben in das kalkig-mergelige Cenoman über.

Diese typische Geosynklinal-Fazies des Subalpin findet zwischen dem Dévoluy und Digne eine Fortsetzung gegen Westen in den Vocontischen Trog hinein. Fast in derselben Form ausgebildet ist das Apt-Alb bei Séderon, auch hier rund 250 m mächtig. Doch zeigt sich da in — wenn auch ganz geringen — Sandschmitzen bereits die Andeutung benachbarter Abtragungs-Vorgänge.

Becken-Saum

Von hier aus schwellen die sandigen Einschaltungen gegen Norden, Westen und Süden stetig an. Sie schließen sich zu Bänken eines meist mürben glaukonitischen Quarzsandsteins zusammen, die in der Schichtfolge mehrfach wiederkehren, auskeilen, sich aufspalten, wieder aufsetzen usw. Sie fehlen nur in einer schmalen Zentral-Zone um Mévouillon nördlich Séderon und von dort aus gegen Osten. Außerhalb dieser Tiefenrinne des Troges sind die Sandsteine im gesamten Vocontischen Bereich entwickelt (vgl. Abb. 38). Dabei scheinen sie kein bestimmtes stratigraphisches Niveau einzuhalten. Geringe Vorläufer der Sandschüttung gehören sicher noch in den Apt-Anteil der dunklen Mergel-Serie. Ihr plötzliches Auftreten fällt nicht mit der Basis des Alb zusammen; denn bei Rosans erscheint die *Puzosia latidorsata* MICH. bereits unter dem „Grès susaptien“ FALLOT, und über diesem folgt schon bald das Cenoman (PAQUIER 1897).

Nordwärts, auf die Vercors-Schwelle hin, nehmen die Sandsteine erheblich zu. Sie sind östlich Die (z. B. bei Boulc) über 10 m stark und halten hier etwa die Mitte der 200 m mächtigen Apt-Alb-Serie ein. Zwischen Montélimar und dem Forêt de Saou (bei La Bégude) zeigen sie eine gegen SE einfallende Schrägschichtung, also eine Sandeinfuhr von NW her.

Besonders aber gegen Westen werden die Sandsteine immer kompakter. So bilden sie z. B. bei Bourdeaux eine dickbankige Serie von 25 m; etwa 40 m darüber folgt das Cenoman; unter dem Sandstein liegen die schwarzen Mergel mit *Acanthoplites nolani* SEUN. Schon in dem auffallend schnellen ostwärtigen Auskeilen zeigt sich hier die Einschüttung von Westen her. Im Gebiet

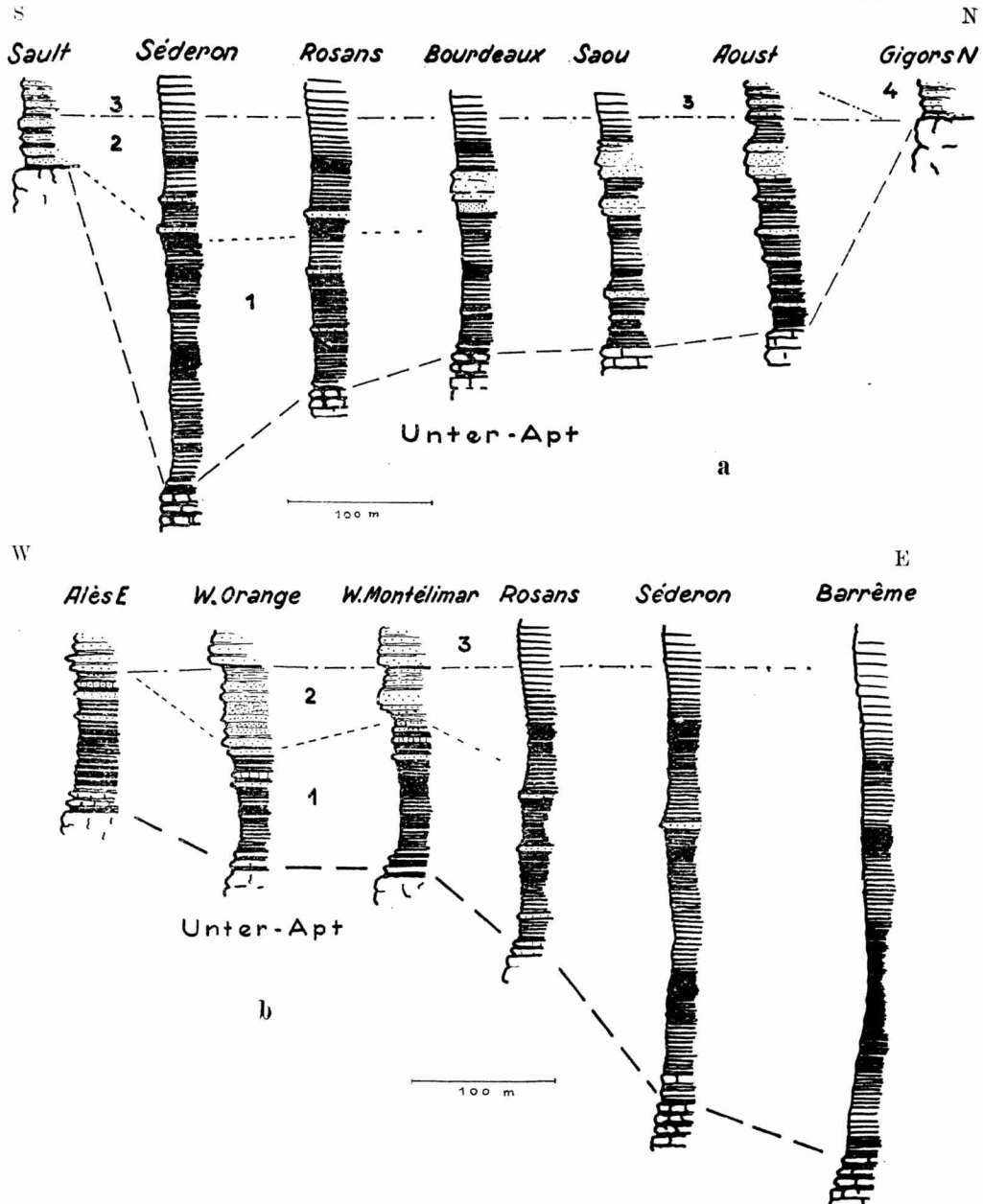


Abb. 38. Gargas-Alb-Fazies im Vocontischen Bereich.

- a. Quer-Profil durch den Vocontischen Trog zwischen den randlichen Schwellen von Vaucluse und Vercors. Unsymmetrisches Becken (vgl. Abb. 37); tiefste Einsenkung nördlich Sédéron. Profil-Länge etwa 80 km.
- b. Längs-Profil in der Trog-Achse zwischen Zentral-Massiv und Subalpiner Geosynklinale. Allmähliche Vertiefung des Beckens gegen Osten. Profil-Länge etwa 120 km.

1 Gargas, 2 Alb, 3 Cenoman-Turon, 4 Senon.

Nyons, Montélimar, Orange ist dann die Entwicklung des klastischen Alb besonders mächtig⁴⁵⁾.

Zwischen Motélimar und Orange (Clansayes) bildet überall eine Phosphorit-Schicht mit *Douvilleiceras milletianum* die Basis des Alb (JACOB 1905 usw.) und markiert damit sehr gut die Grenze zum Apt. Besonders im Vracon (*Inflatoceras inflatum*) sind hier mächtige Sandsteine sedimentiert worden; sie beginnen örtlich schon in den Schichten mit *Belemnites minimus* (vgl. FALLOT 1885).

Gegen SW reicht das Gault noch etwa bis Uzès; als dünne Phosphorit-Schicht ist das Mittel-Alb mit *Douvilleiceras mamillatum* noch bis ca. 15 km nördlich dieses Ortes nachweisbar, während bei Uzès selbst die mächtigen grell rotbunten Sande des Vracon unmittelbar auf die Apt-Mergel übergreifen (vgl. Blätter Orange und Avignon). —

Wirklich ruhige Sedimentationsbedingungen herrschen also nur im Subalpin und in einer schmalen Zentral-Zone des Vocontischen Trogés. Von dieser vocontischen Tiefenrinne aus sehen wir gleichzeitig mit einer erheblichen Mächtigkeitsabnahme nach Norden, Westen und Süden die grünsandigen Einschaltungen immer bedeutender werden. So gibt sich schon in dieser klastischen Saumfazies des Beckens eine Beunruhigung der umgebenden Hochgebiete zu erkennen.

Das Ausmaß dieser Bewegungen ist erst auf den Hochgebieten selbst zu erfassen, indem dort das Alb transgressiv auf den Schwellenboden vorgreift.

Allobrogerischer Rand, Vercors-Schwelle

Im Norden reicht die heutige Verbreitung des Gargas nur bis in das mittlere Vercors. Nordwärts greift vielmehr das Alb allgemein auf Urgon über (PAQUIER u. a.). Das trifft auch für solche Gebiete zu, wo die Küste des Ober-Apt nach dessen Fazies noch nicht zu erwarten war. Dort müssen also erhebliche Sedimentmengen vor dem Gault abgeräumt worden sein. Das transgredierende Alb besteht an seiner Basis aus Phosphoritknollen-Schichten. Sie greifen in die korrodierten und von Pholaden an-

45) Bei Le Teil westl. Montélimar wird eine ca. 30 m mächtige Glaukonit-sand- und Sandstein-Folge von JACOB (1905) noch in das Gargas gestellt, weil sich darüber aufgearbeitete Alb-Fossilien finden. In diesen mürben, gelblich-grünen Sanden mit riesigen Sphäroiden von festem braunem Sandstein handelt es sich aber um Alb in allertypischster Ausbildung. Die Annahme einer Transgression von Cenoman über Gargas bei Montélimar wird damit hinfällig. Es handelt sich um eine nur geringfügige Aufarbeitung des primär schon kümmerlich entwickelten Ober-Alb (vgl. S. 219).

gebohrten, z. T. ebenfalls schon dezimierten Urgon-Kalke ein (PAQUIER 1906 a, c). Darüber liegen strandnahe Austern-Lumachellen, die ostwärts bis auf 30 m anschwellen, zum Subalpin hin aber bald wieder ausklingen⁴⁶⁾. Im Westen dagegen sehen wir in bunten Sandsteinen (PAQUIER 1906 b; Blatt Vizille) schon die Einschüttung roten Festlandsschutttes von der Allobrogischen Schwelle her. Ähnliche Verhältnisse herrschen noch weit im Norden, wo z. B. bei Annecy das transgredierende Gault nur gut 2 m Mächtigkeit erreicht (DOUXAMI 1906). —

Allobrogische Schwelle inklus. NW-Vercors sind also nach Ablagerung des Oberen Apt kräftig herausgestiegen, haben eine Zeitlang in *Abrasion gestanden* und sind dann bereits von *strandnahem Unter-Alb* großenteils wieder eingedeckt worden. Dabei haben gewisse Bodenunruhen innerhalb des Gault zur örtlichen Wiederaufarbeitung des eben abgelagerten Unter-Alb geführt, dessen Fossilien (z. B. *Leymeriella tardefurcata*) im Mittel-Alb auf sekundärer Lagerstätte vorkommen (Blatt Grenoble). Das gilt wenigstens für Vercors; weiter nördlich soll nach BREISTORFFER (1932) das Alb in sich normale Zonenfolge zeigen.

Rhodanischer Rand des Vocontischen Troges

Analoge Erscheinungen hätten wir zweifellos auch in der Gegend von Privas zu erwarten — hier ist uns jedoch so junges Mesozoikum nicht erhalten. Aus der Transgression des Cenoman über Urgon oder Apt nördlich bzw. südöstlich Alais dürfen wir schließen, daß das Alb hier nur geringmächtig oder gar nicht sedimentiert wurde. Denn damit, daß bei Uzès und nordwestlich Orange nur sehr kümmerliches Ober-Alb in grobsandiger Fazies vorliegt, deutet sich bereits die Nähe der primären Gault-Verbreitung an. Alais hat sicher schon außerhalb des Alb-Meeres gelegen. Sowohl bei St. Ambroix (N Alais) als auch bei Aigalier (SE Alais) greift nämlich erst das Cenoman auf Apt über.

Von hier aus verlief die Küste des Vocontischen Beckens südlich Uzès-Avignon gegen Osten, querte also das Rhôneetal (vgl. S. 222).

46) Südlich Grenoble kommen in den Grünsanden des Ober-Alb *Sauvagesia* und *Durania* vor (MORET 1925). Für diese Rudisten kann als Einwanderungsweg — wenn überhaupt ein solcher postuliert werden muß — wohl nur die Alpenstraße in Betracht kommen; denn die Einzugsmöglichkeit vom Provençalischen Raum her war versperrt (vgl. S. 223 ff.).

Vaucluse-Estérel-Schwelle als Südrand des Vocontisch-Subalpinen Troges

Vaucluse. — Wir finden die Schwellenkontur im Gebiet von Ventoux-Lure wieder. Bei Séderon, Eygalayes usw. zeigen die Sandsteine im Ober-Alb in ihrer Schrägschichtung bereits eine Einschüttung von Süden her an. Bei Sault und Montbrun sind die Gargas-Mergel nur noch örtlich erhalten. Weithin greift hier das Alb — nördlich (Montbrun) als stark sandige Mergel, südlich (Aurel) als grobe Glaukonitsande — auf Urgon über; dieses bezeichnet schon KILIAN (1889) als „profondément raviné“. Bedenken wir, daß die tiefe Rinne, in der fast ohne klastische Einschaltungen 300 m Gargas + Alb abgelagert wurden (Séderon usw.), nur 10 km weiter nördlich liegt! So bekundet sich in diesen Abrasionen ganz besonders deutlich die *scharfe Südgrenze des Vocontischen Troges* bzw. der *intensive austrische Aufstieg der Vaucluse-Schwelle*.

Nördlich des Lure-Kammes sind z. B. bei Noyers/Jabron noch sehr grobklastische Sandsteine an der Gault-Basis entwickelt. Doch zeigt sich ostwärts bis zur Durance die kontinuierliche Schichtfolge Apt-Alb. Aber schon 15 km südlich Sisteron transgrediert wieder das grünsandige Alb mit *Inoceramus concentricus* und einer phosphoritischen Basis über Urgon (Blatt Digne).

Canjuers-Estérel. — Analog setzt sich der Schwellenrand südostwärts fort. Nur auf der Internseite der Subalpinen Randfalten ist überall die ununterbrochene mächtige Schieferserie Apt-Alb-Cenoman sedimentiert. Am unteren Verdon (La Palud), östlich Castellane (La Bastide) transgredieren dagegen — kaum ein paar Meter umfassende — Grünsande über Barrême. Bei La Palud enthalten sie nach ZURCHER (1896) *Douvilleiceras mamillatum* SCHLOTH., gehören also in das tiefere Alb. Bei La Bastide beginnt die Transgression erst mit dem Mittel-Alb, da wir *Lyelliceras lyelli* DESH. und *Hoplites dentatus* Sow. unmittelbar an der Basis fanden. In beiden Fällen folgen bis zur Cenoman-Grenze noch 100 m bzw. ca. 80 m schwarze glaukonitische Mergel. (Es fehlt hier also die für den Ostrand des Zentral-Massivs so typische Verstärkung der Sand-Einschüttung im Ober-Alb bzw. Vracon).

Besonders augenfällig kommt der *Südrand des Subalpinen Troges* noch etwas weiter östlich zum Ausdruck, im Gebiet nördlich Grasse: Bei St. Auban, etwa 20 km nördlich des Alpenrandes, liegen unter den Gault-Sandsteinen noch ca. 40 m Gargas-Mergel; bei Thorenc reduzierte die Transgression des nur rund 20 m mächtigen Alb das Apt auf wenige Meter; bei Escragnolles schließlich greifen die Grünsande des Gault mit Phosphorit-Geröllen unmittelbar auf Barrême über, in der Nachbarschaft auch auf Hauterive (KILIAN &

REBOUL 1909). Bei Gourdon (JACOB 1906) beginnt das Gault mit *dentatus*- und *lyelli*-Schichten, also Mittel-Alb (darin aufgearbeitete Unter-Alb-Formen), und überlagert sogar die Oberjura-Dolomite.

Am unteren Var endlich sind bei Vence unter einem 5 m mächtigen Alb nur wenige Meter Neokom erhalten (AMBEYRAC 1902). Bei Nizza, Monaco, im französisch-italienischen Grenzgebiet transgrediert das Alb als phosphoritisch-glaukonitischer Grünsand von geringer Stärke überall auf Oberjura, z. T. mit Unter-Alb, wie an dem klassischen Punkt bei Eze, z. T. erst mit *Inflatoceras inflatum*-Schichten, wie östlich Monaco (RIVIÈRE 1928). Daß sich der Schwellenrand etwa parallel zur Küste ostwärts fortsetzt, zeigt sich recht gut an der Steilküste zwischen Nizza und Monaco. Auf der Halbinsel St. Jean/Villefranche transgrediert das Alb unter Zwischenschaltung von Roterde auf Ober-Jura. Am Bahnhof Eze an der Küste, in der nächst-nördlichen Mulde, fehlt die Roterde; beim Ort Eze, nördlich eines weiteren Sattels, liegt unter dem Alb noch ein Rest Neokom (AMBEYRAC 1902 b). In südlicher Richtung nimmt also das Profil immer deutlicheren Schwellen-Charakter an. Nordwärts stellt sich nur sehr allmählich und vorerst noch unvollkommen das Neokom unter der Transgressionsfläche ein. —

Die Nordkontur der Vaucluse-Estérel-Schwelle von der Mtge. de Lure über unteren Verdon—Canjuers—unteren Var—Monaco zeigt mit der Transgression des Alb deutlich das plötzliche austrische Heraussteigen im südlichen Randgebiete des Vocontisch-Subalpinen Troges.

b) Provençalisches Becken und seine Umrandung.

Östlich der Rhône

Nur in sehr kleinem Raume kennen wir in der Provence marines Alb. Es beschränkt sich auf die Umgebung von Marseille. So besteht z. B. bei Cassis (SE Marseille) ein normales Profil vom Apt über das Alb mit *Puzosia latidorsata* MICH. und *Inflatoceras inflatum* Sow. bis zum Cenoman (REPÉLIN 1909). Nur wenige km nördlich, am Südhang der Ste. Baume, greift bereits Cenoman auf Urgon über (MARCEL BERTRAND 1887). Nicht einmal bis hierher dehnte sich also die Sedimentation des Gault nordwärts aus. In diesen Erscheinungen bekundet sich bereits das Aufsteigen einer Schwelle in der Nord-Provence als östliche und nördliche Begrenzung des kleinen Südprovençalischen Beckens.

Analog liegen die Verhältnisse auf dessen NW-Seite. So sind im Ost-Teil der Chaîne de la Nerthe nördlich Marseille unter den

Glaukonitsanden des Gault die blaugrauen Apt-Mergel noch in 50—60 m Mächtigkeit erhalten; sie keilen aber — ohne etwa irgendwelchen Fazies-Wechsel zu zeigen — westwärts zwischen dem Alb und Urgon bis zu deren unmittelbarem Kontakt bald aus (REPELIN 1900). Die äußerste Grenze der Alb-Transgression liegt damit östlich Martigues; denn dort beginnt die übergreifende Serie mit dem Cenoman. Hier liegt also bereits die vor dem Alb herausgestiegene NW-Grenze eines Südprovençalischen Beckens, in dem eine kontinuierliche Sedimentation vom Apt bis zum Cenoman erfolgte. Das Gebiet, in dem die Schichtfolge keine Unterbrechung erfuhr, hat nur rund 20×40 km Umfang, soweit es auf dem heutigen Festlande liegt.

Westlich der Rhône

Südlich der jetzigen Küste nämlich muß die Provençalische Senke eine Fortsetzung gegen Westen besessen haben.

Auf der *Nord*-Seite, in der Umgebung von Montpellier (und das Rhônetal aufwärts bis jenseits Avignon; vgl. S. 219), bei Bédarieux usw. ist Alb zwar unbekannt; alles spricht hier vielmehr für eine sehr ausgedehnte Trockenlegung. Aber im Süden, bei Narbonne (DONCIEUX 1899) und südöstlich der Corbières (MENGEL 1904), ist das Alb nicht nur erhalten, sondern überlagert hier sogar die dunklen Mergel und Orbitolinen-Kalke des Gargas in normaler Folge. In diesem Becken, der „Großmulde der Corbières“ (ASHAUER 1934), haben wir die westliche Fortsetzung des Südprovençalischen Troges zu sehen.

Von NW her sind besonders im Vracon bunte Sande, also festländischer Verwitterungsschutt des Zentral-Massivs, eingeschüttet worden (DONCIEUX 1899). Und auch im Süden stiegen die Zentral-Pyrenäen mit transgredierendem Alb als Schwelle heraus. Doch findet das Becken selbst weit gegen Westen seine natürliche Verlängerung im *Trog der Nordpyrenäen* (ASHAUER 1934).

c) Die Bauxit-Schwelle der nördlichen Provence: Vaucluse-Estérel-Schwelle (vgl. Abb. 39).

Die beiden Bereiche, in denen die Sedimentation vom Apt bis zum Cenoman ihren ununterbrochenen Fortgang nimmt, nämlich der Subalpin-Vocontische Trog im Norden und der Nordpyrenäisch-provençalische Sedimentationsraum im Süden, stehen in keiner Verbindung miteinander. Die Trennung dieser beiden Geosynklinal-Bereiche, die sich im jüngeren Neokom langsam anbahnte, ist durch die austrische Epirogenese erst

voll erreicht worden. Die Bewegungen vor dem Alb schufen eine gewaltige Aufwölbung, die sich als festländische Schwelle vom Zentral-Massiv über Vaucluse zur Maurischen Masse (Estérel) erstreckte.

Trockenlegung

Diese Schwelle hat fast in ihrer Gesamtheit von rund 20000 qkm zwischen der Sedimentation des Gargas und der Ablagerung von Alb (oder jüngerer Kreide) trocken gelegen. Den sprechendsten Beweis dafür liefert uns der weitverbreitete Bauxit, der Rückstand aus einer lateritischen Verwitterung der Unterkreide- und Jura-Kalke.

Schon MARCEL BERTRAND (1887) hält es für bemerkenswert, daß Bauxit nur dort auftritt, wo die Gargas-Mergel fehlen. (Daher will LAUR 1904 im Bauxit eine „laterale Vertretung“ des Apt sehen.) Wir werden dieses festländische Produkt natürlich dort nicht erwarten dürfen, wo eine kontinuierliche marine Sedimentation stattfand; und das ist eben nur in jenen Gebieten der Fall gewesen, wo das Obere Apt auch heute noch vorliegt. An allen anderen Stellen sind die Gargas-Mergel vor dem Gault denudiert worden. Hier war dann die Voraussetzung für die Bauxitbildung auf dem weiten Karstfeld der bloßliegenden älteren Kalke gegeben. Aus diesem Grunde schließen sich die Verbreitungen von Gargas bzw. Bauxit gegenseitig aus (vgl. Abb. 39).

Auf der gesamten Vaucluse-Schwelle i. w. S., also im Gebiet zwischen Cevennen und Estérel-Massiv, finden wir die rote Tonerde — z. T. als mächtige, konstant durchgehende Schicht, z. T. nur in Klüften, Kesseln und Dolinen erhalten — über der mit Karren und Rinnen versehenen Hangendfläche der unterkretazisch-mitteljurassischen Kalke. *Der Bauxit ist somit die Verwitterungsrinde der durch austrische Aufwölbung und nachfolgende Abrasion entstandenen Landoberfläche.*

Aufwölbung

Daß es sich bei dieser Schwellenbildung tatsächlich um eine weitspannige Aufwölbung handelt, zeigt sich sehr deutlich in dem verschiedenen Unterlager des Bauxites: Im Schwellen-Kern, also nahe dem Estérel und im Argens-Gebiet, griff die Abrasion bis auf den Dogger hinab; in der nördlichen und südlichen Umgebung wie auch im Bereich des Zentral-Massivs, ist der Ober-Jura noch erhalten; am unteren Verdon und auch bei Montpellier gelangte die Abtragung bis auf das tiefere Neokom. Im nördlichen (Vaucluse) und südlichen (Toulon) Randbereich der Bauxit-Ver-

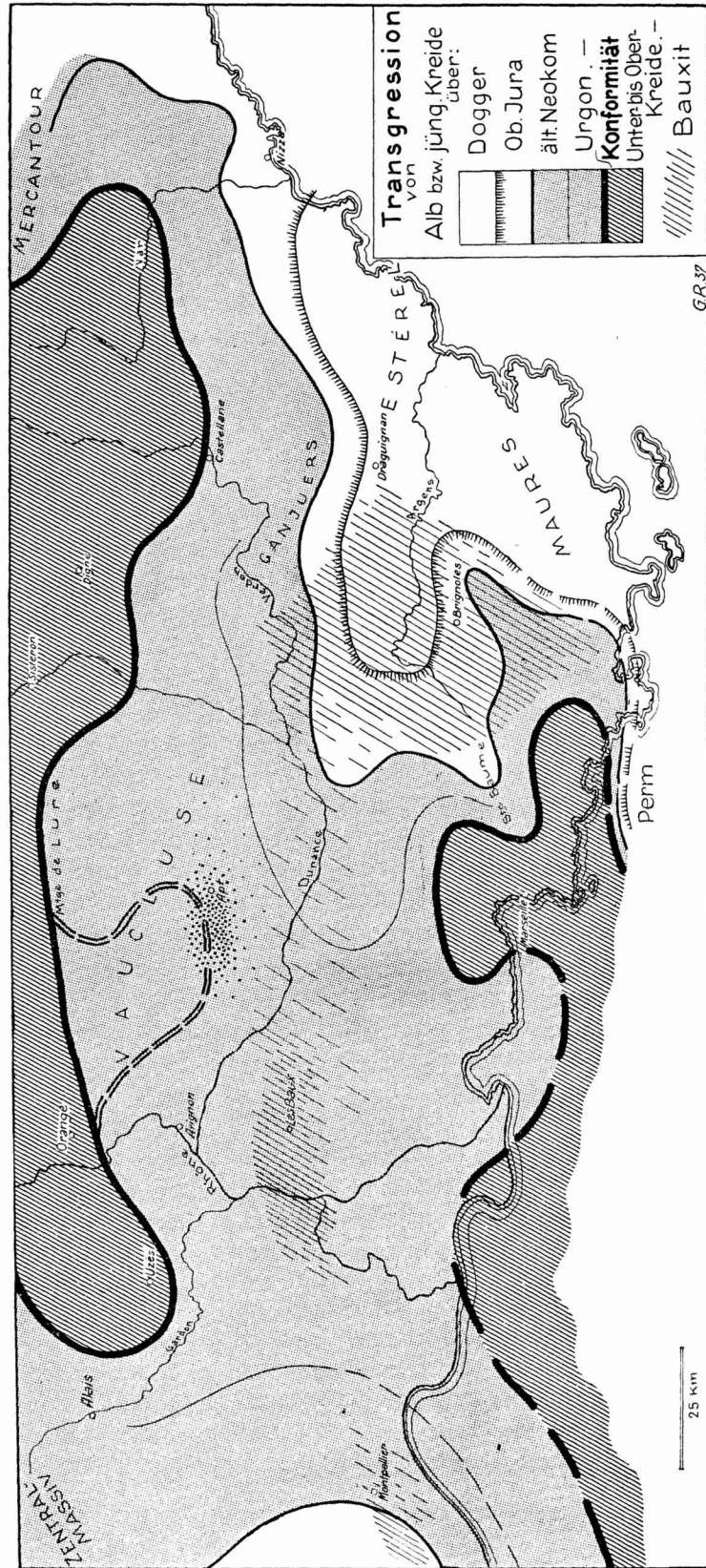


Abb. 39. Die austrische Aufwölbung der Schwelle Vaucluse-Estérel.

Lückenlose Entwicklung nur im Norden (Vocontisch-Subalpiner Trog) und im Süden (Nordpyrenäisch-Provençalischer Trog).

Auf der trockenliegenden Karstfläche der Schwelle Roterde-Verwitterung (Bauxit). Bei Apt (Punkte) subkontinentale bunte Sande des Vracon.

breitung wie auch in der Gegend der unteren Rhône tritt nur mehr Urgon an die ehemalige Tagesoberfläche heran (vgl. Abb. 39).

Alter

Die *Entstehung des Bauxites hat nach dem Oberapt bzw. nach der Heraushebung begonnen*, ist aber mit der Alb-Transgression keineswegs abgeschlossen gewesen. Vielmehr ist die Eindeckung der Schwelle erst sehr allmählich im Laufe der Oberkreide-Zeit erfolgt (s. S. 252 ff.), sodaß die Bauxit-Bildung noch lange fort-dauern konnte. Für die Altersfixierung der epirogenen Bewegung ist allein wichtig, wann die erste Roterde-Verwitterung als Beweis für eine Trockenlegung stattfand.

HAUG (1925 a) und wohl auch COLLOT (1887) halten die Bauxit-Schicht für die Vertretung des Alb, weil bei Toulon (Le Revest) darüber das Cenoman folgt und örtlich dort noch Gargas erhalten ist. In diesem „Apt“, also unzweifelhaft unter dem Bauxit-Niveau, fand nun ROCH (1926) *Acanthoplites milletianum* D'ORB. und *Douv. bigoureti* SEUN., also unterstes Gault. Demnach gehört der Bauxit hier allein in das obere Alb.

Sehr aufschlußreich sind die etwas verwickelteren Erscheinungen in der Umgebung von Apt. Unter der Alb-Transgression sind dort die Gargas-Mergel teils erhalten, teils nicht; von Ort zu Ort wechselnd, treten einmal sie, einmal die Urgonkalke an die Gault-Basis heran⁴⁷⁾. Das Unter-Alb ist als glaukonitsandige Kalk-Mergel-Folge von 25—30 m Mächtigkeit ebenfalls vorhanden. Es hält sich aber nur an die Verbreitungsgebiete des Ober-Apt. Transgressiv sind hier vielmehr Sande von intensiv ockergelber und lebhaft zinnober- bis düster roter Farbe. Sie greifen in alte Rinnen und Kessel der Urgon-Kalke ein, die über 10 m Tiefe haben können. Diese bunten Sande haben ihre Farben zweifellos von der Aufnahme lateritischen Materials. Sie sind nicht etwa „verwitterte Grünsande“ (DURAND 1924), sondern die fazielle Vertretung von Glaukonitsandsteinen, in welche sie gegen NE übergehen (KILIAN & LEENHARDT 1891; Blatt Forcalquier; GOGUEL 1933 b). Diese Grünsande wiederum enthalten eine typische Vracon-Fauna: *Inflatoceras inflatum* Sow., *Puzosia mayori* D'ORB. usw. Die transgredierenden Rotsande von Apt gehören also ebenfalls in das Ober-Alb.

Solche festländischen roten Sande wurden sogar in Gebiete mit kontinuierlich mariner Sedimentation hineingeschüttet. Sie

47) Aus diesem Grunde ist in der Abb. 39 auch dieses Gebiet nicht rückhaltlos dem Abrasionsbereich zugefügt worden.

werden von Clansayes nördl. Orange erwähnt und können dort sowohl von der Vaucluse-Schwelle (Apt!) als auch aus dem Zentral-Massiv eingeschwenkt worden sein. Am Rande der Corbières liegen sie ebenfalls im oberen Gault (DONCIEUX 1899, MENGEL 1904). Wesentlich ist, daß solche Einschüttungen roten Festlandschuttes aber auch dort erst im Ober-Alb erfolgt sind, wo bereits das Untere Alb transgrediert; das kennen wir etwa im Vercors und auf der Allobroghischen Schwelle (Blatt Vizille; PAQUIER 1906 b). —

Die Bauxit-Bildung hat demnach ihren Beginn im Ober-Alb⁴⁸⁾. Die Aufwölbung der großen Schwelle muß vorher erfolgt sein, zum kleinen Teil wohl vor, zum großen Teil aber auch erst nach dem Unter-Alb⁴⁸⁾. (Es handelt sich dabei um „synorogene“ Vorgänge (STILLE) mit epirogenem Charakter).

Teilergebnis (V): Die austrischen Vorgänge.

Subalpin-Vocontischer Trog

Im Subalpinen Becken und in der schmalen Rinne des Vocontischen Troges fand die ruhige Mergel-Sedimentation in tiefem Wasser ihre ununterbrochene Fortsetzung vom Gargas über das gesamte Alb bis in das Cenoman hinein. In den Saumgebieten dieser Becken wurde die Ablagerung zwar ebenfalls nicht unterbrochen. Hier macht sich aber das Aufsteigen der Randschwellen durch eine von allen Seiten her erfolgende kräftige Einschüttung glaukonitischer Quarzsande bemerkbar. Besonders in der Rhône-Senke und dem angrenzenden Teil des Vocontischen Bereiches sammelt sich dieses klastische Material zu erheblicher Mächtigkeit an. Im NW-Vercors, dem westrhodanischen Gebiet, südlich Avignon, im nördlichen Vaucluse und am Südrand des Subalpins von Digne bis Monaco aber sind die Aufwärtsbewegungen der Randschwellen so stark gewesen, daß die nächst-älteren Schichten, besonders das Gargas, vor dem Gault schon der Denudation zum Opfer fielen. Auf diesen Schwellen-Rändern transgrediert das Untere Alb, infolge geringer Nachbewegungen örtlich auch erst Ober-Alb und überlagert tiefere Unter-Kreide bzw. sogar Ober-Jura.

48) Zum Vergleich sei auf folgendes hingewiesen: In den Keltiberischen Ketten (Nordspanien) transgrediert ebenfalls über leicht bewegtem Untergrunde das Ober-Alb. Diese sog. „Utrillas-Schichten“ enthalten bunte Sande ganz ähnlich denen von Apt und in den Randgebieten des Troges, wie z. B. unweit Burgos, ebenfalls Bauxit (vgl. GERH. RICHTER & R. TEICHMÜLLER 1933).

Nordpyrenäisch-Provençalischer Trog

In der südlichen Provence lag eine von den Nordpyrenäen her bis in die Gegend von Marseille sich erstreckende schmale Senke mit kontinuierlicher Sedimentation Apt-Alb-Cenoman. Sie war im Westen südlich begrenzt von der Zentral-Pyrenäischen Schwelle und fand im Osten ihr Ende gegen die Maurische Masse zwischen Marseille und Toulon.

Ihre Ausdehnung nach Norden war sehr gering. Denn in den NW-Corbières und nördlich Marseille-Toulon transgrediert das Alb bereits auf Älterem.

Festländische Schwelle Cevennen-Estérel

Beide Geosynklinal-Räume, in deren Tiefen von irgendwelchen Bodenunruhen keine Andeutung vorliegt, sind getrennt durch einen breiten Rücken, welcher Zentral-Massiv mit Maurischer Masse verbindet, in West-Ost-Richtung von den Cevennen über Vaucluse-Estérel verlaufend. Seine erste Heraushebung hat gleich nach dem Gargas stattgefunden, wie das transgredierende Unter-Gault am Südrand des Subalpins bezeugt. Die Haupt-Bewegung lag aber zwischen Unterem und Oberem Alb. Die *austrische Aufwölbung* der Schwelle schuf ein festländisches Kalkplateau, auf dem bereits im höheren Gault die Bildung von Bauxit vor sich ging. —

Unmittelbar vor der Sedimentation des Alb bzw. des Ober-Alb erfolgte eine Belebung aller Schwellenbereiche. Diese austrischen Bewegungen führten zur Heraushebung aller randlichen Hochgebiete, besonders aber zur Aufwölbung einer Schwelle zwischen Zentral-Massiv und Maurischer Masse. Sie bildet eine *einheitliche festländische Grenze zwischen den Geosynklinal-Räumen von Alpen und Pyrenäen*. —

VI. Sedimentation und Tektonik während der Oberkreide

(vgl. Taf. 11 a). (Ergebnis S. 255.)

Die austrische Herauswölbung der Vaucluse-Schwelle brachte auf der Linie Cevennen—Estérel bzw. Montpellier—Monaco eine scharfe Trennung zwischen alpinem und pyrenäischem Gebiet. Entsprechend gliedert sich der Sedimentationsraum der Oberkreide in diese beiden Haupt-Becken.

a) Alpiner Raum (Zsfg. S. 244).

In der Pennin-Geosynklinale fand während der Oberkreide die Sedimentation der Schistes lustrés wohl noch eine gewisse Fort

setzung (HAUG 1925). Im Briançonnais kennen wir nur höhere Oberkreide. Das äußere Hauptbecken der Westalpen lag wie zur Neokom-Zeit im Vocontisch-Subalpinen Gebiet.

a. Sedimentation der tieferen Oberkreide (vgl. Abb. 40 a).
(Zsfg. S. 236.)

1. Becken-Fazies.

Die mächtige Mergelkalk-Entwicklung der tieferen Oberkreide beweist das Fortbestehen einer ausgesprochenen Geosynklinale.

In den Alpes Maritimes vom mittleren Var über die Umgebung von Barrême und östlich Digne bis zum Dévoluy geht das Cenoman durch Zunahme von Kalkbänken sehr allmählich aus dem Alb hervor. Die grauen Mergel mit *Schloenbachia varians*, *Acanthoceras mantelli*, *Ac. rothomagense* usw. sind 150—200 m mächtig (vgl. FALLLOT 1885, L. BERTRAND 1897, KILIAN & RÉBOUL 1909 u. a.). Darüber folgt mit unscharfer Grenze das Turon als 200—300 m feste graue Kalke. *Inoceramus labiatus* und *In. brogniarti* sind nahezu die einzigen Fossilien dieser Serie (FALLLOT). Infolge der Fossilarmut ist auch die Hangendgrenze recht unsicher. Im Dévoluy zeigt die tiefere Oberkreide bereits eine gewisse Dezimierung in der Mächtigkeit, wenn auch noch einigermaßen die „südliche Fazies“ (FALLLOT). Weiter nördlich, in der beiderseitigen Umgebung von Pelvoux-Belledonne usw. fehlen im eigentlichen Subalpinen Bereich jegliche Zeugen von Oberkreide. Es ist daher fraglich, in welcher Form der Subalpine Trog nordwärts seine Fortsetzung fand. Nach einem Vergleich der südlichen Beckensedimente etwa mit den Seewer Gesteinen der Schweiz ist gegen Norden eine Verflachung des Sedimentationsbereiches anzunehmen.

Zu Abb. 40 (nebenstehend).

- a. tiefere Oberkreide
 - ^ austrisch herausgewölbte und ältere Schwellen
- b. höhere Oberkreide
 - ^ auch von jüngster Kreide nicht mehr eingedeckte Schwellen-Bereiche
 - ^ Trog-Tiefen;
 - Pfeile in Richtung der Küsten-Verschiebungen.

Beachtlich ist die allmähliche Räumung des Vocontischen Quer-Trog und die Beschränkung der Becken-Tiefe auf Alpen und Nordpyrenäisch-Provençalischen Trog. Fortschreitende Trennung beider Geosynklinale in Alpen- und Pyrenäen-Raum.

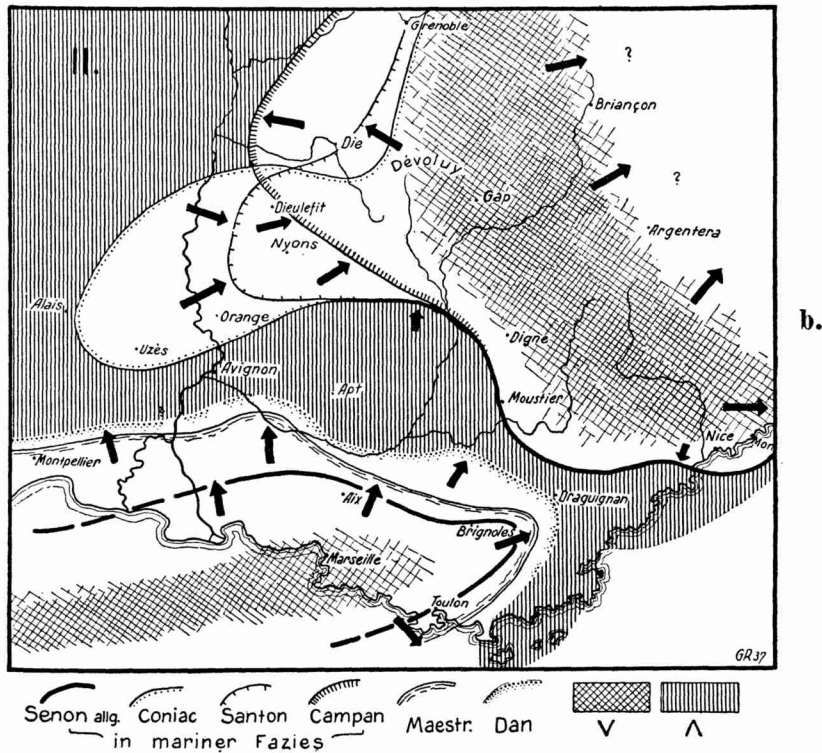
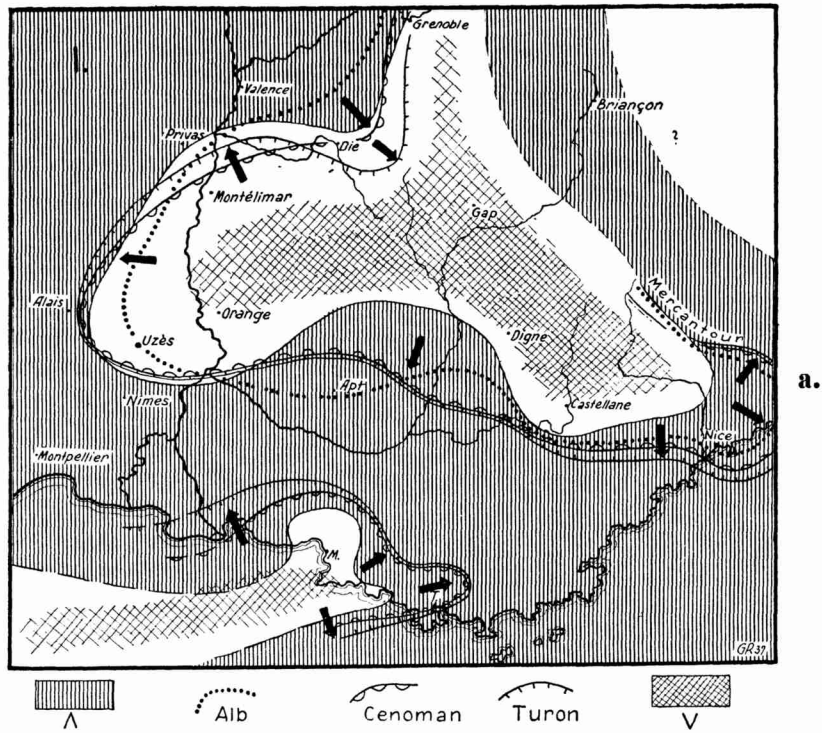


Abb. 40. Meeresbewegungen der Oberkreide-Zeit im Grenzgebiet
Alpen-Pyrenäen.
(Erklärung auf S. 228.)

Dagegen setzt sich die ausgesprochene Beckenfazies des Subalpinen Raumes westwärts in das Vocontische Gebiet hinein fort. Auch hier geht das Cenoman allmählich aus dem Alb hervor, indem die grauen Mergel heller werden und schließlich Kalkbänke einschalten, die Schloenbachien usw. führen. In dieser Form wird das Cenoman 120—150 m mächtig. Das Turon bekundet sich stratonomisch ebenfalls durch reinere Kalkgesteine (ca. 300 m) mit Echiniden, Inoceramen usw. Diese Tiefenfazies der tieferen Oberkreide ist auf den zentralen Bereich der Vocontischen Ketten beschränkt und reicht im NW bis zum östlichen Ende des Forêt de Saou, im SW nicht ganz bis Nyons.

Jenseits dieser Linie finden sich bereits die ersten Andeutungen der westlichen Becken-Umrandung.

2. Äußere Begrenzung des alpinen Sedimentationsraumes.

Nordwestlicher Beckenrand (Vercors)

Vom Subalpin-Vocontischen Beckenraum aus ändert sich die Fazies in nordwestlicher Richtung.

Schon auf der Nordflanke der Mulde von Saou zeichnet sich der höhere Teil der Cenoman-Mergel durch stärkeren Sandgehalt aus. Hier kennen wir zwar keine unmittelbare Küstenfazies zum Vercors hin. Denn dort transgrediert jüngere Oberkreide unmittelbar über geringmächtigem Alb (FALLOT 1885, PAQUIER 1906 u. a.). Da dies auf weite Strecken hin geschieht, sind bedeutendere Abtragungsvorgänge, denen etwa vorhandenes Cenoman zum Opfer gefallen sein könnte, ausgeschlossen; bei Sassenage z. B. enthält das Basiskonglomerat des Senons nur Alb-Fossilien als Aufarbeitungsrelikte (KILIAN & DINITCH 1920). Das Fehlen von Cenoman-Turon im westlichen Vercors muß also als primär gelten.

Im östlichen Vercors (Villars de Lans, Grenoble) stellt sich in Richtung auf den Subalpinen Trog zwar das Cenoman wieder ein in weißen Sanden oder sandigen Mergeln mit *Schloenbachia varians* Sow. usw. (MORET 1925, FALLOT u. a.); der höhere Teil enthält in bunten Sanden (PAQUIER 1900) rote Einschwemmungen vom nahen Festland. Das Turon fehlt jedoch auch hier.

Die Fortsetzung dieses Vercors-Allobrogischen Schwellenrandes gegen NE zeigt sich in dem Fehlen tieferer Oberkreide zwischen Senon und Alb bzw. Urgon in den Bauges und der Gegend von Annecy (LUGEON 1900, DOUXAMI 1906).

Etwas weniger eindeutig sind die Erscheinungen an der SE-Ecke des Vercors. Unter den groben Konglomeraten des

scharf diskordant liegenden „Senon“ folgen über dem Alb erst 40—50 m Kalkmergel und plänerartige Kalke, die zweifellos in das Cenoman zu stellen sind; sie zeigen keine unmittelbare Küstennähe an. Darüber stellen sich dann aber $\pm$ feinkonglomeratistische Sandsteine⁴⁹⁾ ein, die als Turon aufgefaßt werden, ohne freilich Fossilien zu liefern (vgl. Blatt Die). Zu diesem Schluß dürfte man insofern berechtigt sein, als selbst inmitten des Vocontischen Troges (zwischen Rosans und La Charce) an der Basis des Turons Glaukonit- und Kalksandsteine auftreten.

Auffällig ist, daß im Vercors auch dort, wo Cenoman vorliegt, das Turon nicht sedimentiert wurde, daß ferner gerade in dem fraglichen Gebiet von Châtillon/Die-Lus la Croix Haute-Dévoluy vor dem Senon eine starke Faltung vor sich ging. Wenn wir hier die — sonst fast universelle — progressive Turon-Transgression gegenüber der Cenoman-Verbreitung vermissen, so dürfte das mit einer vorbereitenden epirogenen Hebung der dann präsenon gefalteten Gebiete zu erklären sein. Und so reichen auch die klastischen Sedimente des Turons von der Küste, die etwa an der südöstlichen Ecke des Vercors zu suchen ist, gegen SE ziemlich weit, fast bis Gap, in den Bereich des Subalpinen Troges hinein.

Die Vercors-Schwelle zeigt also eine — nach vorübergehender Eindeckung durch Alb — erneute fortschreitende Heraushebung. Im Cenoman wurde der NW-Teil, im Turon das gesamte Vercors-Gebiet dem Zentralmassiv-Land angegliedert.

Westschluß des Vocontischen Troges (Rhodanische Bucht)

In dem Winkel, welchen das Vercors mit dem Cevennen-Rande im heutigen Rhône-Tal südlich Valence bildet, erfolgte in das

49) Im Tal des Riou Froid südlich Lus-la-Croix-Haute zeigen sie sich in folgender Entwicklung:

Hangendes: Basalkonglomerate des Senon

ca. 12 m blaugraue Mergelkalke

0,2 m braune Sandsteinbank

1 m Mergelkalk

2 m brauner grober Sandstein mit bohngroßen Geröllen

4 m Mergelkalke

0,2 m brauner konglomeratischer Sandstein mit faustgroßen Geröllen von ? Neokom-Gesteinen

1 m graue plattige Mergelkalke

1 m konglomeratistische Sandsteinbank

Liegendes: hellgraue Mergelkalke des Cenoman.

Vocontische Becken hinein eine kräftige Sandschüttung, die den westlichen Trog-Schluß allgemein charakterisiert.

Cenoman. — Schon im eigentlichen Becken-Bereich (zwischen Forêt de Saou und Nyons) lassen Cerithien-Schichten an der Basis der Cenoman-Mergel (FALLOT 1885) zahlreiche Süßwasserzuflüsse annehmen. Klastische Gesteine erscheinen dann in der Umgebung der Rhône. Grobe Quarzsandsteine, 25—30 m mächtig, bilden mit glaukonitischen Kalken das höhere Cenoman bei Rochefort östlich Montélimar. Schon nach wenigen km keilen sie jedoch gegen Osten aus. Westlich Montélimar (Le Teil) treten dagegen bereits größere Quarzgerölle auf. Weiter südlich (Clansayes) ist über dem sandigen Vracon das Unter-Cenoman noch als Austernkalk und Kalksandstein entwickelt (FALLOT 1885); im oberen Teil erscheinen sandige Mergel mit Ostreen bzw. *Glauconia*, *Corbicula* usw. sowie Lignite. Diese 30—60 m mächtige Brackwasser-Fazies ist typisch für das höhere Cenoman von Orange-Uzès, wo nun auch die untere Abteilung weitgehend versandet (vgl. Blatt Orange; BRUN & CHATELET 1927). Westlich der Rhône (bei St. Just/Ardèche nach BRUN 1927; nördlich Uzès usw.) stellen sich sogar rote Sande ein, also typischer Festlands-Schutt des benachbarten Zentral-Massivs, ein Gegenstück zu den ähnlichen Gesteinen des Vracon in dieser Gegend. Schließlich schrumpft das Cenoman östlich von Alais, wo es über die Alb-Verbreitung hinausgreift, auf rund 60 m zusammen. Dabei enthalten nur die liegendsten 10 m noch marine Fossilien, wie Austern, Pectiniden usw. Nordwestlich von Alais bestehen noch 30—40 m bunter Cenoman-Sande (Blatt Alais).

Die Außengrenze der Cenoman-Sedimentation verläuft demnach nördlich und westlich Montélimar herum etwa durch Alais und Avignon. Hier muß — wie schon aus der Brackwasser-Entwicklung in dem Rhodanischen Busen des Vocontischen Troges zu schließen ist — das Becken gegen Süden sich geschlossen haben. Denn in der Kette der Alpilles transgrediert erst höhere Oberkreide über der Bauxit-Schwelle.

Turon. — Die Sandsteinschüttung verstärkt sich im Turon wesentlich. Sie dokumentiert sich schon innerhalb des eigentlichen Beckens, z. B. nördlich Rosans, in Glaukonit- oder Kalksandsteinen an der Basis der mächtigen Turon-Kalke (vgl. FALLOT 1885, PAQUIER 1900). Zwischen Nyons und der Drôme treten auch im höheren Turon mehrfach Kalksandsteine auf; sie zeigen im Forêt de Saou ausgeprägte Schrägschichtung und damit ihre Herkunft

aus NNW. Weiter südlich, zwischen Montélimar und Orange, beginnt das Turon noch immer mit $\pm$ sandigen Kalkgesteinen, die aber an Bedeutung stark zurückstehen gegenüber den sog. „Grès d'Uchaux“, einer mehrere hundert Meter mächtigen groben Sandsteinsfolge mit Trigonien, Cucullaeen und dickschaligen Schnecken (FALLOT u. a.). Ostwärts reicht diese verstärkte Detritus-Führung in die relativ kalkigere Beckenfazies (Nyons im Süden, Saou im Norden) ziemlich weit hinein, nämlich bis Dieulefit; die gelben mürben Sande des höheren Turon zeigen hier betonte Schrägschüttung gegen Osten und gehen wie ein Schuttfächer allseits recht plötzlich zu Ende. Westlich der Rhône, z. B. bei Uzès, sind nur noch bunte Sande entwickelt, die vom Cenoman ohne deutliche Grenze in das Turon hineinreichen (vgl. Blatt Avignon). Auffällig ist das Vorkommen von glimmerführenden Kalksandsteinen nahe am Cevennenrand NE Alais; sie enthalten charakteristische Seichtwasserformen wie *Natica*, *Nerinea* usw. (Blatt Alais), bekunden aber doch durch ihre Fazies, daß hier das marine Turon größere Ausdehnung hatte als das Cenoman, welches hier nur mehr in bunten subkontinentalen Sanden vertreten ist.

Das Turon zeigt zwar gegenüber dem Cenoman eine Zunahme der klastischen Sedimente, jedoch keineswegs eine Regression. Seine Fazies ist vielmehr fast ausschließlich marin gegenüber dem weitgehend brackischen Cenoman. Und seine Verbreitung dürfte wenigstens so groß sein wie die des Cenoman. Dessen Grenzen scheinen vielmehr um einiges überschritten zu werden⁵⁰).

Daß eine *Verbindung nach Süden auch im Turon nicht* bestand, zeigt außer den faziellen Verhältnissen die große Verschiedenheit der Faunen von Rhône-Tal und Provence (PAQUIER 1900).

Südlicher Beckenrand (Vaucluse-Estérel)

Vaucluse. — Im Süden des Vocontischen Beckens deutet sich die Vaucluse-Schwelle ebenfalls mit einem deutlichen Fazies-Wechsel an.

Das Cenoman ist sandiger und geringer mächtig als inmitten des Beckens. Rote Einschwemmungen kommen z. B. im höheren Cenoman bei Nyons (Ventérol) vor, ebenso weiter im Osten bei Aurel (FALLOT 1885); sie können nur von der Roterde-Verwitterung des südlichen Kalkplateaus stammen, analog dem Vracon bei Apt (vgl. S 225). Am Nordfuß der Mtge. de Lure erscheinen südlich St. Vincent Konglomerate; nördlicher, etwa bei Séderon (Eyga-

⁵⁰) Die von HAUG, 1927, Traité II, S. 375 gegebene Darstellung einer Turon-Regression wäre demnach zu revidieren.

layes) sind dem geringmächtigen Cenoman noch grobe Glaukonit-sandsteine eingeschaltet, die schließlich bei Rosans fehlen. Von Séderon ostwärts beobachtete PAQUIER (1897) eine Zunahme der Mächtigkeit. Die Küste wendet sich hier gegen Süden. Südwestlich Sisteron zeigt sich für das höhere Cenoman besonders in der Fauna eine merkliche Meeres-Verflachung (KILIAN 1889), zwar nicht so ausgeprägt, aber doch im gleichen Niveau wie im Rhône-Gebiet. Noch bei Forcalquier ist marines Cenoman in sandiger Ausbildung bekannt⁵¹⁾. Aber schon etwa 10 km südwestlicher ist es in den gleichen subkontinentalen Rotsanden entwickelt wie das Vracon und von diesem nicht mehr zu trennen (vgl. GOGUEL 1933 b). Im Sattel von Folx (SE Forcalquier) muß dann etwa die primäre Grenze marinen Cenomans gelegen haben; denn dort treten nach GIGNOUX & MORET (1930) sehr geringmächtige cephalopodenfreie Kalksandsteine mit *Orbitolina concava* sowie Konglomerate auf, eine für den unmittelbaren Küstensaum weiter im Südosten charakteristische Fazies.

Die Südgrenze der primären Cenoman-Ausdehnung verlief also von Avignon aus etwa west-östlich durch das heutige Vaucluse-Plateau. —

Ähnlich mag sich auch das Verbreitungsgebiet des Turon begrenzt haben. Anzeichen naher Küste finden sich in den südlichen Vocontischen Ketten, so südlich Le Buis in groben bis konglomeratischen Sandsteinen und bei Séderon in Glaukonitsanden und sandigen Kalken.

Nicht mehr zum Sedimentationsbereich gehörten südliches Vaucluse-Plateau, Alpilles, Luberon usw., wie sich aus der Fazies und dem dortigen Fehlen von Cenoman-Turon ergibt (vgl. auch S. 252 ff.).

Alpes Maritimes. — Die östliche Fortsetzung dieses Hochgebietes bildet den Südrand des Subalpinen Troges.

So macht sich bei Beynes südl. Digne — ähnlich wie zwischen Sisteron und Forcalquier — in der Fauna des Cenoman der Einfluß flachen Wassers geltend. Es herrscht hier FALLLOT's „type à Orbitolines et grandes *Ostrea columba*“. Der untere Teil besteht aus dunklen grünsandigen Mergeln und bräunlichen Kalkmergeln mit unzähligen Orbitolinen und *Exogyra flabellata*; es folgen in ca.

51) Nach JACOB (1904) zeigt hier die Fauna allergrößte Verwandtschaft mit der Nordfrankreichs; allein *Ichthyosarcolithes triangularis* DESM. ist eine südliche Form. JACOB möchte deshalb hier eine Verbindungsstraße zwischen Provence- und Alpen-Geosynklinale annehmen. Die Fazies-Entwicklung widerspricht dem völlig, sodaß wir ihm nicht zustimmen können.

20 m Mächtigkeit festere Mergelkalkbänke voller *Exogyra columba*, schließlich unter Zurücktreten der Mergelbänder die dichtereren Turon-Kalke. Vom Verdon bei Moustiers und La Palud ist dieses Profil ostwärts über La Bastide-Escragnoles usw. zu verfolgen. Der Streifen dieser nur 60—80 m mächtigen randlichen Cenoman-Entwicklung ist freilich nur sehr schmal. Denn jeweils nur etwa 5 km nördlich dieser Punkte ist die Mächtigkeit schon wieder auf gut 100 m angeschwollen, der Sandgehalt ist verschwunden, die strandnahe Fossilanhäufung fehlt.

Nach diesem plötzlichen Fazies-Wechsel muß die eigentliche Küste fast unmittelbar zusammenfallen mit der äußersten Süd-Überschiebung der heutigen Randketten.

Am unteren Var greift bei Vence das Cenoman über das transgredierende Alb hinaus und verkümmert auf etwa 5 m (AMBEYRAC 1902 a). Dann springt der Beckenrand etwa mit dem Unterlauf des Var gegen Süden vor und streicht dicht südlich und parallel der heutigen Küste Nizza-Monaco nach Osten: Halbinsel St. Jean/Villefranche einige Meter Grünsande mit vielen Austern (FALLOT 1885, MAURY & CAZIOT 1905); 5 km nördlich, bei Eze, schon 50 m (AMBEYRAC 1902 b). —

Im Turon markiert sich die Südgrenze nicht so scharf. Die Mergelkalke des Beckeninnern gehen weiter südlich in etwas reinere Kalke mit Austern und Gastropoden über. So erscheinen südlich Castellane Kalksandsteine mit *Voluta elongata* (FALLOT 1885), und von Vence beschreibt PAQUIER (1908) Quarzsandsteine und glaukonitsandige Kalke mit Turritellen. Diese Schichten entsprechen mit ihrer Fauna den oberturonen Grès d'Uchaux des Rhône-Gebietes. Im allgemeinen ist aber die Fazies ein wenig strandferner als die des Cenoman, sodaß das Turon dessen Verbreitungsgrenzen etwas überschritten haben dürfte. —

Die Küstenlinie für das Subalpine Meer der älteren Oberkreide ist recht genau festzulegen und verlief von mittleren Verdon bei Moustiers bis Monaco fast genau an der Stelle der heutigen Alpen-Randüberschiebung.

Ostschluß des Subalpinen Troges (Var-Schelf)

Etwa am Var verbreitert sich die Zone strandnaher Cenoman-Fazies wesentlich. Sie reicht nordwärts bis zum Estéron (FALLOT) und schließt sich an der Vesubie mit dem am Südrande des Mercantour transgredierenden Cenoman fast zusammen, welches bei St. Sauveur und andernorts das Barrême unmittelbar überlagert

(LÉON BERTRAND 1897). Über Var—Vésubie reicht die Beckenfazies des Cenoman ostwärts nicht hinaus.

Auch das Turon ist nördlich der Küste Nizza-Monaco nur noch knapp 100 m mächtig und enthält schon am Estéron Glaukonit-Linsen mit *Periaster oblongus* (FALLOT 1885). Bis in die Gegend von Menton sind Grünsande vertreten (PÉRON 1901, MAURY 1907, FRANCHI).

Im Schelfgebiet von Monaco hebt sich also der Subalpine Trog als solcher ostwärts heraus. Sein wirkliches Ende ist zwar nicht faßbar. Eine Fortsetzung gegen Süden ist — abgesehen von der immer mehr betonten Flachwasserfazies — auch nach der typisch nördlichen Fauna, dem Fehlen jeglichen afrikanischen Faunenelementes (L. BERTRAND 1897), nicht anzunehmen. Der Subalpine Trogschluß dürfte also dicht südlich der heutigen Küste im französisch-italienischen Grenzgebiet gelegen haben.

3. Innengrenze des Subalpin.

Über die innere, östliche Grenze des Subalpinen Troges wissen wir sehr wenig (GIGNOUX & MORET 1930 u. a.). Da tiefere Oberkreide dort nirgends nachgewiesen werden konnte, ist anzunehmen, daß sie — etwa im Briançonnais — gar nicht zur Sedimentation kam (s. S. 243).

Die innige Verbindung des Cenoman mit dem transgredierenden Vracon am Südrande des Mercantour und darüber hinaus bis in die italienischen Meeralpen hinein (L. BERTRAND 1897, FRANCHI 1894) hat uns hier ein Stück dieser östlichen Beckengrenze des Subalpins erkennen lassen (vgl. oben).

Zusammenfassung: Tiefere Oberkreide des Alpinen Raumes (vgl. Abb. 40 a).

Die Umrandung des Subalpin-Vocontischen Geosynklinal-Raumes bilden Vercors—Cevennen—Rücken von Montpellier—südliches Vaucluse—Canjuers—Tanneron und östliche Fortsetzung.

Allein im *Vercors* zeigt sich gegenüber der Alb-Verbreitung ein Zurückweichen des Cenoman-Meeres und noch weitere Regression im Turon. Diese Erscheinung ist als epirogener Beginn der präsenonen Faltung zu deuten. Sie bewirkt eine Verflachung des gesamten nördlichen Subalpins. Am übrigen Beckenrand greift das Turon um wenig weiter vor als das Cenoman. In den *Vocontischen Trog* hinein fand eine ganz bedeutende Sand-Einschüttung vom Zentral-Massiv her statt. Zu teils marinen, teils brackischen Sedimenten von mehreren hundert Metern Mächtigkeit.

keit wurden die klastischen Massen in dieser *Rhodanischen Bucht* angehäuft. Fauna und Sediment-Fazies zeigen deutlich eine Verschmelzung der festländischen Schwelle von Montpellier und Vaucluse. Die Verbindung zwischen Alpen und Provence besteht nicht, weder an der Rhône noch an der Durance, was COLLOT (1891) bereits erkannte. Von der südlichen Küste (Vaucluse-Estérel-Schwelle) wurde sandiges Material auch im Osten kaum eingeschüttet, ein Zeichen, daß hier das Maures-Kristallin von der epirogenen Aufwärtsbewegung weniger stark ergriffen wurde als das Zentral-Massiv.

Im SE schließt sich der Subalpine Trog im Schelfgebiet des unteren Var. Seine Innengrenze ist am Mercantour noch eine Strecke weit kenntlich. Sie dürfte weiterhin durch die Briançonnais-Schwelle gebildet werden.

β. Subherzynische Bewegungen und Sedimentation der höheren Oberkreide (vgl. Abb. 40 b).

1. Beckenfazies des Subalpin.

Der Subalpine Trog ist nach wie vor der Hauptsedimentationsraum der äußeren Westalpen. Im Beckeninnern, so etwa von Gap über Barrême, Puget-Théniers usw. bis in das italienische Grenzgebiet folgen über dem Turon mit undeutlicher Grenze Kalkmergel in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. In einem liegenden Paket heller Kalke (ca. 100 m) wurde von KILIAN (1889) zwischen Gap und Digne, von FAILLOT (1885) nördlich Nizza *Texanites texanum* F. RÖM. gefunden. Die Kalkmergel darüber lieferten Seeigel, *Micraster coranquinum* LESKE, *Echinocorys ovatus* LESKE, und zahlreiche Schwämme (HAUG 1891). Die genaue Stratigraphie ist noch ungeklärt; doch scheint die ununterbrochene und faziell recht gleichförmige Serie die Schichten von Emscher bis wenigstens Campan zu umfassen.

Im Subalpin reicht diese Fazies nordwärts nur etwa bis zum Dévoluy. Dort bringen Sonderverhältnisse eine wesentliche Änderung.

2. Subherzynische Faltung (Ilseder Phase) im Dévoluy.

Im Dévoluy haben sich vor der Sedimentation des Senon Krustenbewegungen abgespielt, deren große Bedeutung P. LORY zuerst erkannte. Das ältere Mesozoikum ist zu engen W–E-streichenden Falten aufgerichtet, welche in prächtiger Diskordanz von der jüngeren Oberkreide abgeschnitten werden (vgl. S. 66 ff.; Abb. 5, 6, 7). Diese prä-senone Faltung ist im südlichen Dévoluy

am stärksten und klingt nordwärts gegen das Vercors hin allmählich aus; im Süden kann sie den Buëch nicht wesentlich überschritten haben. Die Faltung beschränkte sich also auf ein recht kleines Gebiet.

Die genaue zeitliche Einstufung dieser Orogenese stößt auf gewisse Schwierigkeiten. Die transgredierende Serie enthält an ihrer Basis sehr grobe Konglomerate, die PAQUIER (1900) zunächst in das Turon stellte. Diese Gosau-Gesteine sind jedoch durch fazielle Verzahnung mit zweifelsfreiem Campan verknüpft, wie LORY nachwies, während das Turon noch in der gefalteten Serie steckt (Blatt Die). Weithin beginnt tatsächlich die Oberkreide mit Campan, oft mit konglomerat-freien Kalken der höheren Stufen; das gilt nach LORY (1900) besonders für das nördliche Dévoluy. Weiter im Süden wurde jedoch über der Diskordanz auch tiefes Senon nachwiesen und zwar mit *Texanites texanum*⁵²).

Die Faltung im Dévoluy hätte somit bereits vor dem Unter-Santon stattgefunden. Sie gehört demnach sicher in die subherzynische Gebirgsbildung STILLE's (1924), und zwar offenbar in die „ilseder“ Phase derselben; fand sich doch *Texanites texanum* auch im transgredierenden Ober-Emscher des Sudmerberges bei Goslar über der typischen ilseder Diskordanz (H. SCHROEDER 1913).

Die Stellung des Coniac (= Unter-Emscher) zur Faltung des Dévoluy ist unbekannt. Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß diese Stufe bereits zur transgredierenden Serie gehört. Dann wäre die Diskordanz hier etwa mit den vorgosauischen Bewegungen der nördlichen Ostalpen zu vergleichen, die nach BRINKMANN (1934) unmittelbar vor dem Coniac stattfanden. Sie entspräche dann nicht genau der „ilseder Phase“; vgl. hierzu S. 243. —

3. Epirogene Bewegungen subherzynischen Alters in der nordwestlichen Umgrenzung des Subalpinen Troges.

Vercors

Das Übergreifen des Campan ist eine am NW-Rand des Subalpinen Troges sehr verbreitete Erscheinung (FALLOT 1885, LORY 1901). Im gesamten Vercors liegt über dem geringmächtigen Alb, bzw. im Osten über Cenoman (s. o.), eine mit grünsandigen Kalken beginnende Folge dünnschichtiger heller Kalke

⁵²) Nach mündlicher Mitteilung und den für Instituts-Exkursionen bestimmten Profilen von Herrn Prof. GIGNOUX/Grenoble, dem ich auch an dieser Stelle für die Überlassung herzlich danke.

bzw. Kalksandsteine („lauzes“). Sie enthalten *Belemnitella mucronata*, gehören also dem oberen Campan an. Es folgen Kalke mit Silexknollen, reich an Foraminiferen und Schwämmen; darüber stellen sich dann im NW organogene Kalke mit Lithothamnien ein (HAUG 1927), die Flachwasserfazies des weiter im Südosten noch marinen Maestricht.

Konglomerate weisen auf westliche Strandnähe hin. Das gilt sowohl für das Vercors (PAQUIER 1906), als auch für die nördliche Fortsetzung, wo sie von Châtelard/Bauges durch LUGEON (1900) erwähnt werden. In den Konglomeraten erscheinen außer Quarzgerölln Feldspat-Gesteine und grünliche Hornsteine aus dem Zentral-Massiv (PAQUIER 1900). Entlang des gesamten Allobrogischen Ufersaumes sind auch rote Festlandseinschwemmungen nicht selten (MORET 1924).

Die klastischen Einlagerungen keilen im Vercors ostwärts aus; dort fand während der höheren Oberkreide mit reiner Beckenfazies der Subalpine Trog seine Fortsetzung gegen Norden.

Jedoch scheinen auch gewisse Untiefen bestanden zu haben. So stellte P. LORY (1900, 1919) im Dévoluy in den sandigen Schichten von Ober-Campan und Maestricht (*Hoploscaphites constrictus* Sow.) außer Quarz auch Feldspat, Biotit, Muskovit, Orthosit fest, die er vom benachbarten Pelvoux-Granit herleiten möchte. —

Es ist unklar, ob in dem ausgedehnten Übergreifen des Campan tatsächlich nur eine — seit dem unteren Santon bzw. dem Coniac im Gange befindliche — „progressive Transgression“ zum Ausdruck kommt. Möglicherweise fanden auch noch schwache tektonische Bewegungen unmittelbar vor dem Ober-Campan statt⁵³). Für diese Annahme spricht die gerade im Campan so betonte Konglomeratschüttung, besonders das erstmalige Auftreten von Kristallin-Material.

Vocontischer Trog

Entgegen diesen positiven Strandverschiebungen im Vercors zeigt sich im Vocontisch-Rhodanischen Bereich eine anhaltende Regression (vgl. Abb. 40 b).

Nach der oberturonen Zuschüttung der Rhodanischen Bucht am westlichen Trog-Schluß dringt wohl ein flaches Meer im Coniac noch einmal bis an den Rand des Zentral-Massivs vor. Denn bei Alais und Uzès wird die z. T. doch subkontinentale tiefere

⁵³) Zeitlich entspräche das gut der orogenen Ausgestaltung mancher Salzstöcke in Hannover, an denen durch L. RIEDEL (1937) eine Diskordanz im unmittelbaren Liegenden des Mucronaten-Senon nachgewiesen wurde.

Oberkreide von ziemlich reinen marinen Kalken überlagert, die *Hippurites requieni* usw. enthalten, und sich damit als Seichtwasserfazies des Coniac erweisen (FALLOT u. a.). In der Gegend von Orange macht sich in diesem Niveau schon wieder eine stärkere Sandeinfuhr geltend; hier liegen Hippuriten-Kalke nur an der Basis des Coniac, während dessen oberer Teil aus Sandsteinen mit Austern, Cucullaeen, Turritellen usw. besteht (Blatt Orange). Ähnlich, wenn auch reduziert und mit geringerer Sandführung, sind diese Schichten bei Nyons entwickelt. Nordwärts gehen sie in Grünsande mit Seeigeln und schließlich in die grasgrünen „grès verts“ von Dieulefit über; sie enthalten dort im unteren Teil eine reiche Ammoniten-Fauna mit *Barroisiceras haberfellneri* DE GROSS., *Tissotia ewaldi* REDT., *Peroniceras westfalicum* v. STROMB., *Per. subtricarinatum* D'ORB. usw.⁵⁴), darüber *Actaeonella laevis* D'ORB., *Trigonia limbata* D'ORB. usw. (FALLOT 1885). Der gleiche Horizont mit *Mortonicerias serratomarginatum* REDT. ist im Forêt de Saou als Kalksandstein vertreten.

Demnach zeigt das Coniac noch etwa gleiche Ausdehnung und Fazies wie das Turon. —

Marines Santon ist auf einen schon merklich engeren Raum beschränkt. Im Forêt de Saou beginnt es mit verstärkter Sand-schüttung, die eindeutig von NNW her erfolgte. Es enthält hier *Texanites texanum* F. RÖM. (PAQUIER 1900). Entsprechend dürften auch die Grünsande unter den Silexkalken nördlich Rosans (Pommerol) an die Santon-Basis zu stellen sein. Ihr östliches Anschwellen in Richtung auf das Dévoluy (PAQUIER 1900) hängt wohl mit der dortigen präsenonen Faltung zusammen. Westlich dieser beiden Punkte kennen wir dagegen kein hochmarines Santon.

Die Schichten über dem Coniac bei Nyons, Orange und Alais bestehen aus bunten Sanden mit eingeschalteten Ligniten. Einige Mergelkalk-Linsen enthalten dort *Orbignya socialis* und *Orbignya organisans* (FALLOT u. a.). Diese Schichten vertreten also das Santon in brackischer oder doch sublitoraler Fazies. Bei Dieulefit liegen über dem Coniac bunte Quarzsande mit Ligniten, die z. T. ebenfalls noch der höheren Oberkreide zugehören (auf Blatt Privas als Eozän bezeichnet). Ihre Einschüttung erfolgte nicht mehr von NNW, wie die der älteren klastischen Sedimente, sondern genau aus W; ein bezeichnendes Argument für die Begradigung des Rhodanischen Bucht.

⁵⁴) Es handelt sich also hier um die Fauna des Unter-Emscher Westfalens (vgl. L. RIEDEL 1934).

Nördlich Orange (Piolenc) soll das Santon schwach diskordant zum Coniac liegen (Blatt Orange). Die Richtigkeit dieser Beobachtung vorausgesetzt, würde das einen schwachen Abglanz der im Dévoluy so kräftigen Gebirgsbildung bedeuten. Sicher ist jedenfalls, daß der subherzynischen Orogenese dort eine ausgesprochene Regression im Westen zeitlich entspricht.

Die Verbreitung des Campan-Meeres geht über die des marinen Unter-Senon sicher nicht hinaus. Das strandnahe Santon wird jedenfalls nirgends von marinem Campan überlagert. Dieses dürfte also den im Santon beginnenden Rückzug fortgesetzt haben (PAQUIER 1895). Inmitten des Vocontischen Bereiches scheinen die Silexknollen-Kalke von Rosans (Pommerol) wenigstens teilweise dem Campan anzugehören. An anderer Stelle wurde hier die Oberkreide nicht so tief eingemuldet, daß die höheren Stufen erhalten wären. In der SW-Ecke des Vercors (Gigors nördl. Crest) ist strandnahes Campan vorhanden (PAQUIER 1900). Der nächste Fundpunkt — außer Pommerol — liegt dann erst wieder in dem Subalpin bei Digne.

Das Vaucluse-Gebiet ist jedenfalls bis zu seinem Nordrand, der Mtge. de Lure, eindeutig frei von jung-oberkretazischen Sedimenten; wie das Übergreifen kontinentalen Eozäns zeigt, gehört es zur festländischen Schwelle.

So dürfte die westliche Grenze primärer Campan-Verbreitung von Crest aus den Vocontischen Raum etwa in Richtung auf Sisteron queren.

Ein Vocontischer Trog hat demnach als solcher *im Ober-Senon nicht mehr bestanden*. Diese westliche Ausstülpung der Subalpinen Geosynklinale, die während langer Zeiträume weit nach Westen und Südwesten reichte, wird nunmehr *begradigt* (vgl. Abb. 40b).

4. Außengrenze des südlichen Subalpinen Raumes.

Der Subalpine Trog findet gegen Süden und Südosten in bisheriger Form seine Fortsetzung, wie die Ausdehnung der Geosynklinal-Fazies bezeugt (vgl. oben). Seine Außengrenze kommt in der Senon-Fazies nicht sehr klar zum Ausdruck, da Sedimente des unmittelbaren Beckenrandes nicht erhalten sind. Von Roquestéron erwähnt FALLOT (1885) gelbliche Kalksandsteine mit Austern und Actaeonellen; er möchte sie mit dem höheren Coniac von Dieulefit parallelisieren. Auch bei Escragnolles liegen über dem Turon Grünsandsteine und feine Konglomerate, die wohl demselben Niveau entsprechen. Von Vence beschreibt PAQUIER (1908) grobe

gelbe Sandsteine mit Actaeonellen und *Praeradiolithes requieni* MATH. Damit gehören diese klastischen Schichten in das Coniac.

Für diese Zeit ergibt sich also aus der Sandschüttung ein geringes Heraussteigen des südlichen Nachbargesbietes (Vaucluse-Estérel-Schwelle) bzw. eine verstärkte Abrasionstätigkeit infolge fortschreitender Transgression.

Nördlich Nizza-Monaco sind Turon und Senon örtlich nicht zu trennen (MAURY 1907). Andererseits lagert aber in der Gegend von Sospel und nördlich Menton-Ventimiglia das Senon „diskordant“ über Turon bzw. transgrediert auf Jura (L. BERTRAND 1902, MAURY & CAZIOT 1905; Blatt Nice). Ob hier wirklich eine Diskordanz oder nur ein progressives Hinausgreifen über die primäre Cenoman-Turon-Verbreitung vorliegt, ist nicht sicher.

Bemerkenswert ist jedenfalls die Ausdehnung des Senon-Troges gegen Südosten auch in Gebieten, wo die tiefere Oberkreide nur Flachwasserfazies aufwies. Auf Korsika⁵⁵⁾ ist keine Oberkreide mehr bekannt. Nach gewissen Transgressionsvorgängen, die offenbar im Coniac beginnen, erfuhr der Subalpine Trog wohl eine gewisse Erweiterung gegen S, SE und SW. Sein Ende lag aber bereits zwischen der heutigen Küste und Korsika. Daß keine Geosynklinal-Verbindung gegen Süden oder Südwesten bestand, ergibt sich aus der petrographisch-faziellen Entwicklung und aus der Fauna des südlichen Subalpins, die trotz großer Nähe der Provence dorthin keine Verwandtschaft, sondern nur Ähnlichkeit zu Nordfrankreich aufweist (PÉRON 1901).

5. Subherzynische Bewegungen und Transgression in den Innenalpen.

Während tiefere Kreide und ältere Schichten am Südrande des Mercantour die innere Begrenzung des Subalpinen Troges anzeigten, greift die höhere Oberkreide weit gegen E vor. Schon am Paß von Tenda transgrediert das Senon über Ober-Jura; die Überlagerung ist typisch für die gesamte Innenflanke des Mercantour (FRANCHI 1894, ZACCAGNA). Sie charakterisiert nicht nur den südlichen Teil, sondern darüber hinaus die Gesamtheit der Briançonnais-Zone.

⁵⁵⁾ Von Caporalino/Korsika erwähnt zwar HOLLANDE (1920) Actaeonellenkalke. Es handelt sich dabei jedoch um Nerineenkalke des Ober-Jura, nicht um Oberkreide, wie H. annahm; auch liegt das Vorkommen tektonisch über dem Pennin, ist dem Subalpin demnach ohnehin nicht vergleichbar (nach freundl. Mitteilung von Herrn Kollegen PILGER).

Dort liegen die „Marbres en plaquettes“ (TERMIER) zwischen Jura und Alt-Tertiär. Nach FRANCHI enthalten sie Actaeonellen; es fanden sich *Pulvinulina tricarinata* QUER. (HAUG & KILIAN 1903), Inoceramen-Reste, *Rosalina linei* (MORET & BLANCHET 1924). Schließlich wurde bei Argentera *Vaccinites moulinsi* nahe der Oberkreide-Basis nachgewiesen (DOUVILLÉ 1896). Das bedeutet hier eine Transgression des Coniac. Eine genauere Alters-Einstufung der Marbres en plaquettes ist bisher noch nicht gelungen.

Wesentlich sind Fazies und Lagerung dieser hohen Oberkreide (KILIAN 1905, MORET & BLANCHET 1924, 1925, MORET, RAGUIN & SCHNEEGANS 1930, GIGNOUX & MORET 1930). An der Basis der plattigen Kalke und Kalkschiefer liegen vielfach grobe Brekzien und rote Schichten; schon HAUG & KILIAN (1903) haben deren Übereinstimmung mit den Couches rouges der Préalpes hervorgehoben. MORET (1924) weist auf die große Ähnlichkeit mit strandnahen roten Schichten am Westrand des Subalpinen Troges in Savoyen hin. Ein gewisser Übergang zu der Beckenfazies des Subalpins im Westen deutete sich vielleicht darin an, daß im Pierre-Eyraud-Massiv südlich Briançon in der westlichsten Einheit die Brekzien der drei oberen Schuppen nur mehr durch Kalke vertreten werden.

Die groben Konglomerate, bei Briançon über 250 m (SCHNEEGANS 1930), greifen z. B. bei Guillestre und im nördlichen Briançonnais vom Ober-Jura bis auf die Trias herunter (MORET & BLANCHET, SCHNEEGANS 1931). An ihrer Basis liegt also eine ausgesprochene Diskordanz, die wir in Anbetracht der Basalbrekzien wohl nicht nur auf die Transgression über der seit dem Ober-Jura trockenliegenden Briançonnais-Schwelle zurückführen können.

Vielmehr müssen auch im Inneren des Alpenkörpers stärkere subherzynische Bewegungen stattgefunden haben. Ihren Umfang können wir, besonders hinsichtlich der Pennin-Einheit, zwar nicht erfassen (Pennin-Gerölle fehlen den Oberkreide-Konglomeraten). Sie haben aber der Briançonnais-Schwelle außer orogenen Umgestaltungen eine sehr bedeutende Heraushebung gebracht, welche ihrerseits die Konglomeratschüttung veranlaßte.

Ihr „vorgosauisches“, spätestens Präanton-Alter ist mit der Transgression der Hippuritenkalke bei Argentera erwiesen. Möglicherweise sind die Bewegungen gleichzeitig mit der Faltung des Dévoluy erfolgt. Dann müßten wir die „präsenone“ Orogenese dort ebenfalls schon vor das Coniac datieren, wofür sich Argumente an Ort und Stelle freilich einstweilen nicht erbringen lassen

(vgl. S. 237/8)⁵⁶⁾. Trotz der Nachbarschaft der orogenen Unruhen brauchen diese jedoch durchaus nicht ganz gleichzeitig stattgefunden zu haben; bewirkte doch die „präsenone“ Faltung im Dévoluy ausgesprochenes W—E-Streichen, die Umgestaltung des Briançonnais aber verlief in der heutigen Erstreckung des Gebirges, also etwa N—S.

Im Hangenden folgt den Marbres en plaquettes der Kalkflysch. Sie bilden also eine Übergangs-Fazies zwischen Gosau und Flysch.

Nach vorübergehender Akzentuierung wird somit während der höheren Oberkreide *die Briançonnais-Schwelle in den Geosynklinal-Bereich einbezogen*.

Zusammenfassung. — Höhere Oberkreide des Alpen Raumes
(vgl. Abb. 40 b)

Zwischen Turon und Senon finden wesentliche tektonische Umgestaltungen statt. Eingeleitet durch den epirogenen Aufstieg im Cenoman und besonders Turon (s. oben) schuf eine subherzynische Orogenese im Dévoluy ein W—E streichendes Faltenbündel, über das mit scharfer Diskordanz im Süden Santon, nordwärts Campan transgrediert. Von Bewegungen subherzynischen Alters wurde vor dem Coniac auch die Briançonnais-Schwelle erfaßt.

Der *Subalpine Trog* erfährt während des Senon eine grundlegende Umgestaltung seiner Konturen: Auf der Außenseite wird durch die Transgression des Campan das gesamte Vercors dem Beckenraum angegliedert, der östlich davon in unverminderter Tiefe gegen Norden durchstreicht. Diese positive Strandverschiebung steht in scharfem Gegensatz zu der schrittweisen *Regression* von Coniac-Santon-Campan *aus dem Bereich des Vocontischen Quertrog*. Dadurch wird die — bisher durch die Vocontisch-Rhodanische Ausstülpung unterbrochene — *Westkontur des Subalpins begradigt*. Die Geosynklinale beschränkt sich auf die Alpen.

Im Streichen gegen S—SE—E kommt mit dem Übergreifen des Senon eine Einbeziehung des Var-Schelfes in den Becken-Bereich, also eine — wenn auch begrenzte — Trog-Verlängerung zum Ausdruck.

Darüber hinaus erfährt der Subalpine Sedimentationsraum auch eine wesentliche *Verbreiterung gegen E*. Die Coniac-Transgression

56) Die Diskordanz ist demnach hier älter als die unter den Schweizer Wang-Schichten, sofern diese tatsächlich erst Maestricht darstellen (vgl. ARN. HEIM, Bd. 2, 1, Fig. 84). Immerhin läßt deren auffällige Analogie zu den „marbres en plaquettes“ eine Nachprüfung der kretazischen Faltungs-Phasen in den Westalpen recht wünschenswert erscheinen.

macht den Anfang zu der allmählichen Einsenkung der bisher trockenliegenden *Briançonnais-Schwelle* in das Trog-Gebiet. Es ist zu vermuten, daß demgegenüber dem Pennin der Geosynklinal-Charakter langsam verlorengeht. —

b) Pyrenäisch-Provençalischer Raum (Zsfg. S. 252).

Das Sedimentationsgebiet der Oberkreide in der Provence entwickelt sich aus dem kleinen Raum mit kontinuierlicher Apt-Alb-Meeresbedeckung zu immer größerer Ausdehnung.

a. Tiefere Oberkreide (*marin*).

1. Cenoman.

Becken. — Das für die alpinen Beckenbereiche so charakteristische allmähliche Überleiten von Alb zu Cenoman ist im Provençalischen Gebiet auch dort nicht zu beobachten, wo beide Formationen übereinander liegen. Selbst bei Cassis östlich Marseille, also im Verbreitungsgebiet von marinem Alb, beginnt das Cenoman sehr plötzlich mit grünsandigen großknolligen Kalkmergeln bzw. Kalksandsteinen. Aus grauen Kalken mit Silexknollen südlich Le Beausset erwähnt MARCEL BERTRAND (1887) zwar noch *Schloenbachia varians*. Von hier aus gegen NW, N und E nehmen diese Gesteine dagegen ausgesprochenen Seichtwasser-Habitus an.

Nord. — So wird von der heutigen Küste aus auf die Ste. Baume zu das Unter-Cenoman immer konglomeratischer (MAURY 1914). Die oberen Mergel sind schon bei La Bedoule in Caprinidenkalke übergegangen, unter denen die klastischen Schichten des tieferen Cenoman schließlich auskeilen.

Ost. — Gegen E hat das offene Meer schon bald seine Begrenzung erhalten in der *Bucht von Le Revest* nördlich Toulon. Hier beginnt das Cenoman — über einer auf Urgon ruhenden ca. 5 m starken Bauxit-Schicht — mit Brackwasser-Sedimenten, dem „Gardonnien“ COQUAND's. Darin kommen Cyrenen, Glauconien, Melanien usw. vor, jedoch keine Süßwasserformen (vgl. REPELIN 1909, HAUG u. a. 1925). Es folgen sandige Mergel mit Ostreen und Seeigeln, schließlich Caprinidenkalke. Weder im Osten noch im Norden von Le Revest ist Cenoman bekannt; nach der Fazies ist anzunehmen, daß auch gegen S bzw. SE ein Abschluß der Bucht bestand.

West. — Auffällig ist das Fehlen einer stärkeren Sandeinschüttung. Auch weiter im Westen wird bei Martigues das Urgon

ohne Zwischenschaltung klastischer Lagen unmittelbar überdeckt von den nur 25—30 m mächtigen Rudistenkalken des Cenoman. Diese bilden die Randsedimente einer nordwärts allseits flach heraussteigenden Kalkküste. Schon 15 km nördlich Martigues kam kein Cenoman mehr zur Ablagerung.

Auch das Gebiet von Montpellier gehört nicht mehr zum Sedimentationsraum, da dort viel jüngere Schichten transgredieren (vgl. S. 250). Erst aus der Gegend von Narbonne ist wieder Cenoman bekannt (DONCIEUX 1899). Über roten Sanden des Vracon folgen dort Cerithien-Mergel, die dem untersten Cenoman von Nyons entsprechen dürften, dann grobe Konglomerate mit Urgonkalk-Geröllen, Orbitolinen-Mergel und brackische Schichten, schließlich Caprinenkalk. Das sind die Sedimente am Südrande der Schwelle von Montpellier bzw. Carcassone (ASHAUER 1934), die nördliche Randfazies des Nordpyrenäen-Troges. —

Als dessen östlichsten Schluß müssen wir den Sedimentationsbereich der südlichen Provence auffassen, als sein äußerstes Ende die Bucht von Le Revest. —

2. Turon.

Im Turon fand eine gewisse Becken-Erweiterung statt. In der Verbreitung seiner Schichten kommt das weniger zum Ausdruck als in deren Fazies.

So folgen den Rudistenkalken des Cenoman bei La Bedoule zunächst ca. 60 m blaugraue, ziemlich milde Mergel und etwa 40 m wohlgebankte Kalke als Sedimente wesentlich tieferen Wassers. Auch im Osten bei Le Revest beginnt das Turon als dunkle Mergel mit *Periaster verneuili*. Im Norden und Westen tritt diese Fazies etwas zurück; MAURY (1914) weist auf ihr nördliches Auskeilen hin; von Martigues erwähnt VASSEUR (1894) nur 10 m Kalke mit *Inoceramus labiatus*. Die Mergel werden hier bereits durch Kalke mit *Biradiolites cornupastoris* faziell vertreten. Diese greifen an der Nordküste des Étang de Berre über die Verbreitungsgrenze des Cenoman nordwärts vor (vgl. Abb. 40 a).

Das mittlere Turon ist ausgezeichnet durch eine erhebliche Sandzufuhr. Besonders im Osten (Le Revest, Le Beausset) sind diese Sandsteine recht grob, enthalten große Quarzgerölle und zeigen deutlich westfallende Schrägschichtung. Entsprechend klingen sie von mehr als 100 m im Osten (Vald' Aren) ab auf 30—40 m in der Gegend von Martigues. Dort enthalten die gelblichen Sande eine brackische Fauna, Cerithien, Glauconien usw., sowie Lignite (VASSEUR 1894, REPELIN 1900), und ihre Einschüttung

erfolgte von NNW her. In dieser Richtung lag also die Küste der Schwelle Vacluse-Montpellier, wie sie sich auch bei Narbonne in der Einschüttung von rotem Detritus und groben Austern-Sandsteinen dokumentiert (DONCIEUX 1899). Auch hier greift gegen das Hochgebiet von Carcassonne das Turon etwas weiter vor als das Cenoman.

Dieser Nord-Küste des Pyrenäisch-Provençalischen Troges steht im Turon erstmalig nachweisbar auch eine Süd-Küste gegenüber. Bei La Bedoule wird das höhere Turon von Hippuriten-Kalken und Kalksandsteinen gebildet. Sie zeigen dort eine vorherrschend NE-fallende Schrägschüttung. Südwärts vergrößern sich diese Gesteine an der Küste bei La Ciotat sprunghaft zu mächtigen Konglomeraten. Kopfgroße Gerölle von Perm erweisen als einzig möglichen Herkunftsort die westliche Verlängerung des Maures-Massivs. Die mehrere hundert Meter umfassenden Konglomerate überschreiten die Hangendgrenze des Turon und reichen bis in die Coniac-Stufe hinein. Sie sind das Abbild eines *intensiven Aufstiegs der alten Maurischen Schwelle im Süden des Provençalischen Troges*.

3. Coniac — Senon.

Becken. — Unsicher ist die hangende Grenze des Turon auch dort, wo seine oberste Partie als Hippuritenkalk-Masse entwickelt ist, wie etwa am Südrande der Mulde von Le Beausset. Die zahlreichen Fazies-Verzahnungen verwischen hier die stratigraphischen Grenzen.

Nicht weit über den das Turon abschließenden klotzigen Hippuritenkalken ist in den sandigen Kalkmergeln bereits *Mortonicerias emscheris* SCHLÜT. als Form des höheren Coniac gefunden worden (HAUG u. a. 1925). Es folgen dann verschiedene Kalkhorizonte, deren Bänke fast gänzlich aus Hippuriten bestehen.

Die sehr langformigen Arten, welche als horizontal wachsende und zu einer stockartigen Kolonie vereinigte Individuen aufzufassen sind, bilden Flachriffe und sind als solche in situ erhalten. Interessant ist die Position der z. T. meterlangen Kelche. Ihre Haupt-Achse ist hier bei La Cadière, wo wir uns nur wenig südlich der W—E streichenden Küste befinden, in N—S-Richtung orientiert; die Tiere sind also der Brandung entgegengewachsen (vgl. GERHARD RICHTER 1934).

HAUG (1925) erwähnt drei solcher Einschaltungen: Die mittlere erweist sich durch *Texanites texanum* F. RÖM. bei La Cadière als Unter-Santon, die obere gehört nach *Placenticerias syrtale* MORT. in das Ober-Santon. Dazwischen schalten sich Sande mit Pflanzen, Araucarien, Magnolien usw.; auch die obersten Santonkalke deuten mit ihrer Fauna, *Lima ovata*, *Ostrea galloprovincialis*, auf besondere Strandnähe hin. Schließlich zeigt sich sogar eine gewisse Aus-

süßung in Kalken mit Turritellen und *Glaucania renauxiana* D'ORB., die dem Campan zugeschrieben werden (HAUG u. a. 1925).

Osten. — Gegen den Ost-Rand des Beckens ist besonders auffällig die fazielle Verzahnung der Hippuritenkalke mit einer bei Le Revest auf ca. 180 m anschwellenden Sandmasse mit zoogenem Detritus (HAUG u. a. 1925). Diese Einschüttung fand aus SE statt.

Denn an der Ste. Baume findet sich dieser klastische Horizont nur noch im südlichen Schenkel der Mulde von Plan d'Aups angedeutet, in der Nordflanke transgrediert auf dem Ober-Jura bzw. einer Bauxit-Lage das Senon unmittelbar mit Hippuritenkalken. Hier zeigt sich damit ein *bedeutendes nördliches Vorgreifen des Senon-Meeres über die Bereiche der tieferen Oberkreide hinaus*. Das gilt auch für den Südrand der großen Synklinale von Fuveau, bis zu deren nördlicher Grenze jedoch marines Senon nicht mehr sedimentiert wurde. Aus dem Fehlen klastischer Sedimente am nördlichen Beckensaum ist auf eine sehr flache Neigung der Nordküste zu schließen; die Bauxit-Schwelle der Vaucluse hat den Wasserspiegel offenbar nur wenig überragt.

Weiter im Osten liegt Brignoles auf der Nordgrenze von marinem Senon, welches auch hier transgrediert. Im hangenden Teil der ca. 100 m mächtigen Kalke schalten sich hier bereits zwischen die einzelnen Hippuriten-Rasen lebhaft rote Mergel und Glimmersande (Abb. 41); die Rudistenkolonien trotzten also mehrfach der Zuschüttung mit *festländischem Detritus*. Aus der Glimmerführung zu schließen, stammt dieser von Süden, aus dem *Maurischen Kristallin*.



Abb. 41. Wechsellagerung von Hippuriten-Kalken (HK) mit roten, subkontinentalen Sanden (ø) im Ober-Santon der Bucht von Brignoles (Ost-Ende des Nordpyrenäisch-Provençalischen Troges).

M Mergel, z. T. ebenfalls mit Hippuriten-Rasen, K Kalke ohne Rudisten, F brackisches Ober-Senon (Fuvélien). — Straße westlich Camps. — Maßstab etwa 1 : 200.

Nicht sehr weit östlich, bei Le Thoronet, liegen denn auch die jüngsten Reste marinen Mesozoikums in geringmächtigen Kalksandsteinen, die nach ganz vereinzelt Hippuriten das Senon vertreten.

Hier schließen sich N-, E-, und S-Küste zusammen: *Der Provençalische Trog findet im W von Draguignan sein östliches Ende* (Abb. 40 b).

Westen. — Im Westen von Marseille sind Coniac-Santon als 60–80 m mächtige Hippuriten-Gesteine entwickelt, die wesentlich kalkreicher sind als ihre Äquivalente weiter im Osten. Das Fehlen klastischen Materials, das Ausgehen in nördlicher Richtung (auf Aix zu) weisen auf die Nachbarschaft der flachen nördlichen Kalkküste hin. Im Obersenon sind auch hier die Schichten mit *Lima ovata* entwickelt, und grobsandige Mergel und Kalke mit *Melanopsis* vertreten das „Valdonnien“, das brackische Campan (vgl. VASSEUR 1894).

Jenseits der Rhône ist bei Montpellier keine marine Oberkreide zur Ablagerung gekommen. Erst die Corbières haben wieder zum Sedimentationsraum gehört. Nach DE GROSSOUVRE (1914) folgen dort über einer mergeligen unteren Abteilung grobe Konglomerate, die dem Granulaten-Senon angehören sollen. Das Campan ist erst weiter westlich marin ausgebildet.

Aus dem Nordpyrenäen-Trog greift das Meer auf die Schwelle von Carcassonne nordwärts vor (ASHAUER 1934).

Süden. — Die entsprechende Erscheinung zeigt sich auch an der Zentralpyrenäischen Schwelle, wo die Oberkreide nach MENGEL mit Santon südwärts transgrediert. Analoge Verhältnisse herrschen zwischen Marseille und La Ciotat. Die Einschüttung grober Konglomerate von Süden her, welche im Turon begann, setzt sich im Senon fort und bezeugt auch für diese Zeit die Nähe einer Südküste.

Die *Zentralpyrenäisch-Maurische Schwelle* bildete also wohl die mehr oder weniger vollständige südliche Begrenzung des Nordpyrenäisch-Provençalischen Troges. —

β. Höhere Oberkreide („Garumnium“).

Die schon im Ober-Santon sich anbahnende und im Campan fortgeschrittene Aussüßung des Provençalischen Beckens strebt während der jüngsten Oberkreide ihrem Höhepunkt zu.

LUTEAUD (1925) weist darauf hin, daß südlich Brignoles schon im Ober-Senon gewisse fazielle Vertretungen stattfinden von Schichten mit geringerem zu deutlicherem Brackwasser-Einschlag. Die Aussüßung nimmt also nicht nur von unten nach oben, also im Laufe der Zeit zu, sondern schreitet auch regional fort und zwar von Osten ausgehend. Denn dort gibt die Zuschüttung der Santon-Hippuriten durch roten Festlandsschutt bei Brignoles schon ein Beispiel für das frühzeitige Einsetzen der brackischen Fazies.

1. Älteres Garumnium (Campan-Unteres Maestricht).

Campan und Unter-Maestricht in brackischer Entwicklung bilden die Serie Valdonnien-Fuvélien. An der Basis liegen in der Gegend von Marseille und Aix Kalke und Kalkmergel mit *Melanopsis* (LUTEAUD 1925). Dann folgt die typische Fuveau-Stufe mit grünlichgrauen dünnblättrigen Mergeln voller *Cyrena galloprovincialis* MATH. (= *Corbicula concinna* Sow.). Eingeschaltet sind Lignite, auf die bei Gardanne Bergbau umgeht. Die Serie ist hier rund 300 m mächtig (vgl. Blatt Aix).

Gegen Osten, etwa bei Brignoles, stellen sich nahe der Basis schon einige Sandsteinbänke ein; 20 km östlicher, wie bei der Abbaye du Thoronet, sind nur noch bunte Sande als äußerste Saumfazies entwickelt. Denn noch weiter im Osten fehlt die Fuveau-Stufe bereits.

Der Nord-Rand ihrer Verbreitung liegt von hier aus etwa auf der Linie Bessillons—südlich Rians und folgt dann dem Unterlauf der Durance. Jenseits greifen erst jüngere Horizonte auf den Schwellenbereich der Vaucluse über.

Immerhin zeigt die große Mächtigkeit der brackischen Grenzschichten Campan-Maestricht in der Mulde von Fuveau und ihr weites Vorrücken über die Nordgrenze des marinen Unter-Senon hinaus eine — trotz der „regressiven“ Fazies — recht erhebliche Becken-Erweiterung (Abb. 40 b).

Bemerkenswert ist der Vorstoß über die Alpilles hinweg in das Rhône-Gebiet. In dieser kleinen Bergkette ist Campan als Lychnus-Kalk entwickelt; die Fuveau-Stufe, als kalkige und z. T. auch sandige Mergel mit dünnen Lignit-Lagen, ist im östlichen Teil mächtiger ausgebildet als im Westen (BRUN 1923). Da in der Luberon-Kette wiederum das Fuvélien fehlt, handelt es sich nur um eine kleine aus dem Provençalischen Becken nordwärts vorstoßende Bucht.

Im Westen, bei Montpellier, ist als erste Oberkreide-Stufe das untere Garumnium in der Gegend von Villeveyrac mit einer mächtigen Serie von *Unio*- und *Melania*-Kalken und geringen Lignit-Einschaltungen vertreten (Blatt Montpellier). Die gegenüber der Provence kräftigere Sandführung ist bei der Nähe des Zentral-Massivs nicht erstaunlich. Bemerkenswert ist das Zusammenfallen der nördlichen Verbreitungsgrenze mit der lang durchstreichenden Überschiebung von Montpellier, nördlich deren sich der Fortbestand der alten Schwelle im Fehlen jeglicher Oberkreide erweist.

Das Vorrücken des Beckenrandes von Süden nach Norden bzw. NW ist für das Gebiet der Corbières ebenfalls erwiesen und gilt in gleicher Weise für den gesamten nördlichen Saum des Pyrenäen-Troges (vgl. ASHAUER 1934).

Süd-Grenze. Es ist bemerkenswert, daß sich in den östlichen Pyrenäen die Küste auch südwärts weiter verschiebt, nämlich gegen die Zentralpyrenäische Schwelle (ASHAUER). Wir dürfen danach vielleicht ähnliche Erscheinungen für das Gebiet von Marseille vermuten, wo einstweilen der Beweis für die Nähe einer jüngst-kretazischen Südküste fehlt. Wahrscheinlich hat aber auch dort über die westliche Fortsetzung des Maurischen Massivs, die sich in der älteren Oberkreide als Schwelle zu erkennen gab, eine gewisse Becken-Erweiterung stattgefunden.

2. Jüngerer Garumnium (Oberes Maestricht-Dan).

Die limnische Serie Oberes Maestricht-Dan, bzw. Bégudien-Rognacien, setzt die begonnenen Tendenzen fort.

Die knolligen Kalke mit *Physa galloprovincialis* von La Bégude vertreten das obere Maestricht (LUTEAUD 1925). Sie enthalten sehr charakteristische grobe Kalkkonglomerate und örtlich Sandstein-Bänkchen mit erbsengroßen, schlecht gerundeten Quarzen. Deren bevorzugtes Auftreten im Osten läßt auf Einfuhr aus der Maurischen Masse schließen. Die Kalkkonglomerate halten sich an den NE, treten aber auch gerade westlich Marseille, bei Martigues, auf. Die Aufarbeitungsvorgänge haben also nicht nur den Rücken Estérel-Vaucluse erfaßt⁵⁷⁾, sondern wirkten offenbar auch auf der Maures-Zentralpyrenäen-Schwelle, der Südgrenze des Troges.

Überall kommt es danach mit dem Beginn des Dan wieder zu ruhigerer Sedimentation. Rotbunte sandige Mergel oder ziegelrote Tone zeichnen besonders den Südhang der Vaucluse-Schwelle aus. Diese 200 m mächtige Serie der Rognac-Stufe enthält *Hypselosaurus priscus* und schließt mit festen hellen Kalken voller *Lychnus matheroni* ab (vgl. Blatt Aix). —

Das obere Garumnium greift im E und N eine Strecke weit über die Fuveau-Stufe vor. Doch erreicht das äußerste Ost-Ende des Oberkreide-Troges nicht den Ort Draguignan. Die nördliche Küste verläuft von dort NW-wärts und hält sich südlich der

57) DE LAPPARENT (1933) möchte das Übergreifen des Dan auf verschiedene Jura-Stufen mit einer vorausgegangenen „Faltung“ erklären. Wir können ihm darin nicht folgen, denn eine wirkliche Diskordanz ist nirgends zu beobachten. Es handelt sich überall nur um die durch die austrische Schwellen-Aufwölbung bedingte Lücke.

Luberon-Kette. Bei Montpellier kann sich das Dan-Becken nicht wesentlich nordwärts erweitert haben.

In der *Rhône-Bucht* ist dagegen über die Alpilles hinweg ein gewisser Vorstoß nach Norden anzunehmen, da zwischen Alais und Uzès Süßwasserkalke der Dan-Stufe auf Coniac übergreifen. —

Zusammenfassung: Der Nordpyrenäen-Trog in der Oberkreide.

Das Oberkreide-Becken der Provence erweist sich — durchaus im Sinne von DE MARGERIE und COLLOT — als östliche Verlängerung des Nordpyrenäen-Troges. Die Analogien gehen jedoch über die gute Übereinstimmung der Sedimente weit hinaus.

Die *Nord-Grenze des pyrenäischen Troges* setzt sich von Mouthoumet am Süd-Rand der *Schwelle von Montpellier* und *Vaucluse* bis zur *Maurischen Masse* fort. Gegen diese geschlossene N- und NE-Küste greift von Süden her die Sedimentation immer weiter vor, in mariner Fazies während des Cenoman-Turon, unter zunehmender Aussüßung während des Senon, unter brackisch-limnischen Bedingungen in Maestricht und Dan. In gewissem Gegensatz zum Westen, zur südlichen Umgebung des Zentral-Massivs, geht diese *progressive Eindeckung des flachen Provençalischen Schwellenhanges* ohne wesentliche klastische Transgressionsbildungen vor sich.

Anders im Süden. Von dem etwa bei Marseille liegenden Becken-Tiefsten hebt sich der Trog auch südwärts heraus, wie grobe Brekzien und Konglomerate in Turon-Untersenon erweisen. Hier ist ein *verbindender Rücken Zentralpyrenäen-Maures* anzunehmen, welcher die *Südgrenze der Geosynklinale* bildet.

Eine erhöhte Sand-Einschüttung findet von Osten her statt, d. h. dort, wo sich Nordküste und Südküste zu einer nach Westen offenen Bucht zusammenschließen. Im Cenoman Brackwasserfazies, in Turon und Senon gegen NW auskeilende Sandfächer, in der jüngsten Oberkreide besonders frühes Einsetzen der Aussüßung charakterisieren diesen „*Busen von Brignoles*“ als *östlichsten Zipfel des Nordpyrenäen-Troges*. Selbst seine maximale Ausdehnung erreicht nicht den Ort Draguignan. Das Becken steht also nicht einmal in losester Verbindung mit der Alpen-Geosynklinale.

c) Vaucluse-Estérel-Schwelle.

In dem breiten Streifen, welcher an den südlichen Cevennen über Montpellier vom Zentral-Massiv ausgeht und nach Querung des Rhône-Tales die Hauptmasse von Vaucluse-Canjuers umfaßt, um dann im Estérel mit der Maurischen Masse Verbindung zu finden, ist keine Oberkreide bekannt. Der Möglichkeit ihrer se-

kundären Entfernung widersprechen außer faunistischen Differenzen ganz besonders die Fazies-Gegensätze zwischen Alpin und Pyrenäikum. Denn das Wesentliche der austrischen Quer-Aufwölbung ist ja gerade ihr Küstencharakter für die beiderseitigen Becken. Das gilt voll und ganz auch für die schmalste Stelle des Rückens im Rhône-Tal zwischen Avignon und Arles. Wir sehen auch von hier aus eine Becken-Eintiefung sowohl gegen Norden, Orange-Vocontische Senke, als auch gegen Süden, Les Baux—Aix—Marseille.

Es widerspricht also durchaus den Tatsachen, wenn TOUCAS (1905) einen südwestlichen Meeres-Rückzug aus der Rhodanischen Bucht von Nyons auf die Pyrenäen zu annimmt. Im Gegenteil; die übergreifenden Süßwasserkalke der Dan-Stufe bei Alais-Uzès können — nach dem Rückzug des Meeres aus der Vocontisch-Rhodanischen Bucht gegen Osten — nur als Anzeichen für eine nordwärts fortschreitende Eindeckung gewertet werden. Sie weisen auf die sich von Süden her anbahnende Entstehung einer Rhône-Straße hin und sind als Einleitung tertiärer Vorgänge aufzufassen (s. u.).

In allen Teilen hat diese Vaucluse-Estérel-Schwelle wenigstens zu Beginn der Oberkreide trockengelegen. Da es sich um eine weitspannige austrische — prae-albische — Aufwölbung mit nachfolgender Abrasion handelt, ist *im Kern des Rückens die stratigraphische Lücke am größten*. Denn flankenwärts besteht nicht nur der Schwellenboden aus immer jüngeren Schichten, sondern — infolge der schwellenwärts fortschreitenden Transgression — auch die Bedeckung aus immer älteren Schichten (wie das bereits COLLOT (1891) schematisch darstellte; vgl. HAUG 1927, *Traité* II). —

Die Stellung des Bauxites in dem stratigraphischen Hiatus auf der Schwelle ist für die Art der epirogenen Bewegungen charakteristisch. Die Laterit-Bildung muß ja erfolgt sein in der Zeitspanne zwischen der Herauswölbung der Vaucluse-Estérel-Schwelle vor dem Ober-Alb und der Sedimentation der jeweils transgredierenden Stufe der Oberkreide. Dieser Zeitraum war im N und E wesentlich größer — infolge verspäteter Eindeckung — als im SW. Trotzdem finden wir nicht etwa in den am längsten trockenliegenden Bereichen einen mächtigeren Bauxit. Sondern diese Schicht ist bei Toulon (Le Revest), wo sie schon vom Cenoman vorgefunden wurde, nicht geringer als weiter im NE, wo erst Maestricht oder Dan übergreifen. Es ist daher anzunehmen, daß die lateritische Verwitterungsrinde im Gesamtbereich der zeitweiligen Trockenlegung bereits zur Cenoman-Zeit auf die Stärke

von 5—8 m angewachsen war. Nur in einer geologisch sehr kurzen Zeitspanne scheinen also die geeigneten Bildungsbedingungen geherrscht zu haben.

Umso erstaunlicher ist die relativ vollständige Erhaltung dieser dünnen Decke über die langen Zeiträume von Cenoman-Turon-Senon bis zur jüngsten Oberkreide hin.

Zwar ist an den Stellen, wo Meeres-Sedimente transgressiv gegen die Schwelle vorgetragen wurden, die Bauxitschicht fast stets denudiert, so etwa unter dem Cenoman von Martigues, dem Turon am Etang de Berre, dem Senon nördlich Marseille. Auffälligerweise erhalten ist der Bauxit in Gebieten ruhiger Sedimentation: bei Toulon unter dem brackischen Cenoman der Bucht von Le Revest, bei Brignoles wenigstens auf weite Strecken unter dem zwar marinen, aber ebenfalls in schmalem ostwärts geschlossenen Busen sedimentierten Senon. Allgemein vorhanden ist die Verwitterungsschicht in der Zone, wo das brackische Fuvélien auf den alten Schwellenboden vorgreift, wie zwischen Les Baux und Le Luc-Cannet SW Draguignan. Wohl ist er auch hier örtlich nur in prä-oberkretazischen Karstlöchern erhalten, oft auf längere Strecken tatsächlich abradiert, meist blieb er aber doch in einer sehr weitgehenden Regelmäßigkeit unter der Fuveau-Stufe erhalten. Gewisse Umlagerungen bewirkten Bohnerz-Anreicherungen in seiner höheren Partie; der Einfluß reduzierender Wässer — aus humosen oder bituminösen Lagen des Fuvélien — gibt sich in alten Bleichungen zu erkennen.

Wesentlich ungünstiger dagegen wirkte das Vorrücken von Obermaastricht-Dan. Wie sich schon in den Konglomeraten der Bégude-Stufe zeigt, ging die derzeitige Eindeckung mit gewissen Aufarbeitungen vonstatten. Denen ist der Bauxit in dem äußeren Streifen der Oberkreide-Verbreitung auch häufig zum Opfer gefallen. Wo die ältesten Schwellen-Sedimente erst aus festländischen Eozän-Sanden bestehen, haben diese ihre lebhaft rote Farbe offenbar durch Vermischung mit lateritischem Material erhalten. —

Zsfg.: Wie die langfristige Erhaltung des in kurzer Zeitspanne entstandenen dünnen Bauxitsedimentes zeigt, *war das Schwellengebiet im epirogenen Gleichgewicht*. Nach vollendeter Herauswölbung und Einebnung wurde auf dem Vaucluse-Rücken weder sedimentiert noch nennenswert denudiert. Das langsame Versinken und die sanfte Eindeckung des südlichen Schwellenhangs ist dabei ebenso wie die vom Alb bis zur hohen Oberkreide sich zäh an

einunddieselbe Linie haltende Kontur des Nordhanges bezeichnend für die hochgradige Stabilität dieser Zone.

Besonders auffällig erscheint diese epirogene Ruhe bei Berücksichtigung der gleichzeitig sich abspielenden subherzynischen Faltungen und Bodenunruhen im Alpen-Bereich.

Während der Oberkreide-Zeit erweist sich demnach die Schwelle von Montpellier-Vaucluse-Estérel-Monaco Süd(-Korsika) als eine *unbedingte Trennungswand zwischen den Geosynklinalräumen von Alpen einerseits und Pyrenäen andererseits.*

Teilergebnis (VI): Sedimentation und Tektonik während der Oberkreide (vgl. Taf. 11a und Abb. 40).

Die Trennung zwischen Alpin und Pyrenaikum hatte schon vor oder in dem Alb die austrische Herauswölbung der Vaucluse-Estérel-Schwelle gebracht. Nun, während der Oberkreide, unterscheiden sich die beiden Räume nicht nur durch abweichende Sedimente und Faunen: mergelig-kalkige Cephalopoden-, Echiniden-, Inoceramen-Gesteine im Alpin, gegenüber der sandig-kalkigen bis psammitischen Serie mit Rudisten und Brackwassermollusken im Pyrenaikum.

Auch ihr tektonisches Verhalten ist grundverschieden; die epirogenen Vorgänge streben deutlich nach einer Verschärfung der Gegensätze.

So zeigte die Vocontische Tiefe bisher durch ihren Zusammenhang mit der Rhodanischen Senke wenigstens die Tendenz zu einer unmittelbaren Verbindung Subalpin-Provence nördlich der Vaucluse-Schwelle. Dieser West-Ausläufer der Subalpinen Geosynklinale versandet im Rhône-Gebiet bereits während des Turon und hört während des Senon auf, als Quersenke zu bestehen. Die *Geschichte eines Vocontischen Troges* ist damit überhaupt zu Ende. Die Außenkontur des Subalpinen Beckenbereiches ist begradigt; (der Vorstoß des Campan-Meeres über die Vercors-Schwelle kann nur als Schelf-Überflutung gelten). Die *Geosynklinale liegt nunmehr allein im Streichen des eigentlichen Alpen-Raumes.*

Ja — nach vorübergehenden Faltungsvorgängen subherzynischen Alters in Dévoluy und Briançonnais — verlegt sich während des Senon der Schwerpunkt der Eintiefung aus dem Subalpin ostwärts und zieht die alte Briançonnais-Schwelle in den Geosynklinal-Bereich hinab. Wir sehen darin bereits die Anbahnung einer subpenninischen Vortiefe (vgl. S. 267).

Die Außengrenze des südlichen Subalpins liegt zwischen Digne Süd und Monaco vom Alb bis in die höchste marine Oberkreide fast in derselben scharfen Linie fest. Diese Beständigkeit in der Nordkontur der Vaucluse-Estérel-Schwelle steht in besonders deutlichem Gegensatz zu deren flachem Südhang, der konstant, wenn auch sehr allmählich unter Seicht- und Brackwasser versinkt. Trotz dieser aus dem Provençalischen Trog heraus stufenweise nordwärts vorgreifenden Eindeckung können wir hier nicht von einer echten Transgression reden. Die — seit dem Alb die gesamte Oberkreide hindurch andauernde — *Beckenerweiterung* geht Hand in Hand mit einer *kontinuierlichen Verflachung* bis zur Ausfüllung. Die hochmarine Fazies des Troges zieht sich aus der Provençalischen Bucht vielmehr schrittweise westwärts zurück und betont damit die Heimat der *Geosynklinale in den eigentlichen Pyrenäen*. —

Genau so, wie sich in der epirogenen Entwicklung des Alpins ein Aufgeben der (Rhodanisch-Vocontischen) Außenräume bemerkbar macht, vollzieht sich also in der Nordpyrenäen-Geosynklinale während der Oberkreide eine Distanzierung von den Alpen durch die „fazielle Regression“ in der Provence.

B. Epirogene Entwicklung und orogene Phasen im Tertiär (Taf. 11 b).

Entstanden schon in der Kreidezeit gewisse Züge des heutigen Baues, so entwickelt sich während des Tertiärs Schritt für Schritt das jetzige Strukturbild. Es sind aber ebenso sehr ruhige Bewegungen epirogener Art, welche die Sedimentationsräume dieser Zeit gestalten und beeinflussen, wie die von Phase zu Phase fortschreitende orogene Ausgestaltung. So sprunghaft sich auch in der Tertiär-Zeit selbst die strukturellen Veränderungen vollziehen, so zeigt sich doch im Ablauf der Vorgänge eine große Folgerichtigkeit.

I. Prä-tertiäre (laramische) Bewegungen und Sedimentation des Eozän.

Wir kennen postkretazisch-prätertiäre Bewegungen. Sie bringen zunächst keine so grundlegende Umgestaltung, daß nicht die Haupt-Beckengebiete der Kreidezeit noch erkennbar blieben. So stellen sowohl Alpen wie Pyrenäen noch immer relative Trog-Tiefen dar. Ebenso bleibt die trennende Hauptschwelle der Vaucluse in ihrer Bedeutung zunächst durchaus bestehen.

Es wird sich jedoch ergeben, daß diese Übereinstimmung mit den kretazischen Einheiten nur oberflächlich ist und bereits vor-tertiär wesentlich andere Tendenzen erkennbar werden.

a) Pyrenäisch-Rhodanischer Raum (Zsfg. S. 261).

Eine klare Fortsetzung der oberkretazisch begonnenen Vorgänge zeigt allein das Pyrenäisch-Provençalische Becken.

Pyrenäisch-Provençalisches Becken

Marines Alt-Tertiär greift aus dem Trog der Nordpyrenäen nicht bis zur Provence vor. Es beschränkt sich auf den Bereich der Corbières. Dort sehen wir Ypern-Stufe und Unteres Lutet als Nummulitenkalk mit einer Basis von kontinentalen Sanden des Mons und brackischen Kalkmergeln des Thanet gegen die Mtge. Noire bis auf Grundgebirge transgredieren (DONCIEUX 1906, LEON BERTRAND 1908). Nach dem schrittweisen Übergreifen der höheren limnischen Oberkreide (s. S. 250 ff.) bedeutet diese marine Überflutung nicht nur eine noch größere *Erweiterung*, sondern auch eine *Vertiefung des Nordpyrenäen-Beckens*. Schon höheres Lutet und jüngeres Eozän bekunden aber mit brackisch-limnischer Fazies wieder einen Rückzug des Meeres in den eigentlichen Pyrenäen-Bereich.

Die Meeres-Ingression hatte den östlichen Trog-Teil in der Provence nicht einmal ergriffen. Denn schon bei St. Chinian gehen die marinen Schichten zu Ende (DONCIEUX). Sie werden in nord-östlicher Richtung von rein limnischen Sedimenten vertreten.

In der Provence liegt vielmehr die Grenze Kreide-Tertiär innerhalb der faziell sehr gleichförmigen Serie „Garumnium“ (vgl. DEPÉRET, COLLOT u. a.). Ein typisches Profil zwischen der Senke von Fuveau und Aix (Abb. 42) zeigt die Wechsellagerung roter, z. T. sandiger Mergelton-Pakete mit hellen festen Süßwasserkalken vom hohen Maestricht bis zum mittleren Lutet:



Abb. 42. Die Übergangs-Schichten der Kreide-Tertiär-Wende („Garumnium“) südlich Aix en Provence.

Hangendes: Hellgraue Kalke ohne *Bulimus hopei*

Ob. Lutet
(? + Auvers)

7) 25—30 m weiße Kalke in dicken Bänken, im oberen Teil mit dünnplattigen blaßrosa Kalkmergel-Einlagerungen; *Planorbis pseudammonius*, *Bulimus hopei*

Lutet

- | | | |
|------------|---|----------------------------|
| 6) 30—40 m | Rothunte Mergeltone | |
| 5) 10 m | feste klotzige Kalke, weiß bis blaßrosa; <i>Physa prisca</i> | Thanet |
| 4) 2 m | Konglomerat-Bank; grobe Gerölle vorwiegend braun-violette Quarzite (aus der Phyllit-Serie der westlichen Maures bei Toulon?), weniger kleine Quarze, vereinzelt mesozoische Kalke | |
| 3) 50—60 m | rote bis blaßviolette Mergeltone mit weißen Mergelkalken in einzelnen Bänken oder Bankgruppen. <i>Physa montensis</i> | Stufe von Vitrolles = Mons |
| 2) 12—15 m | hellgraue feste Kalke | Stufe von Rognac = Dan |
| 1) 50 m | rote Tonmergel mit grauroten Kalkmergel-Bänken | Stufe von La Bégude |

Diese Entwicklung bezeichnet das „Becken von Aix“ als tiefste Senke des Provençalischen Raumes. Sie findet ihre Fortsetzung nur in westlicher Richtung, auf Montpellier — eben auf die Pyrenäen zu. Denn nach Süden, Osten und Norden keilen die Kalk-einschaltungen sehr bald aus.

Im Süden sind in der Ste. Baume nur geringmächtige rote Konglomerate als Vertreter des Eozäns bekannt (Blatt Marseille). Sie erhalten eine erhöhte Bedeutung, wenn man berücksichtigt, daß auch in den Pyrenäen südlich des Troges die Zentral-Schwelle in der Eozänfazies deutlich zum Ausdruck kommt (ASHAUER 1934). So ist anzunehmen, daß der Zentralpyrenäisch-Maurische Rücken bereits bei Marseille-Toulon dem Becken von Aix seine südliche Grenze setzte.

Im Osten fehlen schon bei Brignoles die Süßwasserkalke. Bei Draguignan und weit darüber hinaus bis an den unteren Var bei Vence ist das Eozän nur in rotbunten Sanden vertreten. Stellenweise werden diese zu Quarzkonglomeraten. Auffällig ist auch das Vorkommen von Quarzit-Geröllen (vgl. Abb. 42), die nur der Phyllit-Serie von Toulon entstammen können. In dem kreidefreien Gebiet überlagern die Eozän-Sande oft nur in Taschen oder als Spaltenausfüllungen die alte Karstlandschaft der Jurakalke.

Im Nordosten von Aix greifen die Sedimente des Alt-Tertiärs ebenfalls über die Verbreitung der höchsten Oberkreide hinweg. Deren Grenzen werden zwar kaum erreicht von der limnischen Eozän-Fazies, doch weit übertroffen von den kontinentalen rotbraunen Sanden und den subkontinentalen karminroten sandigen Mergeltonen. Die örtlich über 100 m mächtige und primär nicht unterbrochene Decke dieser Sedimente setzt sich bis an den Verdon fort und steht dort in unmittelbarem Zusammenhang mit dem alpinen Tertiär (s. u.). Das stratigraphische Alter ist nach einem

Funde von *Paramys cf. lemoisini* TEILH. bei Bauduen etwa Epernay-bis Ypern-Stufe (DE CHARDIN & LAPPARENT 1933).

Als Nord-Grenze für die Süßwasserkalk-Einschaltungen kann die Linie Rians—Apt gelten (vgl. DEPÉRET 1894). Da diese Kalke mit ihrer Fauna die einzige Gliederungsmöglichkeit darstellen, verschwimmen von hier aus die einzelnen Stufengrenzen gegen die lediglich von kontinentalen „Eozän“-Sanden eingedeckte Vaucluse-Schwelle (vgl. jedoch S. 263).

Rhodanischer Raum

Bemerkenswert sind die paläogeographischen Verhältnisse im Rhône-Tal. Hier zeigt zunächst die Alpilles-Kette noch dieselbe Entwicklung wie das eigentliche Becken von Aix. Sogar Barton, das man in der Provence nicht eindeutig hat nachweisen können, (ROMAN 1903), ist hier entwickelt (DE BRUN 1923, DE BRUN & CHATELET 1923). Die Zunahme der lebhaft roten Farbe gegen Osten entspricht der Laterit-Einfuhr aus der benachbarten Vaucluse-Schwelle. Im Westen, zwischen Alais und Montpellier, greifen die Lutet-Kalke mit *Bulimus hopei* und *Planorbis pseudammonius* recht weit gegen das Zentral-Massiv vor, sogar weiter als die liegenden bunten Sande. Das ebenfalls transgredierende Barton bezeugt mit dem Übergang seiner *Lophiodon*-, *Hyaenodon*-Mergel zu Konglomeraten den nahen Westrand des Sedimentationsraumes im Gebiet der Cevennen (Blatt Le Vigan). Weiter westlich kamen nur festländische rote tonige Sande zur Ablagerung (FOURNIER 1901).

In einer ausgesprochenen *Rhône-Straße zwischen Cevennen und Vaucluse* erstreckten sich jedoch die limnischen Sedimente des Eozän weit gegen Norden. Besonders die Süßwasserkalke des Lutet sind über den bunten Basis-Sanden bis Orange-Nyons und Dieulefit nachweisbar (vgl. Blätter Orange, Privas, Le Buis).

Im Vocontischen Bereich ist kein Eozän bekannt. Da jedoch im Vercors überall nur rote festländische Sande vorkommen, haben *Vaucluse-Vocont-Vercors* wohl als *einheitliches Hochgebiet* der Eozän-Zeit zu gelten, zumal sie auch dem alpinen Raum gegenüber als solches erscheinen (vgl. S. 263).

Nördlich der Drôme fand das meridionale Rhône-Becken sein nördliches Ende. Hier verschmelzen die kontinentalen Sedimente von Zentralmassiv-Rand und Vercors miteinander. Sie finden unmittelbare Verbindung mit denen des Ketten-Jura (vgl. Blätter Valence, Grenoble, Annecy). Daß die Epernay-Stufe in diesen Schichten vertreten ist, zeigen die Funde von *Lophiodon larteti* FILH. bei Les Echelles/Annecy.

Zur Frage der laramischen Orogenese im Pyrenäisch-Rhodanischen Raum

Im Pyrenäisch-Rhodanischen Becken hat — im Gegensatz zu vielen anderen Gebieten — eine kontinuierliche Sedimentation über die Kreide-Tertiär-Grenze hinweg stattgefunden. Entsprechend muß diese Zeitenwende hier als Periode ausgesprochener tektonischer Ruhe gelten.

Überall, wo die höhere Oberkreide zur Sedimentation kam, folgt ihr die Paleozän-Eozän-Serie ohne die geringste Diskordanz, ohne den kleinsten Hiatus. Außerhalb der Kreide-Verbreitung übergreift wohl die Tertiär-Basis oft wesentlich ältere Schichten, z. B. verschiedene Jura-Stufen zwischen Argens und Verdon, Unterkreide zwischen Durance und Zentral-Massiv, sogar Paläozoikum in der Mtge. Noire. Das sind jedoch lediglich epirogen bedingte Lücken, zu erklären durch das Vorrücken der Sedimentation auf alte Schwellenbereiche.

Sehr typisch sind diese Verhältnisse z. B. am westlichen Rand des Vercors. Dort liegt bei Châteauroux, Rochefort usw. das Eozän über Urgon, nur 3—5 km östlicher (Gigors) aber auf höherer Oberkreide (vgl. Blatt Valence). Prätertiäre Bewegungen werden hier nur vorgetäuscht. Die Oberkreide, welche selbst transgrediert — auch wieder über ein viel älteres Schwellengebiet — geht hier schon primär westwärts zu Ende.

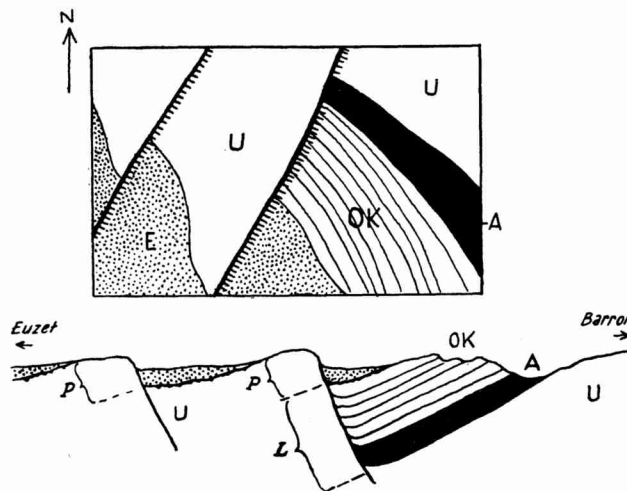


Abb. 43. Laramische Anlage rheinischer Brüche nahe dem Zentralmassiv-Rande (östlich Alais).

L laramischer (prä-eozäner) Versatz, *P* post-eozäner Verwerfungs-Betrug.
U Urgon, *A* Apt-Alb, *OK* Oberkreide, *E* Eozän.

Maßstab etwa 1 : 75 000.

Allein am Ost-Rand der Cevennen haben sich orogene Unruhen kleineren Ausmaßes abgespielt. Zwischen Uzès, Alais und St. Hippolyte wechselt das Unterlager der roten Sande bzw. der anderen Eozän-Gesteine oft auf sehr kurze Strecken⁵⁸⁾. Hier sind einige *Verwerfungen mit NNE-Verlauf schon laramisch angelegt* (vgl. Abb. 43). —

Im Pyrenäisch-Rhodanischen Raum kam es also — bis auf ganz untergeordnete Ausnahmen — nicht zu orogenen Vorgängen laramischen Alters. —

Zusammenfassung: Pyrenäisch-Rhodanischer Raum im Eozän.

Noch mehr als in der höheren Oberkreide bekundet sich im Eozän die Verlagerung der Beckentiefe aus der Provence in den Nordpyrenäen-Trog. Marines Eozän bleibt auf diesen beschränkt. Selbst in dem eng begrenzten Becken von Aix kommt es nur zu limnischer Sedimentation. Gleichzeitig mit dieser weiteren Verflachung erfolgt aber eine fortschreitende Erweiterung des Ablagerungsraumes durch Eindeckung mit kontinentalen Sedimenten; davon wurde das gesamte Gebiet Estérel-Vaucluse-Vocont-Vercors erfaßt.

Neue Verhältnisse zeigt der Rhodanische Bereich. Hier legt sich, von der Provence gegen N fortschreitend, zwischen Cevennen im W und Vaucluse im E eine ausgesprochene Rhône-Straße an. Die meridional gestreckte Eintiefung reicht nordwärts bis zur Drôme. Durch diese Rhodanische Senke wird von Süden her in die Cevennen-Vaucluse-Schwelle eine Bresche geschlagen und damit die Verbindung zwischen Zentral-Massiv und Maures, wie sie die austrischen Bewegungen geschaffen hatte, unterbrochen.

Es ist bemerkenswert, daß diese Einsenkung gerade im ehemaligen Schwellen-Gebiet von Bruchbildungen laramischen Alters begleitet war. Im gesamten übrigen Pyrenäisch-Rhodanischen Raum herrschte an der Wende Kreide-Tertiär tektonische Ruhe.

b) Alpiner Raum.

Die Unruhen zwischen Kreide und Tertiär kommen in dem völligen Fehlen von marinem Paleozän zum Ausdruck. Der Pyrenäisch-Provençalische Geosynklinal-Raum zeigte bereits während der Oberkreide eine schrittweise Verflachung. Im Alpen-Bereich,

58) Die Diskordanz innerhalb der Eozän-Serie, wie sie sich aus dem Kartenbilde zu ergeben scheint, dürfte aber durch die progressive Eindeckung mit jeweils jüngeren Stufen gegen SW hin zu erklären sein.

wo wir jüngste marine Oberkreide kennen, ist der Hiatus dafür umso ausgeprägter. Mit Recht fragt man nach dem Verbleib des Meeres in der frühesten Tertiär-Zeit, aus der man nirgends Sedimente kennt (eine Frage, die für manches andere Gebiet ebenso gilt wie für die Westalpen). Ob man das Meer freilich in der Pennin-Geosynklinale vermuten darf (GIGNOUX & MORET 1934), erscheint doch sehr zweifelhaft.

Erst im Eozän besteht wieder eine ausgesprochene Alpen-Geosynklinale. Aber sie fällt nicht zusammen mit dem Subalpinen Trog, wie er im Mesozoikum existierte.

1. Epirogene Bewegungen iaramischen Alters: Einsenkung des Flysch-Trogas (Zsfg. S. 266).

Die Eozän-Transgression im Subalpin

Besonders beschränkt ist die Verbreitung des Lutet. Die Kalke mit großen Nummuliten sind im wesentlichen nur östlich der Kristallin-Massive bekannt (vgl. bes. BOUSSAC 1910, 1912). In den Innen-Alpen beginnt die Sedimentation des Tertiärs größtenteils mit Lutet. Das gilt für die „zone axiale“ des Briançonnais ebenso wie für das Decken-System von Embrunais usw., der tektonischen Einheit „Flysch-Zone“.

Im Subalpin ist dagegen tiefstes Tertiär nur örtlich entwickelt. So greift das an der NE- bis E-Flanke des Mercantour transgredierende Lutet um die Ost-Ecke des Massivs herum bis in das Gebiet des unteren Var (FRANCHI 1894, RIVIÈRE 1929). Seine Verbreitung dürfte von dort westwärts mit einer gegen Osten offenen Bucht dem Subalpinen Trog-Gebiet folgen, sicher etwas weiter als es BOUSSAC darstellte (vgl. MORET 1924). Dafür spricht vor allem die Ausdehnung bis Vence, wo basale Sande durch Kalke mit *Nummulites perforatus* überlagert werden (Blatt Nice). Auch auf seiner NW-Seite wird das Mercantour-Massiv vom Lutet-Meer umgriffen. Denn entsprechende Nummulitenkalke sind westlich Argentera auch unter der Decke nachzuweisen (Blatt Argentera-Dronero). Weiter im Westen dagegen zeigt sich im Übergreifen jüngerer Schichten das ursprüngliche Fehlen. Erst im Norden, bei Châtelard nördl. Chambéry, besteht nach LUGEON (1900) wieder marines Lutet. Es dringt hier also viel weiter westwärts vor als in der Dauphiné (vgl. Taf. 11 b).

Gegenüber dieser — in den Subalpinen Bereich von E her hineinreichenden — geringen Lutet-Verbreitung zeigt das höhere Eozän eine beträchtliche *Transgression in relativ äußere Bereiche*. —

Schon die Ablagerungen des Auvers haben eine wesentlich weitere Ausdehnung. Mit solchen Konglomeraten und Nummulitenkalcken beginnt die Eozän-Serie am mittleren Var bei Puget-Théniers (BOUSSAC 1912) und bei Antibes (Blatt Antibes). Auch im Autochthon bei Faudon/Gap sind geringmächtige Kalke an der Tertiärbasis als Auvers aufzufassen (vgl. HAUG & BOUSSAC 1910). Doch sind beide Vorkommen nicht durch den Subalpinen Raum miteinander zu verbinden, da im Zwischengebiet erst jüngerer Eozän transgrediert. Vielmehr greifen nur zwischen Pelvoux und Mercantour wie auch zwischen Mercantour und Estérel beschränkte Buchten aus der inneralpiner Geosynklinale gegen Westen vor (vgl. BOUSSAC 1910, Kartendarstellung).

Erst das Priabon bringt mit bedeutender Transgression eine einigermaßen *geschlossene Überflutung*. Ausgenommen bleibt im Süden nur der Kern des Mercantour, im Norden Pelvoux mit westlicher Nachbarschaft. Die Meeresbedeckung hält sich also an Briançonnais und südliches Subalpin.

Äußere Trog-Grenze

Der Außenrand des Flysch-Troges folgt noch einigermaßen den mesozoischen Konturen; er ist folgendermaßen festzulegen:

Im Süden kennen wir in dem Gebiet von Vence und Grasse noch festländisches Eozän, über das freilich jüngere marine Horizonte vorgreifen, jedoch nicht über Antibes hinaus. Die roten festländischen Sande und Süßwasserkalke mit *Planorbis pseudamonius* (vgl. DOLLFUS 1918) südlich Escagnolles, bei La Bastide südlich Castellane und bei Beynes südlich Digne sind bereits als limnische Randfazies des alpinen Eozän-Troges anzusehen. Weiter im Norden liegen die westlichsten Vorkommen marinen Tertiärs bei La Motte du Caire, zwischen Gap und Die (vgl. HAUG 1891) und erreichen gerade noch das Dévoluy. Dort sind NE Lus la Croix Haute über der hohen Oberkreide 12–15 m rotbraune und gelbliche, ziemlich grobe Quarzsandsteine entwickelt, welche man nach Analogieschlüssen in die Epernay-Stufe gestellt hat. Wenige km weiter südlich, im Buëch-Tal, hat sich in diesen von N her eingeschütteten Sanden aber Glaukonit eingestellt. Bei Montmaur usw. werden sie dann zu Kalksandsteinen und gehen schließlich in Priabon-Nummulitenkalke über (LORY 1896). Der äußerste Geosynklinal-Rand ist hier also sehr genau festzulegen. Im Pelvoux-Gebiet ist ebensowenig marines Eozän bekannt wie im Vercors. Vielmehr dürfte sich das Meer nicht über den Pelvoux westwärts ausgedehnt haben. Erst der nördliche Teil der Belle-

donne war wohl überflutet. Nach dem Vorkommen von Priabon im äußersten Sattel der Subalpinen Ketten bei Chambéry (HOLLANDE 1894) und den festländischen Sedimenten des Ketten-Jura entspricht dort der heutige Alpenrand etwa der primären Verbreitung marinen Eozäns. Der Mont Blanc wiederum dürfte als Insel bestanden haben, da schon Lutet auf seiner Außenseite bekannt ist (MORET 1925).

Fazies

Wir sehen, daß diese so recht eindeutige Außengrenze mariner Eozän-Sedimentation — wenigstens für das Priabon — der Kontur des mesozoischen Subalpin-Troges fast in ihrer ganzen Länge sehr ähnlich verläuft (vgl. Tafeln 11a und b). Bei der Betrachtung der Fazies ergibt sich jedoch für die Trog-Tiefe eine gänzlich andere Lage als bisher.

Das Subalpin zeichnet sich aus durch grobe bis gröbste Konglomerate und Nummulitenkalke in Lutet-Auvers (soweit vorhanden), durch Cerithien-Schichten und mächtige Sandsteine im Priabon (vgl. HAUG, BOUSSAC u. a.). Diese Serie mag einige hundert Meter mächtig werden. Sie geht aber in eine ungeheure Schiefermasse über, den eigentlichen Flysch im Osten.

Die an sich schon unklaren Fazies-Verhältnisse des marinen Alt-Tertiärs werden durch die intensive Deckentektonik in der Embrunais-Zone so verwickelt, daß eine einwandfreie Stratigraphie des Westalpen-Tertiärs noch immer nicht erreicht werden konnte. Immerhin ist folgendes zu erkennen.

Das Lutet ist im Westen, bzw. in den tieferen Deckenschuppen mit groben Konglomeraten vertreten; im Osten, bzw. in dem höheren Teil der Embrunais-Decke sind nur mehr Nummulitenkalke entwickelt (HAUG 1912, GÜBLER-WAHL 1929 u. a.). Während des Priabon herrschte in der Nähe des westlichen Küstensaumes — soweit dieser mit der Außenkontur des Subalpin zusammenfällt — flaches Wasser und relativ ruhige Sedimentation. Denn nur hier ist das tiefere Priabon durch Mergel mit *Cerithium diabolii* vertreten (Castellane-Gap); auch Kohle-Flözchen kommen in diesem Niveau vor, z. B. bei Gigors nördl. Digne (HAUG 1891). Etwas küstenferner ist die Fazies der blauen Mergel mit *Echinolampas* und *Rotularia spirulaea*; sie halten sich aber an die Gebiete, wo bereits älteres Eozän transgrediert (vgl. Blätter Castellane, St. Martin/Vésubie); südlich des Mercantour überschreiten sie z. B. nicht die Grenze Barrot-Calmette gegen Norden. Für das übergreifende Priabon sind charakteristisch grobe

und größte Konglomerate. Sie umgürten besonders die Massive Mercantour allseits und Pelvoux auf der Ostseite. Da sie das Alte Gebirge unmittelbar überlagern, enthalten die Brekzien Trias-, Granit- und andere Kristallin-Gerölle aus diesen Massiven (TERMIER 1896, KILIAN 1900 a, HAUG 1912). Beckenwärts gehen dann die Konglomerate nach Osten in Nummulitenkalke über, in denen sich schließlich erst Schiefer einstellen; diese überwiegen bald und gehen nach oben — und durch Auskeilen der Kalke auch seitlich — in den echten Flysch = „flysch noir“ über, der östlich der Kristallin-Massive bis zu einer Mächtigkeit von weit über 1000 m anschwillt.

Der „Grès d'Annot“, eine mächtige Sandschüttung im höheren Priabon, enthält ebenfalls randlich Kristallin-Gerölle des Mercantour und Pelvoux (JODOT 1926 und Blatt Briançon); auch im Gebiet nördlich der Isère bestehen analoge Schüttungen (vgl. SCHOELLER 1929). Der Sandstein ist in typischer Form nur im Autochthon vertreten. Die Decken bergen als Analogon stark sandige Schiefer, die sich ostwärts im Flysch verlieren.

Diese Folge von Quarzsandsteinen, „grès mouchetés“ des Champsaur usw. ist trotz der betonten östlichen Verzahnung mit Kalken und Flysch-Schiefern von fast allen Bearbeitern wie HAUG, BOUSSAC, KILIAN u. a. ohne ersichtlichen Grund dem Latdorf zugeschrieben worden; man ging sogar so weit, den „flysch gréseux“, — dessen Verzahnung mit dem „grès d'Annot“ man erkannt hatte (vgl. Blatt Gap), — allein diesem zuliebe in das Oligozän zu stellen (Blatt St. Martin/Vésubie: m₁₁₋₁₁₁), obwohl sein Alter durch faziellen Übergang zu Nummulitenkalken als Priabon erwiesen war. GUBLER-WAHL (1929) und besonders FRANCHI (1929) stellten erst diesen verwirrenden Irrtum richtig⁵⁹). Die Parallelität mit dem „Grès des Deserts“ Savoiens und dem Taveyannaz-Sandstein der Schweiz bleibt bestehen.

In der Tat liegt hier eine von der sonstigen Eozän-Entwicklung völlig abweichende Küstenfazies vor. Auch ein großer Teil der „Latdorf“-Serie⁶⁰) zwischen Castellane und Sénez dürfte danach vielleicht als Eozän aufzufassen sein, zumal sich gegen Barrême eine zunehmende Versandung dieser Schichtgruppen bemerkbar macht.

Die allgemeine Fazies-Verteilung ist also: „Nummulitique“ und Sandsteine im Westen, besonders in der Umgebung der herausragenden Massive — Flysch von gewaltiger Mächtigkeit im Osten. Die *Trog-Tiefe* hat also östlich des *Subalpins* gelegen.

59) Eine Konfusion entsteht schließlich auch dadurch, daß das Tongrien von manchen Autoren dem Priabon zugerechnet wird, entgegen der Klassifikation von MUNIER-CHALMAS. So verfährt z. B. DOLLFUS 1918, der sogar die *Cerithium diaboli*-Schichten in das „Tongrien“ stellt.

60) HAUG (1927, *Traité* II) betont, daß in der Fauna Formen auftreten, welche zwar „außerhalb der Alpen bisher nur im Tongrien bekannt sind“, trotzdem aber hier unter dem Ludien liegen.

Innere Trog-Grenze

HAUG (Traité 1927) schreibt, die Innenflanke dieser Geosynklinale sei unbekannt. Es ergeben sich jedoch gewisse Anhaltspunkte zu ihrer Fixierung.

Zunächst ist die *Ostgrenze* des Flysch-Troges ganz im Süden eindeutig festzulegen. Während hier die Westküste von Mercantour bzw. Estérel gebildet wird, sind andererseits bei Alassio und Albenga mächtige Konglomerate entwickelt, welche westwärts auskeilen, also aus dem Osten stammen. Sie enthalten Gerölle und große Blöcke von mesozoischen Kalken, Graniten, Glimmerschiefern, Porphyren usw., also Gesteine der Briançonnais-Zone (vgl. SCHNEIDER 1935). In deren Bereich muß somit die Innen-Grenze des Troges gelegen haben.

Weiter nördlich ist dann auffällig das östliche Übergreifen von Priabon im Gebiete des Mte. Mongioje usw., also auf dem eigentlichen Briançonnais. Das Lutet beschränkt sich auf eine westlichere Zone, etwa in der Linie Col du Tenda bis Valdieri, also die tektonische Flysch-Einheit⁶¹). Hierin kommt, obwohl Konglomerat-Schüttungen nicht bekannt geworden sind, eine relativ höhere Lage der östlichen Trog-Flanke zum Ausdruck.

Analoge Verhältnisse deuten sich auch im Bereich der Durance weiter im Norden an. Lutet ist nur in den Deckschollen des Embrunais bekannt. In der „zone axiale“ des Briançonnais, besonders in ihrem inneren Teil, beginnt dagegen der Flysch allgemein erst mit Priabon (vgl. KILIAN 1905, BOUSSAC 1912 und Blatt Gap). Freilich könnte hier eine Schichtlücke durch den fehlenden Nachweis von Lutet nur vorgetäuscht werden. Verdächtig ist jedoch das Auftreten roter und grüner Schiefer, glimmerreicher Sandlagen und konglomeratischer Einschaltungen in der Gegend von Guillestre (HAUG 1912 und Blatt Gap). Sie ähneln der westlichen Randfazies des Flysch-Troges, lassen nach ihrer Position aber — vor allem unter Berücksichtigung derselben Erscheinungen weiter im Süden — die Nähe des Ost-Saumes vermuten. —

So finden sich zahlreiche Andeutungen dafür, daß die *Innengrenze des Flysch-Troges etwa im Bereich des eigentlichen Briançonnais* gelegen hat.

Flysch-Trog der Westalpen; Zusammenfassung

Die Trog-Achse wird durch das Vorkommen von Lutet gekennzeichnet. Sie liegt auf der Ost-Seite der Kristallin-Massive

61) Vgl. Blätter Demonte, Boves, San Remo, Albenga-Savona der Carta geologica d'Italia (FRANCHI und ZACCAGNA).

Pelvoux—Mercantour—Korsika und verläuft — nach Ausglättung des Zusammenschubes — etwa auf der Linie dicht westlich Briançon—Valdieri—Col du Tenda—San Remo usw. Für den Vergleich mit den mesozoischen Geosynklinal-Tiefen ist bemerkenswert, daß das Lutet in der Stirn der Ubaye-Decke koralligenen Ober-Jura und kalkigen Lias überlagert (vgl. Blatt Gap), Gesteine, die ihrer Fazies nach dem Westhang der Briançonnais-Schwelle entsprechen. Auf der reinen Antiklinal-Entwicklung des Mesozoikums liegt jedoch etwa bei Guillestre übergreifendes Priabon in großer Mächtigkeit.

Die Tiefe des Flysch-Troges lag also auf dem westlichen Teil der mesozoischen Briançonnais-Schwelle, deren epirogene Senkungs-Bereitschaft sich schon im Senon angedeutet hatte (vgl. S. 243). Das Subalpin ist lediglich als Randschelf aufzufassen, der zudem von den Kristallin-Massiven überragt war bzw. (wie die äußere Zone Pelvoux—Vercors) gar nicht in den Sedimentationsbereich absank.

Die epirogenen Unruhen laramischen Alters brachten also eine grundlegende Umkehr der Bewegungstendenzen in einer Heraushebung der bisherigen Para-Geosynklinale (Subalpin) und einem intensiven Einsinken der Briançonnais-Schwelle. Offenbar handelt es sich bei diesen Vorgängen um die *Bildung einer subpenninischen Vortiefe* im Zusammenhang mit einer prätertiären Orogenese der inneren Alpen.

2. Laramische Orogenese (Zsfg. S. 269).

Briançonnais

Eine prä-tertiäre Faltung ist erwiesen in der Transgression des Lutet über Lias, verschiedenen Jura-Stufen, Oberkreide usw. in der Stirn der Embrunais-Decken (vgl. GUBLER-WAHL 1929 u. a.). Auch in der Axialzone des Briançonnais liegt das Eozän überall scharf diskordant (BOUSSAC 1912 sowie Blätter Gap und Briançon). Das Vorkommen verschiedenster Gesteine dieser Einheit als Gerölle im Eozän der Mittelmeerküste weist ebenfalls auf laramische Tektonik hin (SCHNEIDER 1935).

Das Briançonnais hat also auf seiner ganzen Länge eine intensive laramische Faltung erfahren.

Pennin

Wenn das schon für ein Gebiet gilt, welches unmittelbar im Anschluß an die Bewegungen wieder eingedeckt wurde, so dürfte die Orogenese erst recht weiter im Osten gewirkt haben, wo kein

Eozän zur Ablagerung kam, d. h. im Pennin. Von Korsika bis zur Schweiz sind im Hangenden der Schistes Lustrés keine alt-tertiären Schichten bekannt. Wohl aber enthalten die Flysch-Konglomerate im Briançonnais aufgearbeitete Grüne Gesteine (Blatt Gap und KILIAN 1915 b, KILIAN & RÉVIL 1919). Damit ist erwiesen, daß das Penninikum eine Faltung laramischen Alters durchmachte⁶²⁾. Es ist wohl in dieser prätertiären Orogenese die Hauptfaltung des Ortho-Alpins überhaupt zu sehen, nachdem für das Tesiner Pennin eine prä-kristalline Deformation festgestellt wurde, die nicht nach dem Eozän stattgefunden haben kann (RÜGER 1934).

Subalpin

Aus dem Subalpin kennen wir ebenfalls Diskordanzen unter dem Eozän.

Am deutlichsten kommt das zum Ausdruck in dem Übergreifen von Lutet bis Priabon auf das Kristallin der Autochthonen Massive. Am Rande von Pelvoux und Mercantour keilt in schwachem Winkel das Mesozoikum unter der Eozän-Basis aus (vgl. Blätter Digne, Gap, St. Martin/Vésubie). Auch auf der Außenseite des Aar-Massivs überlagern die eozänen Nummulitenkalke mit ganz geringer Diskordanz die mesozoischen Sedimente (HAUG, *Traité*).

Irgendwelche prä-tertiären Faltenbilder fehlen aber im Subalpinen Bereich⁶³⁾.

Auffällig ist nur eine schmale Zone, in der das Eozän offensichtlich diskordant liegt, ohne daß man freilich auch hier von intensiver laramischer Faltung reden könnte. Es handelt sich um einen Streifen inmitten der Subalpinen Ketten, der zwischen Digne und Barrême beginnt und sich über Castellane bis Roquestéron fortsetzt⁶⁴⁾. Das Eozän greift hier bis auf Neokom hinab, während nördlich und südlich von dieser nur etwa 5 km breiten Zone völlige Konkordanz herrscht. Es ist bemerkenswert, daß dieses schmale Gebiet gerade in der streichenden Fortsetzung der beiden Grundgebirgs-Aufragungen von Remollon und Barles liegt. Man könnte darin also vielleicht eine Art orogener „Mittelschwelle“

62) Von ARGAND war das bereits angenommen, wenn auch nicht bewiesen. STILLE (1924) vertritt die gleiche Ansicht auf Grund allgemeiner Erwägungen.

63) HAUG (1895), der zwischen Barcelonnette und Colmars Falten unter dem Flysch sieht, hat örtlich die Decken-Grenze als normales Auflager angesprochen (vgl. BOUSSAC 1912). Seine „vor-eozänen W—E-Falten“ existieren nicht.

64) Einen Teil dieses Gebietes stellte ZURCHER (1895) als Karte des Eozän-Untergrundes dar. Daraus ergibt sich — nach einigen Modifikationen — das Ausmaß dieser Bewegungen recht deutlich.

des äußeren Subalpin-Troges sehen, deren Aufwölbung der Tektonik des übrigen Gebietes zeitlich etwas vorseilt.

Aus den Alpes Maritimes wird bei Nizza, Monaco, Sospel usw. eine „Diskordanz“ zwischen Oberkreide und Eozän beschrieben (KILIAN & RÉBOUL 1909, RIVIÈRE 1928); sie kommt aber weder im Kartenbilde noch in den zahlreichen Profilen bei BOUSSAC (1912 u. a.) zum Ausdruck.

Auch im Dévoluy sind die laramischen Bewegungen äußerst gering. Zwar ist bei Lus la Croix Haute eine sehr schwache Winkeldiskordanz zu beobachten. Nirgends überlagert jedoch das Eozän andere Formationen als höchste Oberkreide.

Am äußersten Rand des Subalpins schließlich überdecken die alt-tertiären Sande vielfach wesentlich ältere Formationen, wie etwa Urgon im Vercors oder Jura in den Alpes Maritimes. Man darf hierin jedoch keineswegs eine laramische Diskordanz sehen. Es handelt sich vielmehr um größtenteils bereits viel ältere primäre Schichtlücken; Oberkreide kam gar nicht zur Sedimentation, ältere Formationen als Alb wurden bereits austrisch denudiert. Diese mesozoischen Schwellen-Gebiete (vgl. oben) erfuhren also z. T. jetzt im Eozän ihre erste Eindeckung seit dem Jura. Selbst eine gewisse Aufarbeitung — wie z. B. am West-Rand des Vercors, woher KILIAN (1900 b) unterkretazische Fossilien im Tertiär erwähnt — spricht also noch längst nicht für laramische Faltung. Für solche Erscheinungen sind nicht einmal besonders kräftige Bewegungen epirogener Art erforderlich.

Zusammenfassung

Es ergibt sich für die laramische Orogenese eine stetige *Abnahme ihrer Bedeutung von Ost nach West*. Im Pennin dürfte die prä-tertiäre Tektonik am intensivsten gewesen sein. Sie ergriff ebenfalls sehr kräftig das Briançonnais. Die autochthonen Kristallin-Massive des Subalpins stiegen ganz erheblich auf, aber ohne wesentliche Strukturveränderungen. Im Bereich der mesozoischen Subalpin-Ketten zeigt nur ein schmaler zentraler Streifen (Barles-Roquestéron) eine gewisse laramische Aufwölbung. Nach außen verklingt die prä-tertiäre Orogenese, wie denn auch der gesamte Provençalische Raum von laramischer Faltung nicht ergriffen wird (vgl. oben).

Eine genaue Fixierung des Alters ist nicht möglich⁶⁵). Die Faltung ist bestimmt vor-lutetisch. Aus dem generellen Fehlen

⁶⁵) Die Einstufung der laramischen Faltung im Dévoluy als prä-paleozän (STILLE 1924) basiert auf der Annahme, daß die dortigen Eozän-Sande der Eper-

marinen Paleozäns ist aber zu schließen, daß sie sich schon unmittelbar am Ende der Oberkreide-Zeit abgespielt hat.

II. Pyrenäische Orogenese und Sedimentation des Oligozän (Zsfg. S. 278).

Die Sedimentation des Oligozän steht unter dem Einfluß zweier Faktoren:

Erstens ist sie abhängig von den zu Ende des Eozän stattgefundenen Faltungen pyrenäischen Alters. Zweitens streben die schon im Eozän begonnenen epirogenen Bewegungstendenzen sich durchzusetzen.

a) Sedimentation im Oligozän.

1. Pyrenäisch-Rhodanischer Raum (Zsfg. S. 273).

Marine Sedimente fehlen im Provençalischen Gebiet. Selbst Ablagerungen tieferer Becken sind auf kleine Räume beschränkt.

Provence

Bei Marseille und Aix (DEPÉRET 1894, ROMAN 1903, DOLLFUS 1918 u. a.) ist — nach der wenigstens das Barton umfassenden Lücke — das Ober-Eozän als „Kalk von St. Pons“ mit *Limnaea longiscata* und *Planorbis crassus* vertreten. Örtlich erscheinen im Lud auch bunte Mergel mit *Palaeotherium commune* usw. Es folgen im Unter-Oligozän die „Kalke von Lestaque“/Marseille mit *Cerithium plicatum*, *Potamides* usw., dann mächtige rote Mergel mit *Anthracotherium cuvieri* (Schichten von St. Henri), im Mittel-Oligozän die „Gipse von Aix“, Fisch-Mergel und Cyrenen-Schichten, schließlich im Ober-Oligozän mächtige gelbe Mergeltone mit *Potamides* und Kalke mit *Helix ramondi*, *Hydrobia dubuissoni* usw.

Im Osten ist dagegen das gesamte Oligozän durch Konglomerate vertreten, wie sie sich schon im Sannois von Aix (Les Milles) einstellen. Etwa 15 km östlich der Linie Aix-Marseille sind kaum noch andere Sedimente als grobe Klastika zur Ablagerung gekommen. Damit ist in der östlichen Provence das Alter der nicht sehr mächtigen aber recht groben Kalk-Konglomerate nur noch durch Analogie-Schlüsse bestimmbar. Sie zeigen jedoch an, daß das Gebiet der Provençalischen Ketten einer intensiven vor-oligozänen Heraushebung mit nur geringer anschließender Einsenkung unterworfen war.

nay-Stufe angehören. Es wurde gezeigt, daß sie in der Hauptsache dem Priabon entsprechen. Damit schwindet also der Beweis, daß die Faltung prä-paleozän sei; die größte Wahrscheinlichkeit dafür bleibt jedoch trotzdem bestehen.

Ähnlich wie bei Aix ist die Serie Ober-Eozän bis Oligozän bei Montpellier entwickelt (vgl. Blatt Montpellier). Doch zeigen sich auch hier — diesmal gegen Westen — Anzeichen einer generellen Konglomerat-Schüttung, wobei das Oligozän in den östlichen Corbières z. B. erst mit der Rupel-Stufe beginnt (vgl. HAUG, Traité II). Hier macht sich die Mtge. Noire als West-Rand der Rhône-Senke und Nordgrenze des Beckens von Carcassonne bemerkbar.

Erst weiter im Norden zeigt das Provençalische Becken seine *eigentliche Tiefe* und zwar *im Bereich der unteren Durance*. Die dortigen Fazies-Verhältnisse und ihre Abhängigkeit von dem prä-oligozänen Relief, das Stufe für Stufe eingedeckt wird, sind von GOGUEL (1933) vorzüglich dargestellt worden. Das Gesamtgebiet wird durch den Rücken der Luberon-Kette getrennt in ein südliches Teilbecken mit überwiegend detritischer Fazies und ein nördliches mit vorherrschend kalkig-lignitischer Entwicklung. Die rot-grünen Mergel des Lud führen besonders bei Gargas/Apt eine reiche Säugetier-Fauna (*Anoplotherium commune*, *Hyaenodon requieni*, *Xiphodon gracile* usw.; vgl. ROMAN 1903). Limnische Kalke leiten über zu den Gipsen und Mergelkalcken des Unter-Oligozän. Die Rupel-Mergel enthalten besonders bei Manosque zahlreiche Lignit-Einschaltungen. Das Ober-Oligozän wird wieder durch Kalke mit *Helix ramondi*, *Limnaea pachygaster*, *Hydrobia dubuissoni* vertreten (vgl. DEPÉRET u. a.).

Das Beckentiefste lag bei Manosque, wo die Gesamt-Mächtigkeit über 1000 m beträgt (GOGUEL 1933). Gegen Osten gehen die Kalk-Sedimente schon bei Volx plötzlich zu Ende und in Konglomerate über (GIGNOUX & MORET 1930). Im Nordosten von Forcalquier verschwinden ebenfalls alle stratigraphischen Anhaltspunkte durch faziellen Wechsel der Kalk-Mergel-Serie zu einer *einheitlichen Konglomerat-Masse*, die bei Sisteron-Digne die Serie *Lud bis Ober-Oligozän* umfaßt.

Auch im Norden von Forcalquier schrumpft das Oligozän auf knapp 250 m zusammen; eine ähnliche Mächtigkeit stellte GOGUEL bei Apt fest:

	Apt *)	Manosque *)	Forcalquier Nord
Ober-Oligozän	30	800	80
Mittel-Oligozän: Lignit-Mergel	70	200	40
Mergelkalke	30	> 100	15
Unter-Oligozän: Mergel u. Gipse	30	ca. 100	40
Mergelkalke	30	> 100	10
Lud: rote u. grüne Mergeltone	50	?	20

[*) nach GOGUEL 1933.]

Im Norden des Durance-Beckens lag also, etwa dem Kamm der Mtge. de Lure entsprechend, ein flaches Hochgebiet. Es erscheint weiter westlich wieder im Ventoux, wo bei Montmoiron ebenfalls ausschließlich Konglomerate im Oligozän entwickelt sind (vgl. Blatt Le Buis). Nur nördlich Apt war dieser Rücken Ventoux-Lure durch eine Quer-Senke unterbrochen, wie die bunten Mergel von Sault-Montbrun zeigen. Auch das Vocontische Gebiet lag im Sedimentations-Bereich; das beweist der geringe und einzige Oligozän-Rest mit Mergeln und Limnaeen-Kalken bei Séderon.

Rhodanische Senke

Das Provençalische bzw. Durance-Becken findet seine Fortsetzung in der Rhône-Senke. Besonders in der Gegend von Uzès-Alais—St. Ambroix herrscht ausgesprochene Becken-Fazies (vgl. Blätter Avignon, Alais, Le Vigan). Das Lud besteht hier aus Mergelkalken mit *Planorbis crassus* und Kalken mit *Potamides aporroschema*. Im Sannois sind Melanien-Cyrenen-Kalke, bituminöse Mergel mit *Melanoides albingensis* und Fischen sowie Lignite entwickelt. Es folgen Konglomerate und Kalke mit *Potamides lamarki* im Mittel-Oligozän, mit *Hydrobia dubuissoni* und *Helix ramondi* im Ober-Oligozän. Die ganze Serie ist etwa 600 m mächtig (Blatt Alais). Im Südwesten zeigen grobe Sandsteine mit Pflanzen (Sannois) und, besonders bei Sommières, der Fazies-Wechsel der höheren Stufen zu mächtigen Konglomeraten (ROMAN 1903) einen aus dem Cevennen-Gebiet kommenden Schuttfächer an.

Bei Alais werden die Konglomerate der Rupel-Stufe besonders mächtig (vgl. SAYN 1910) und nordwärts immer gröber. Das tiefere Oligozän reicht nicht einmal bis Montélimar nach Norden. Hier sind nur die Schichten mit *Helix ramondi* usw., also höheres Oligozän noch sedimentiert (Blatt Privas). Allein diese Stufe überschreitet die Drôme gegen Norden und ist am Rande des Vercors bis Chambéry in Resten von Konglomeraten und Ramondi-Kalken vertreten (Blätter Valence, Grenoble usw.). So ergibt sich eine Verbindung zum Schweizer Molasse-Gebiet. Grobe Konglomerate beherrschen besonders das westliche Rhône-Ufer bei Valence (DÉPÉRET 1895). Sie bezeugen den West-Rand der Rhône-Straße.

Die Oligozän-Vorkommen auf dem Wege Valence-Chambéry-Genf sind freilich nur sporadisch, obwohl eine prämiozäne Abtragung hier nur wenig entfernt haben kann. Die Senke zeigt also in diesem Bereich nicht den typischen Becken-Charakter wie in der Schweiz einerseits und an der unteren Rhône andererseits.

Zusammenfassung

Im Provençalischen Raum fand die tiefste Einsenkung im Durance-Becken statt (Manosque), also nördlich des bisherigen Trog-Bereiches und bemerkenswerterweise gerade dort, wo während des Mesozoikums die Kulmination der Vaucluse-Schwelle lag. Im Südosten, Osten und Nordosten sind ausschließlich Konglomerate entwickelt. Im Westen von Montpellier geht derselbe Fazies-Wechsel vor sich. Das *Provençalische Becken* ist somit *nur mehr eine Erweiterung der Rhône-Senke*. Diese hat im Westen ihre größte Tiefe nahe am Fuße der Cevennen. Sie reicht nordwärts bis Montélimar im Unter-Oligozän. Erst im höheren Oligozän findet sie eine gewisse Fortsetzung über Chambéry bis zum Schweizer Molasse-Becken. Freilich zeigt diese flache Senke keineswegs den Charakter etwa einer Subalpinen Vortiefe.

2. Alpiner Raum.*Alpen*

Im Alpenkörper selbst ist Oligozän fast unbekannt. Es ist unsicher, ob es etwa im höheren Teil der Flysch-Schiefer enthalten ist.

Zeitweilig hat offenbar noch eine geringe Meeres-Bedeckung bestanden. Im Norden ist z. B. bei Châtelard südlich Annecy marines Oligozän mit Korallen, *Natica crassatina* usw. entwickelt (HOLLANDE 1892). Im südlichen Subalpin kennt man ähnliche Ablagerungen nur aus dem Gebiet von Barrême-Sénez (BOUSSAC, DOLLFUS u. a.). Konkordant über den Eozän-Sanden folgen hier Kalk-Konglomerate, bräunliche Sandsteine mit *Natica crassatina*, *Ostrea brogniarti* usw., Schichten, die zwar sehr litorale Fazies aber doch ausgesprochen marinen Charakter aufweisen. Sie verzahnen sich südwestwärts mit brackischen Kalken (Pflanzen und *Nystia duchasteli*), welche schließlich in limnische Konglomerate übergehen (ZURCHER 1895 und Blatt Castellane).

Die Verbindung dieser beiden vereinzelt Vorkommen von Annecy und Barrême ist nur auf dem Wege des ehemaligen Eozän-Troges vorstellbar, d. h. auf der Innenseite des Pelvoux herum. Hier mag also noch im Oligozän ein flaches marines Becken bestanden haben. Jegliche Verbindung nach außen scheint zu fehlen.

In den Alpes Maritimes ist das Oligozän ebensowenig bekannt wie in dem ausgedehnten Flysch-Gebiet zwischen Mercantour und Albenga (vgl. Blätter Boves, San Remo sowie FRANCHI 1929). —

Am West-Saum des Subalpin findet sich — nur örtlich einmal in etwas größerer Ausdehnung — das Oligozän als „mollasse rouge“,

einer stratigraphisch schwer fixierbaren Konglomerat-Folge, deren Altersstellung eine besondere Betrachtung erfordert.

Zur Frage der „Aquitän“-Molasse („mollasse rouge“)

Die Rote Molasse wird gern als „Aquitän“ bezeichnet. Dieser Begriff wiederum erscheint häufig als Äquivalent für die Namen „Chattien“ oder „Stampien“. HAUG (Traité II) weist aber darauf hin, daß das wirkliche Aquitän im Aquitaine-Becken nach seinem jung-tertiären Faunen-Typ unbedingt in das Miozän gehört.

Nun werden aus dem „Aquitän“ Südost-Frankreichs fast stets Formen wie *Helix ramondi*, *Hydrobia dubuissoni*, *Limnaea pachygaster*, *Planorbis cornu* usw. erwähnt, nach HAUG in Anlehnung an TH. FUCHS die typische Fauna der Étamp-Schichten, also Ober-Oligozän. Auch JOLEAUD (1908) stellt fest, daß gerade die immer als leitend für das provençalische „Aquitän“ bezeichnete *Helix ramondi* nicht im echten Aquitän, sondern nur im Stamp auftritt; das Aquitän sei dagegen durch Übergänge mit dem Burdigal verbunden⁶⁶⁾.

Die Frage nach dem Alter der „mollasse rouge“⁶⁷⁾ dürfte dann leichter zu beantworten sein, wenn man auch die faziellen Verhältnisse benachbarter Gebiete berücksichtigt. So wurde die mächtige Entwicklung von Konglomeraten im Mittel-Oligozän am Rand der Cevennen erwähnt, die Transgression der grobklastischen Rupel-Stufe am Rand der Mtge. Noire, das Übergreifen von höherem konglomeratischen Oligozän über die Bereiche des Sannois in der Rhône-Senke gegen Norden (Crest usw.). Überall dort aber, wo in der vorrückenden Serie nicht schon Rupel hat nachgewiesen werden können, fand man die *Helix ramondi*-Kalke erst über den klastischen Schichten⁶⁸⁾, sodaß für die konglomeratische Basis das mittel-oligozäne Alter durchaus offen steht.

Überdies ist am Alpenrande zwischen Digne, Sisteron und Forcalquier die Verzahnung der „mollasse rouge“ mit der wohlgegliederten Lud-Oligozän-Serie des Durance-Beckens sehr eindeutig

66) REPELIN (1911) steht mit seiner Ansicht, daß sich *Helix ramondi*-Schichten bei Marseille mit marinem echten Aquitän verzahnen, sehr abseits.

67) DEFÉRET (1895 c) warnt davor, diesen Fazies-Begriff „Rote Molasse“ überhaupt zu gebrauchen. Tatsächlich liegen am Alpenrande die stratigraphischen Verhältnisse schwierig. In den anderen Bereichen ist jedoch eine Verwechselung der „mollasse rouge“ mit faziell ähnlichen Gesteinen des Miozäns kaum möglich.

68) Die grünen Mergel, welche im Dévoluy die „mollasse rouge“ überlagern, dürften identisch sein mit gleichen Gesteinen bei Grenoble; dort folgen sie wohl den Ramondi-Schichten, stehen aber noch unter der Basis des Miozän (KILLIAN & LORY 1905, LAMBERT 1930).

(vgl. HAUG 1891 und Blatt Digne). Diese wiederum geht auch südwärts in die Konglomerate der östlichen Provence über.

So dürften diese Roten Molassen — das sog. „Aquitän“ der Provence — wohl ziemlich allgemein schon im Mittel-Oligozän beginnen, dessen Übergreifen ja (wie STILLE 1924 darstellte) als generelle Erscheinung gelten kann, und in das Ober-Oligozän hineinreichen.

b) Pyrenäische („prä-oligozäne“) Orogenese.

Die ausgedehnten Konglomerat-Schüttungen werden erst verständlich unter Berücksichtigung der vorangegangenen Faltung.

Pyrenäisch-Provençalischer Faltenstrang

In der gesamten Provence liegt das Oligozän scharf diskordant auf einem W—E-streichenden Faltenbau.

Im östlichen Teil der Provençalischen Ketten sind es die nur in kleinen Flächen erhaltenen gleichförmigen Konglomerate, welche die flachen Überschiebungen und Abscherungen des Mesozoikums überdecken (vgl. z. B. LÉON BERTRAND 1912). Das pyrenäische Alter der provençalischen Tektonik ist seit langem bekannt.

Bei Marseille und Aix läßt sich bei der stratigraphisch zu gliedernden Schichtfolge das Alter der Bewegungen weiter eingengen: Die scharf diskordante Serie beginnt bereits mit dem Lud, während das Lutet von der Orogenese noch ergriffen wurde (vgl. das von VASSEUR gegebene Profil in HAUG, *Traité* II, Fig. 426). Bei Montpellier schließlich ist unter der Lud-Diskordanz auch noch Barton erhalten (Blatt Montpellier). Es handelt sich somit eindeutig um die „pyrenäische Phase“ (STILLE 1924).

Weiter westlich sind die Bewegungen in den Ost-Corbières ohne Zweifel gleichaltrig, wenn auch dort erst Mittel-Oligozän auf den Überschiebungsbau vorgreift (DONCIEUX). —

Gegen Westen aber verklingt die Faltung. Im Minervois und dem Becken von Carcassonne herrscht kontinuierliche Sedimentation vom Unter-Eozän bis in das Oligozän hinein; die pyrenäische Diskordanz fehlt (ASHAUER 1934). Wohl dagegen wurden die Zentral-Pyrenäen prä-oligozän gefaltet.

So ergibt sich für das pyrenäische Falten-System das bemerkenswerte Bild: Im Westen, in den eigentlichen Pyrenäen, wird nur die zentrale Zone von der prä-oligozänen Orogenese ergriffen; der nördliche Rand-Trog bleibt einer späteren Ausfaltung vorbehalten. Im Osten, in der Provence, dagegen erhält dieser selbe Nordpyrenäen-Trog bereits „pyrenäisch“ fast völlig seine heutigen Strukturen.

Provençalisch-Rhodanischer Raum

Von der Provence aus nordwärts verliert die vor-oligozäne Orogenese zwar wesentlich an absoluter Intensität, aber kaum an relativer Bedeutung für die heutigen Strukturen.

In der *Vaucluse*, bei Apt usw., am *Cevennen-Rand* bei Uzès und weiter nördlich transgrediert vielfach flachliegendes Oligozän — mit oder auch ohne Lud an der Basis — über die schwachen Aufwölbungen west-östlichen Streichens. Die Faltung ist dabei jünger als das Barton von Avignon, sodaß sich das Alter auch hier genau zwischen Barton und Lud festlegen läßt⁶⁹). Die Diskordanz ist wohl einmal nicht besonders ausgeprägt wie örtlich bei Alais oder etwa bei Montmoiron westlich des Ventoux. Doch hat die Orogenese an anderen Stellen recht kräftige Falten geschaffen; die disharmonisch herausgequetschte Trias bei Suzette-Gigondas östlich Orange z. B. entsandte bereits Gerölle in das überlagernde Oligozän (TERMIER 1927).

Im *Vocontischen Bereich* war dagegen die pyrenäische Faltung nicht sehr stark. Denn wir kennen Oligozän dort nur in den Kreide-Mulden; es liegt da mit nur sehr geringer Diskordanz, wie z. B. bei Eygalayes nördlich Séderon, bei Montbrun usw. auf Älterem; in die jüngere Bewegung ist es vielmehr stark mit einbezogen (vgl. Abb. 45, S. 287).

Alpin

Sehr kräftig — in diesem Bereich daher auch zuerst erkannt — hat dagegen die prä-oligozäne Orogenese wieder am *Alpenrande*, insbesondere in der Gegend von Digne gewirkt (vgl. HAUG 1891, 1895). Hier werden eine ganze Anzahl W—E streichender Falten von Kreide und Jura durch die Rote Molasse gekappt⁷⁰) (vgl. Blatt Digne).

69) Durch das Übergreifen klastischen Oligozäns über das Lud hinweg werden in der Gegend von Nîmes-Alais verschieden-alte Diskordanzen im Kartenbilde vorgetäuscht (Blätter Le Vigan, Avignon). Auch nach ROMAN (1903) beruht das aber auf faziellen Vertretungen.

So geht ja auch in der Luberon-Kette die Diskordanz unter den verschiedenen Tertiär-Stufen nach der Darstellung von GOGUEL (1933) nur zurück auf eine progressive Eindeckung des präoligozänen Reliefs. Dadurch wird auch da die eigentliche Lage der Diskordanz verschleiert.

70) Ein prä-oligozäner, gegen West weitergreifender Fortbau vor-eozäner Falten mit W—E-Streichen, wie es HAUG (1895) sieht, liegt freilich nicht vor, da laramische Strukturen hier gar nicht in dieser Form bestehen (vgl. S. 268, Fußnote 63).

Die Diskordanz ist von hier aus am Alpenrande nordwärts bis Bonneval westlich des Dévoluy zu verfolgen. In diesem Gebirgsmassiv selbst wird sie örtlich freilich nur vorgetäuscht, indem dort auch primär eozän-freie Gebiete von der Molasse bedeckt werden; nicht jede Überlagerung von Kreide durch Oligozän geht also auf pyrenäische Bewegungen zurück. Andererseits sind tatsächliche Diskordanzen Priabon/Oligozän erwiesen in der Gegend des Durance-Durchbruches (Mtge. Céüze; LORY 1896). Sie beschränken sich jedoch auf den unmittelbaren Alpen-Rand. Schon wenig östlich von Lus la Croix Haute herrscht z. B. ausgeprägte Konformität.

Es ist auffällig, wie die sehr scharfen Diskordanzen von Digne aus gegen SW und SE sehr plötzlich ausklingen: Südlich der Lure-Achse besteht wohl noch eine leichte Diskonformität unter dem Lud, aber eine eigentliche pyrenäische Faltung ist dann erst wieder in einiger Entfernung, an der Luberon-Kette, zu beobachten (vgl. oben). Auch im alpinen Bereich südöstlich von Digne liegt die Molasse wohl bei Beynes, Moustiers usw. schwach diskordant. Bei Barrême-Castellane jedoch ist — wie erwähnt — nicht einmal eine stratigraphisch einwandfreie Trennung von Eozän und Oligozän möglich. —

Wenn wir auch *innerhalb der Alpen* sonst nirgends sicheres Oligozän kennen, so ist doch wohl anzunehmen, daß wie hier, so generell im Alpin zur pyrenäischen Zeit orogene Ruhe herrschte oder doch keine nennenswerte Faltung stattgefunden hat.

Allein die Fazies der groben Konglomerate am Alpen-Rande, die westwärts etwas abnehmen, läßt ein Aufsteigen des Alpenkörpers vermuten. Es dürfte sich dabei jedoch um Bewegungen epirogener Natur handeln ⁷¹⁾.

Die sog. „ante-aquitane“ Faltung

Die vorhergehenden Betrachtungen zeigten, daß die sog. „Aquitane“-Molassen in der Provence vom Zentral-Massiv bis zu den Alpen sehr wahrscheinlich eine zeitlich einheitliche Bildung darstellen und in das mittlere bis obere Oligozän gehören, nicht aber zum Aquitan = Miozän. Die sog. „ante-aquitane“ Diskordanz ist in diesem Sinne also tatsächlich die pyrenäische (vgl. STILLE 1924). Das ist absolut sicher in den Gebieten, wo das

71) Die Konglomerate „über“ dem Eozän von Gigors, die nach HAUG (1891) Trias-Quarzit- und Serpentin-Gerölle enthalten, könnten wohl auf dieses Aufsteigen der Innen-Alpen hinweisen, — wenn sie nicht überhaupt noch zum Priabon gehören.

untere Miozän seinerseits diskordant zur Molasse liegt, und das ist meistens der Fall.

(Nun folgt freilich über dem marinen Alt-Tertiär bei Barrême eine „mollasse rouge“ mit recht scharfer Diskordanz (vgl. ZURCHER 1895). Ihr Alter ist wiederum nicht erwiesen. Wir geraten hier in ein gewisses Dilemma. Sind diese Konglomerate gleichalt mit der Oligozän-Molasse des sonstigen Alpen-Randes, d. h. mittel- bis ober-oligozän, so bestünde hier — bei ihrer diskordanten Lage zu marinem Latdorf — eine intra-oligozäne Faltung. Diese hat sich aber bisher nicht nur nirgendwo anders nachweisen lassen (STILLE 1924); sondern in den so eng benachbarten Gebieten stratigraphisch einwandfreier Gliederung bestehen nicht einmal die leisen Anzeichen entsprechender Unruhen. Wohl aber greift das Unter-Miozän in Rand-Fazies bis in die unmittelbare Nachbarschaft unseres Gebietes vor, also — sit venia verbo — echtes Aquitan, und zwar diskordant. Es muß offenbleiben, ob tatsächlich bei Barrême diese jüngere post-oligozäne Phase vorliegt, wofür die meiste Wahrscheinlichkeit besteht⁷²). Andernfalls wäre die Diskordanz Sannois-„mollasse rouge“ hier einer intra-oligozänen out-sider-Faltung zuzuweisen.)

Wirklich erst vor-aquitänisch dürfte die vor-molassische Faltung allein in diesem mit den anderen Fällen konfundierten Gebiet von Barrême sein. Dafür spricht auch die Anordnung der Strukturen. Wo wir nämlich im südostfranzösischen Raum pyrenäische Bewegungen feststellen können, verlaufen sie in W—E-Streichen (vgl. auch JUNG 1930). Es ist nirgends eine Falte mit N—S-Verlauf bekannt. Das gilt auch für die besonders intensiven prä-molassischen Sättel und Mulden am Alpen-Rande bei Digne. Die einzige Ausnahme bilden die Bewegungen zwischen Barrême-Castellane, die alpine N—S-Falten schufen. Sie stehen also auch rein strukturell der pyrenäischen Orogenese fremd gegenüber und bestärken damit die Auffassung ihres erst unmittelbar ante-aquitänen, nämlich post-oligozänen Alters.

Zusammenfassung: Pyrenäische Faltung und oligozäne Epirogenese (vgl. Taf. 11b).

Vor der Sedimentation von Lud und Oligozän spielte sich die pyrenäische Orogenese ab. Der bisherige Provençalische

⁷²) DEPÉRET (1895 c) hebt die fazielle Ähnlichkeit mit der Helvet-Molasse bei Beynes hervor, wenn auch bei Barrême *Hydrobia dubuissoni* gefunden wurde. Es ist freilich nicht bekannt, ob dieses Fossil über oder unter der Diskordanz seinen Platz hat.

Trog, wie er noch im Eozän bestand, wurde dabei bereits fast gänzlich zu seinen jetzigen Strukturen ausgefaltet. Die Intensität der Bewegungen klingt nördlich der Linie Montpellier—Aix—Barjols usw. ziemlich plötzlich ab, ebenfalls analog dem heutigen Bilde. Die meist schwach gewölbten Sättel und Mulden von W—E-Streichen zwischen Cevennen und dem Alpen-Rand bei Digne sind — mit Ausnahme der Vocontischen Ketten — großenteils pyrenäischen Alters. Entsprechende N—S-Falten existieren nicht. Der Alpenkörper selbst scheint von jeglicher pyrenäischer Faltung verschont geblieben zu sein.

In der Sedimentation des Oligozän spiegeln sich die vorausgegangenen Bewegungen nur teilweise wieder. In der Provence liegt die limnische Becken-Tiefe im Durance-Gebiet; das ist die nördliche Vortiefe des Nordpyrenäisch-Provençalischen Faltenstammes. Auf diesem orogenen Bau selbst kamen vorwiegend Konglomerate zur Ablagerung. Die unteren kalkig-mergeligen Stufen Lud-Sannois beschränken sich hier hauptsächlich auf die sub-provençalische Vortiefe.

Sie greifen aber im Rhône-Gebiet weit gegen Norden vor. Eine Rhône-Senke erscheint damit als beherrschendes tektonisches Element. Diese geosynklinal-artige meridional gestreckte Eintiefung mit limnischer Sediment-Entwicklung überprägt die pyrenäischen W—E-Falten und zeigt damit die *überwiegende Bedeutung der epirogenen Vorgänge*.

Weniger der prä-oligozänen Orogenese als vielmehr einer verstärkten Belebung der epirogenen Gegensätze ist es zuzuschreiben, wenn in Mittel- und Ober-Oligozän von Durance-Becken und Rhône-Senke aus allseits übergreifende konglomeratische rote Molassen zur Sedimentation kommen (sog. „Aquitän“-Molasse). Aus ihrer Fazies ist zu entnehmen, daß auch der Alpenkörper, in dem örtlich noch marines Unter- (bis Mittel-?) Oligozän besteht, in einer Hochbewegung begriffen war, die als Einleitung späterer Orogenesen anzusehen ist.

III. Die tektonischen Vorgänge im Jung-Tertiär (inkl. Quartär).

Gegenüber der mesozoisch-alttertiären Entwicklung zeigen sich im Jung-Tertiär gänzlich abweichende Verhältnisse. Es wird sich ergeben, wieweit diese Veränderung der tektonischen Tendenzen auf die vorausgegangenen orogenen Umgestaltungen bzw. auf epirogene Vorgänge zurückzuführen sind.

a) Prä-miozäne (savische) Orogenese und Sedimentation im Miozän
(vgl. Taf. 11 b). (Zsfg. S. 287.)

1. Sedimentationsräume im Miozän⁷³) (Zsfg. S. 282).

Das Miozän bringt — seit der Unter-Kreide zum ersten Mal wieder — eine weitgehende marine Überflutung des südost-französischen Raumes; gänzlich ausgenommen bleibt vor allem der Alpen-Bereich.

Rhodanische Senke

Marines Aquitan kennen wir nur im äußersten Süden, bei Montpellier-Marseille (vgl. DEPÉRET 1893, ROMAN 1896 b). Über blauen Brackwasser-Mergeln mit *Cerithium margaritaceum* usw. folgen Ostreen- und Turritellen-Schichten, die nordwärts in austern-reiche Konglomerate übergehen. Das Meer reichte nicht weiter als höchstens 15 km nördlich der heutigen Küste. Abgesehen von der faziellen Entwicklung bezeugt das Fehlen marinen Aquitans im gesamten übrigen Bereich eindeutig die Herkunft der miozänen Transgression von Süden (s. u.). —

Erst im Burdigal nimmt die Überflutung erhebliche Ausmaße an. Über einem charakteristischen Basalkonglomerat aus grün umkrusteten Geröllen folgen geringmächtige Kalksande mit *Pecten davidi* und *Scutella paulensis* im tieferen Teil, zoogene Detritus-Kalke („mollasse blanche“ FONTANNES) mit *Pecten praescabriusculus* im höheren Teil der Stufe. Fazies und Mächtigkeit (etwa 100 m) zeigen nur geringe Unterschiede. Überall tritt das obere Burdigal über die Verbreitungsgrenzen des unteren etwas hinaus.

Die Überflutung ergriff vor allem die Rhône-Senke. Nordwärts reicht vom Mittelmeer aus das untere Burdigal bis etwa zur Drôme; das obere Burdigal setzt sich dagegen über Vercors-Char treuse-Bauges usw. in das Schweizer Molasse-Gebiet mit mariner Entwicklung fort (DEPÉRET 1893). Freilich handelt es sich nur um eine schmale *Rhodanische Meeres-Straße*. Gegen Westen ist nur südlich Montélimar ein Überschreiten der heutigen Rhône festzustellen, maximal bis Montpellier im Süden (vgl. Tafel 11 b).

Im Osten des Vercors ist bereits die Küste anzunehmen. Sie setzte sich südwärts bis Digne fort, wo Ober-Burdigal übergreift (vgl. HAUG 1891). Der ganze Vocontische Bereich, wohl auch die Mtge. de Lure in ihrer Gesamtheit, waren überflutet; denn un-

73) Entgegen der Gewohnheit der französischen Geologen rechnen wir nach der klassischen Gliederung das Pontikum dem Pliozän zu.

mittelbar an deren Nordfuß, bei Montbrun, findet sich nicht die geringste Andeutung einer küstennahen Fazies. So ist hier die Rhône-Straße beträchtlich gegen Osten erweitert. Im gesamten Vaucluse-Gebiet östlich Apt zeigen die burdigalen Detritus-Kalke ausgeprägte West-Schüttung.

Im Süden wurde die Bucht von Digne durch das Gebiet der Provençalischen Faltenketten begrenzt, welche das Becken z. T. überragten. COLLOT (1912), COMBALUZIER (1930) u. a. haben spezielle Darstellungen von den mannigfachen Konturen der Miozän-Meere gegeben; Inselgruppen in der Luberon-Kette usw. bezeugen die nur flache Eindeckung einer älteren Rumpffläche. —

Im Vindobon setzen sich die begonnenen Tendenzen fort. Die Burdigal-Grenzen werden allseits etwas überschritten. Stärkere Detritus-Einschüttungen zeichnen das Helvet aus; es ist in den randlichen Gebieten sandig entwickelt (*Ostrea crassissima*), im Bereich von Avignon, der Becken-Tiefe, jedoch als typischer „Schlier“ und bis 300 m mächtig (DEPÉRET 1893, GOGUEL 1933 u. a.). Das Torton (*Cardita jouannetti*) ähnelt mit seiner Fazies im Becken-Inneren dem Burdigal und zeigt randlich Kalk-Konglomerate ähnlich der roten Molasse des Oligozän. Austern-Akkumulierungen am Alpen-Rande bei St. Géniez (HAUG 1891) sprechen für unmittelbare Nähe der Ost-Küste. Auch brackisch-limnische Einschlüsse machen sich bemerkbar, so z. B. an der Durance bei Mirabeau schon im Helvet (GOGUEL 1933) und am Alpen-Rande bei Majastres südlich Digne in übergreifendem Torton.

Örtlich zeigen sich besonders ausgedehnte Becken-Erweiterungen gegenüber dem Burdigal. Im Süden greift so das Vindobon einerseits bei Montpellier-Narbonne weit westwärts vor bis an den Rand der Mtge. Noire (vgl. DEPÉRET 1899, BARRABÉ & SCHNEEGANS 1933); andererseits tauchen auch im Osten die westlichen Provençalischen Ketten unter das Meer (vgl. COLLOT 1912, DE BRUN 1923, COMBALUZIER 1933 u. a.). Auch jetzt war die Eindeckung noch immer vom älteren Relief abhängig. Morphologische Erhebungen, wie die über die Rumpffläche ragenden Inselberge, prägen sich faziell stark aus. So zeigt z. B. das Torton an der Luberon-Insel (bei Vaucluse) grobe Konglomerate mit süd-fallender Schrägschüttung, während diese weiter südlich (Cadenet Nord) fehlen, das Vindobon dort vielmehr mit Mergelfazies die Kreide eindeckt.

Ganz besonders ausgeprägt ist die Vindobon-Transgression ganz im Norden, an der mittleren Rhône nördlich der Drôme. Das Gebiet der alten „Allobrogischen Schwelle“ (vgl. S. 192) zwischen

Valence und Lyon-Chambéry sinkt im Helvet unter Wasser; westwärts greift das Obere Miozän sogar bis auf Grundgebirge vor, während die streichende Verbindung mit der Schweiz im Torton wieder verloren geht (DEPÉRET 1893).

Außer-Rhodan

Neben dieser miozänen Rhône-Straße kennen wir kaum marine Sedimente im südost-französischen Raum.

Im Gebiet der Var-Mündung greift eine Meeresbucht von Nizza bis über Vence hinaus nordwestwärts vor. Die Transgression begann im Burdigal und hat im Ober-Miozän nur wenig größere Ausdehnung. Eine Verbindung am Alpen-Rande entlang über Digne mit der Rhône-Straße — wie es HAUG, *Traité* II, Fig. 456 darstellt — bestand nicht. Die von Westen nach Osten betont küsten-nähere Fazies in der Bucht von Digne, z. B. das Übergreifen vom limnischen Torton bei Majastres sprechen durchaus gegen einen solchen Zusammenhang. Bemerkenswert ist vielmehr, daß die Überflutung des Var-Gebietes ebenfalls — wie bei der Rhodanischen Senke — aus dem Bereich des heutigen Mittelmeeres her erfolgte ⁷⁴).

Eine weitere marine Bucht deutet sich im Westen an, in der Gegend von Narbonne. Auch dort erfolgte vom Mediterran aus eine miozäne Invasion nur in die östlichsten Corbières hinein, ohne den Pyrenäen-Trog zu erreichen (ASHAUER 1934). Vielmehr hatte sich im Pyrenäen-Gebiet das Meer weit gegen Westen zurückgezogen.

Zusammenfassung

Für die Sedimentations-Räume im Miozän ist besonders charakteristisch ihr unmittelbarer Zusammenhang mit dem heutigen Mittelmeer. Von dort aus erfolgte die marine Invasion, stufenweise vorrückend vom Aquitan bis zum Torton, der Zeit maximaler Verbreitung. Dabei erfolgten die Transgressionen gegen Norden in die Rhône-Senke weit hinein in schmaler Meeres-Straße, an der Var-Mündung in eng begrenzter Bucht, in den Corbières ebenfalls in geringer Ausdehnung (hier ähnlich wie an der spanischen Küste; vgl. GIGNOUX & FALLOT 1927).

Im südlichen Subalpin (Var-Gebiet) hatte das Meer bisher, vom Mesozoikum bis zum Oligozän, im Norden gestanden, also

⁷⁴) In der Gegend von Antibes fand auf eng begrenztem Raume im östlichen Teil der alten Maurischen Schwelle eine Andesit-Eruption statt. Ihre Tuffe verzahnen sich nach L. BERTRAND u. a. (1920) mit der Molasse von Vence.

innerhalb des Alpins, von wo aus es stets gegen ein südliches Land vorgegriffen hatte, bevor es sich nordwärts zurückzog. Jetzt im Miozän dringt es im Gegensatz dazu von Süden her gegen das alpine Festland vor. Auch in den Pyrenäen weicht das Meer des Oligozäns westwärts in seine bisherige Heimat zurück, während sich eine gewisse miozäne Invasion von Osten her andeutet.

Diese grundlegend veränderten paläogeographischen Verhältnisse lassen die *Wende Oligozän/Miozän als scharfen Schnitt in der tektonischen Geschichte* erscheinen.

2. Savische Orogenese.

In gewissem Zusammenhang steht diese Veränderung mit der inzwischen erfolgten prä-miozänen Orogenese.

Alter der prä-miozänen Faltung.

Wo im südost-französischen Raume Miozän bekannt ist, erscheint es in sich konkordant. Das betonen sämtliche Bearbeiter (DEPÉRET 1895, ROMAN 1896 b, COLLOT 1912, GOGUEL 1933 u. a.). Absolute Konformität herrscht zunächst zwischen den geringen Vorkommen von marinem Aquitan und dem darüberliegenden Burdigal. Wo wir in den aquitan-freien Gebieten Burdigal diskordant zu Oligozän antreffen, sind diese Bewegungen also ebenfalls als vor-aquitänisch anzusprechen. Auch das Übergreifen von Vindobon gegenüber Burdigal geschieht rein expansiv ohne Hiatus. Orogene Bewegungen der „steirischen Phase“ (vor-torton) sind unbekannt. Vielmehr gehört die zwischen Oligozän und Miozän erkennbare Tektonik — mit welcher Stufe dieses auch immer beginnen mag — in die savische Phase (STILLE 1924). (Sie ist also wirklich prä-aquitänisch, während die sog. „plissements anté-aquitaniens“ vielfach der älteren pyrenäischen Faltung angehören, wie oben gezeigt wurde).

Prä-miozäne Bewegungen im Alpen-Raume.

Alpen-Körper

Das Fehlen jeglichen miozänen Sedimentes im Alpen-Körper bezeugt bereits dessen post-oligozäne Heraushebung. Die Intensität dieser Bewegungen kommt zudem in der besonders im Osten recht groben Konglomerat-Schüttung zum Ausdruck. In der Randüberschiebungs-Zone bei Beynes südlich Digne zeigt sich z. B. in dem Übergreifen der Torton-Molasse auf Apt im Westen, auf Barrême

im Osten ein solches Aufsteigen des Alpen-Bereiches gegenüber dem Vorlande. Wenn wir die Konglomerate von Barrême als Vindobon auffassen, so ergibt sich hier sogar eine sehr ausgeprägte vor-miozäne Diskordanz (vgl. S. 278).

Für stärkere Bewegungen der Internzone sprechen zahlreiche hochalpine Gerölle, welche im Durance-Gebiet bei Mézel, bei Lans/Isère (KILIAN 1915b, 1921) sowie im Norden bei Bellegarde (DOUXAMI 1901) das Burdigal auszeichnen; es handelt sich um Granulit, Trias-Quarzit und Grüne Gesteine des Schistes Lustrés. Wir müssen also annehmen, daß sich im Inneren des Alpen-Komplexes kräftige orogene Vorgänge abspielten, vielleicht sogar Decken-Bewegungen, wie KILIAN (1921) meint. So könnte etwa die Flysch-Überschiebung bereits vor-burdigal erfolgt sein. Da jedoch jeder unmittelbare Beweis dafür fehlt und die Pennin-Faltung selbst schon älter ist (vgl. S. 267/8), so wäre die Geröll-Schüttung auch schon durch ein bedeutendes epirogenes Aufsteigen der Intern-Zonen zu erklären.

Auf jeden Fall haben sich *in den Alpen kräftige prä-miozäne Bewegungen* abgespielt.

Alpen-Saum

Der unmittelbar circum-alpine Bereich scheint keine stärkeren prä-miozänen Umgestaltungen erfahren zu haben. Allerdings ist das jüngere Tertiär hier nur sporadisch erhalten, sodaß die Fixpunkte spärlich sind.

Im Norden, Vercors usw., haben wohl gewisse Abtragungs-Vorgänge vor dem Miozän stattgefunden, aber keine savische Faltung. Das Burdigal greift zwar örtlich sehr allmählich von Oligozän auf Eozän oder sogar Kreide über (vgl. Blätter Grenoble, Vizille, Valence). Doch fehlt jede sichtbare Diskordanz. Das gilt für das Vercors-Gebiet (KILIAN 1901) wie für die Gegend von Bellegarde (DOUXAMI 1901). Auch weiter im Süden, in der Bucht von Digne, herrscht Konformität zwischen Burdigal und „mollasse rouge“ (HAUG 1891), die wir in das Oligozän zu stellen haben. Am unteren Var dagegen kappt das marine Miozän („mollasse de Vence“) einen N—S verlaufenden schwachen Faltenwurf. Mangels oligozäner Sedimente ist sein Alter nur mit gewissem Vorbehalt als savisch aufzufassen. Offenbar liegen hier die Ausläufer eines Faltenbündels vor, das hinter dem Mercantour südwärts herausschreicht. Man könnte wohl auch daraus auf stärkere Umgestaltungen der Innen-Alpen schließen, für die ja schon andere Argumente sprechen (vgl. oben). Am unteren Var sind diese Bewegungen aber

nur schwach gegenüber der späteren zügigen Faltung der Subalpinen Außenketten (vgl. unten).

Bemerkenswerterweise hat also eine Ausprägung des Alpen-Randes — etwa in Form von betonter Faltung oder gar von Überschiebungen — keinesfalls in der savischen Phase stattgefunden. Die heute so scharfe West-Kontur des Alpins ist demnach erst post-miozänen Alters.

Savische Orogenese im außeralpinen Raum.

Nordpyrenäisch-Provençalischer Faltenstamm

Sowohl bei Marseille (Carry) wie bei Montpellier übergreift das marine Aquitan diskordant die post-oligozänen Faltenstrukturen. Aber in ihrer Intensität bleiben diese savischen Umgestaltungen doch weit zurück hinter der Überschiebungs- und Abscherungs-Tektonik pyrenäischen Alters. Erst weiter im Westen, in den Corbières, nimmt die prä-miozäne Orogenese größere Bedeutung an (ASHAUER 1934). Sie bringt hier nicht nur einen nördlichen Anbau an die prä-oligozäne Faltung der Zentral-Pyrenäen, sondern ist auch als westlicher Fortbau der älteren Provençalischen Ketten aufzufassen. Wie aber schon der Oligozän-Trog der Nord-Pyrenäen gegen Osten verkümmert, so klingt auch die savische Ausfaltung dieser Art Saumtiefe auf die Provence hin ostwärts aus.

Freilich gilt das nur für die Falten und Überschiebungen, die gegen das nördliche Vorland (Zentralmassiv—Schwelle von Montpellier) gerichtet sind. Dieser Streifen nordvergenter Angliederung verschmälert sich tatsächlich von den Pyrenäen gegen Osten.

Vaocluse, Vocontische Ketten usw.

Hier in der Provence — abgesehen von den eigentlichen Provençalischen Ketten — zeigen vielmehr die prä-burdigalen Falten oder Überschiebungen vorwiegende Vergenz gegen Süden.

Es handelt sich dabei besonders um das nördlich der Linie Montpellier-Aix usw. liegende Gebiet. Ein Beispiel bietet die Jura-Kette der Ste. Victoire, die scharf südwärts bis auf Oligozän inklusive überschoben wurde; einige km östlich Aix streicht diese Störung unter die Torton-Bedeckung. Wir stehen dort also deutlich außerhalb des Nordpyrenäischen Faltenstammes, dessen Bewegung ja nach Norden gerichtet ist.

Savische Faltung beherrschte vor allem den Rhodanisch-Vocontischen Bereich und das Vaocluse-Gebiet. Die nur schwachen Aufwölbungen zwischen Rhône und Cevennen (bei Sommières, Uzès usw.), die Aufsattelungen der *Alpilles*, der *Luberon-Kette* usw. (vgl.

GIGNOUX & MORET 1930) sind wohl pyrenäisch angelegt, im Wesentlichen jedoch erst unmittelbar prä-miozän (vgl. Abb. 44). Sie streichen im Rhône-Gebiet etwa W—E und zeigen dort leichte Süd-Vergenz. An der unteren Durance weicht ihr Verlauf jedoch von dem genauen W—E-Streichen der vor-oligozänen Sättel deutlich ab, wie das GOGUEL (1933 a, 1933 b) für das Luberon-Gebiet sehr anschaulich darstellte. Hier liegen die savischen Achsen in der Richtung WSW—ENE und zeigen meist steile Aufschuppungen gegen SSE.

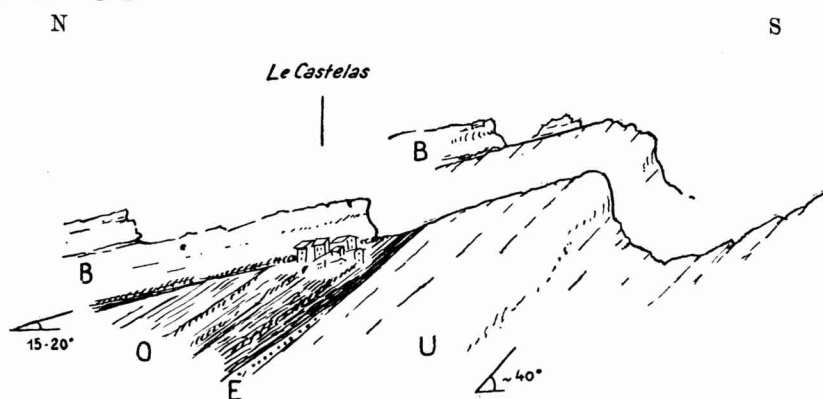


Abb. 44. Savische Diskordanz unter dem transgredierenden Burdigal (B). Darunter die gekippte post-oligozäne Peineplaine. Nord-Fuß der Luberon-Kette südlich Apt.

E festländisches Eozän, auf das Urgon (U) der Vaucluse-Schwelle übergreifend unter Zwischenschaltung von Roterde-Resten. O limnisches Unter-Oligozän, schwach diskordant zum Eozän (geringe pyrenäische Bewegungen!). —

In der savischen Phase ist schließlich die *Haupt-Faltung des Vocontischen Sonder-Orogens* vonstatten gegangen. Zwar finden wir die Indizien dafür besonders in den rhône-nahen Gegenden, so östlich Orange (Gigondas, Suzette; vgl. TERMIER 1923) und bei Nyons, Montélimar. Innerhalb der Vocontischen Ketten selbst fehlt nämlich das Miozän bis auf geringe Reste. Aber gerade dort ist die nur geringe Diskordanz unter dem Oligozän und das scharfe Abschneiden der intensiven Falten unter dem Burdigal umso deutlicher, wie z. B. in der Gegend von Séderon (vgl. Abb. 45).

Auf das Vercors-Massiv zu klingt die Faltung wieder aus, was schon bei Crest in der Konformität Oligo-Miozän zum Ausdruck kommt. —

Das gesamte Gebiet nördlich der Durance sehen wir also mit W—E-Streichen savisch gefaltet. Die gerade in den südlichen

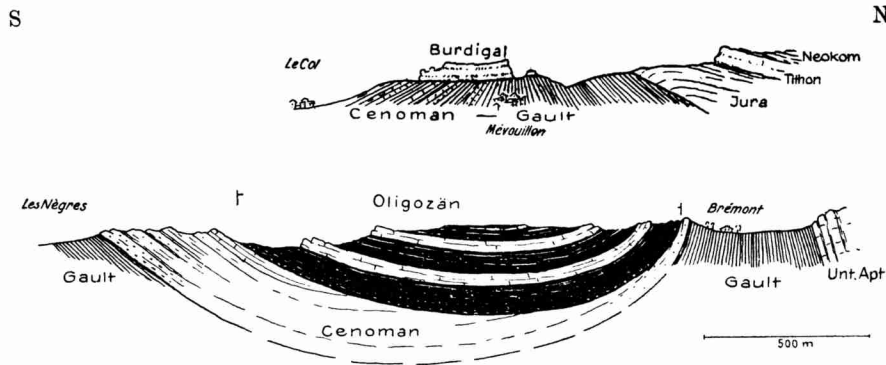


Abb. 45. Diskordanzen in den Vocontischen Falten:
schwache pyrenäische Bewegung vor dem Oligozän,
Haupt-Faltung in der savischen Phase vor dem Burdigal.

Mulde von Mévouillon-Lachaud nördlich Séderon. Das obere Profil liegt
im Streichen etwa 12 km westlich des unteren.

Gegenden (Vaucluse usw.) vorherrschende Süd-Vergenz zeigt dabei die Gegensätzlichkeit dieser Tektonik zu den Provençalischen Ketten und damit die *fehlende Verwandtschaft zu den Pyrenäen*.

Zur Frage savischer Brüche

Vor das Miozän sind sicher auch eine Anzahl der großen Zerrungsbrüche zu datieren, welche besonders den Ost-Rand des Zentral-Massivs begleiten. Zwar ist die genaue Fixierung ihrer Entstehung mangels miozäner Bedeckung nicht mehr möglich. Jedoch spricht die geradlinige West-Kontur der Burdigal-Vindobon-Meere für ein scharf begrenztes Heraussteigen der Cevennen usw. (vgl. z. B. Blatt Bédarieux). Auch im Vaucluse-Gebiet läßt sich die Entstehungszeit der Bruchzonen von Sault, Banon usw. infolge fehlenden Miozäns nicht sicher erfassen.

Die erste Anlage dieser großen rheinisch streichenden Bruchzonen mag wohl bereits prä-miozänen Alters sein. Dem würde entsprechen, daß in der benachbarten Limagne die ersten basaltischen Eruptionen vor dem Miozän stattfanden und zwar auf meridionalen Bruch-Systemen (GLANGEAUX 1908).

Zusammenfassung: Der Beginn des Jung-Tertiärs als eigentliches Ende der mesozoischen Entwicklung (vgl. Taf. 11 b).

Die Tektonik pyrenäischen Alters findet post-oligozän zunächst ihre Fortsetzung in der savischen Orogenese vor dem Miozän: Der ältere Faltenstamm der Nord-Pyrenäen erhält jetzt eine nördliche Angliederung, deren Bedeutung freilich von den Corbières

ostwärts zur Provence erheblich abnimmt. Während die Pyrenäisch-Provençalischen Ketten nord-bewegt sind, zeigen vielmehr die prä-miozänen Falten der nördlichen Provence überwiegend Süd-Vergenz und stehen damit den Pyrenäen fremd gegenüber. Das W—E streichende Vocontische Klein-Orogen erfährt in der savischen Phase seine Hauptfaltung. Die großen meridionalen Bruch-Zonen (Cevennen-Rand, Vaucluse-Gräben usw.) scheinen bereits prä-miozäne Anlage zu besitzen.

Im Innern der Alpen haben sich — nach der Geröll-Schüttung zu schließen — ebenfalls intensive tektonische Vorgänge abgespielt. Wieweit sie zu Decken-Bewegungen führten oder nur zu epirogenem Aufstieg, wissen wir nicht. Der alpine Außenrand hat als tektonische Linie noch nicht bestanden.

Von der miozänen Meeres-Bedeckung wird der Alpenraum ebenso gemieden wie große Teile der Provence. Die Transgression des Miozän erfaßt vielmehr beinahe ausschließlich die Rhône-Straße. Über Vaucluse-Vocont erfährt sie eine Erweiterung nach Osten bis Digne; im Norden findet sie zeitweilig marine Verbindung mit dem Schweizer Molasse-Gebiet.

Die Invasion erfolgt aus dem Mittelmeer, Stufe um Stufe nordwärts fortschreitend. —

Während sich im Alt-Tertär die Meere schrittweise in ihre mesozoisch bestandenen Geosynklinal-Bereiche — in den Alpen nach Norden, in den Pyrenäen nach Westen — zurückgezogen hatten, erscheint im Miozän zum ersten Male das *Mediterran als Heimat der Überflutung*.

Diese neue Tendenz läßt die *Wende Oligozän-Miozän* als scharfen Schnitt wirken, ja setzt erst hier der *mesozoischen Entwicklung ihr eigentliches Ende*. —

Bei einem Vergleich zwischen den savisch gefalteten Bereichen und dem Verbreitungs-Gebiet des Miozän-Meeres ist — entgegen allen Erwartungen — gerade das weitgehende Zusammenfallen beider Areale besonders auffällig. Darüber hinaus zeigt sich eine bemerkenswerte *Diskrepanz in der Richtung der orogenen bzw. epirogenen Elemente*: W—E-Streichen der Falten: S—N-Verlauf der Rhodanischen Meeres-Straße quer über das Faltenbündel hinweg.

Diese tektonischen Tendenzen stehen also zueinander in scharfem Gegensatz. Freilich hat zwischen beiden prä-miozänen Vorgängen eine gewisse Zeit der Ruhe gelegen. Denn bevor es nach der savischen Faltung zur Meeres-Invasion kam, war genügend Zeit zur

Bildung einer weiten Peineplaine (vgl. COLLOT 1912, COMBALUZIER 1930, 1933, GOGUEL 1933 u. a.). Sie kappt und überspannt nicht nur die älteren sondern auch die savischen Falten im gesamten Provençalischen Bereich. Nur einige Bergmassive, wie die Ste. Victoire, Massiv d'Allauch, Ste. Baume usw. haben sie überragt, während in die dazwischenliegenden „Golfe“ (COLLOT) das miozäne Meer einflutete ⁷⁵⁾.

Auffälligerweise fehlt diese Einebnung im Westen, am Rand des Zentral-Massivs, wo vielmehr ein ausgeprägtes Relief vom Vindobon eingedeckt werden mußte (vgl. BARRABÉ & SCHNEEGANS 1935). Hier war also der prä-miozäne Aufstieg an der Cevennen-Linie so stark, daß die Zeit für eine Einebnung nicht ausreichte.

So erkennen wir auch in diesen Vorgängen das plötzliche Durchschlagen der bisher kaum angedeuteten N-S-Richtung in der meridional gestreckten Rhône-Senke als beherrschende tektonische Tendenz der Miozän-Zeit in scharfem Gegensatz zu der vorangegangenen Entwicklung.

b) Tektonische Vorgänge in der Zeit Pliozän-Quartär (Zsfg. S. 299).

Das Pliozän beginnt mit einer generellen Regression und bringt nach einem vorübergehenden neuen Meeresvorstoß die endgültige Heraushebung, die mit unterschiedlicher Stärke bis heute fort-dauert.

1. Sedimentationsraum des Pont.

Das miozäne Meer, das sich schon zu Ende des Vindobon merklich verflacht, hat sich im Pont aus dem südostfranzösischen Raume völlig zurückgezogen ⁷⁶⁾. Im gesamten west-rhodanischen Bereich kennen wir überhaupt keine sicheren alt-pliozänen Sedimente, nicht einmal solche limnischer Entwicklung.

Die Rhône-Straße selbst — von Avignon aus nordwärts bis über Grenoble hinaus — erweist sich nach der Fazies des Pont als verhältnismäßig tiefste Einsenkung. Hier kamen limnische

75) Die alte Peineplaine ist heute vielfach wieder in prächtiger Weise herauspräpariert. Ein Blick vom Gipfel der Luberon-Kette gegen Süden führt uns die miozäne Meeresfläche mit den überragenden Inselbergen geradezu unmittelbar vor Augen.

76) Allein südlich Montpellier hat eine Bohrung marines „pliocène inférieur“ mit Balanen und Pectiniden angetroffen (DOLLFUS 1928). Doch besteht die Möglichkeit, daß es sich dabei um Mittel-Pliozän („Sande von Montpellier“) handelt. Die Einbeziehung des Pont in das Miozän richtet da eine Verwirrung in den Begriffen an.

Kalkmergel mit *Helix christoli*, *Unio flabellata* usw. zur Sedimentation, rote Tone enthalten *Hipparion gracile* und *Mastodon longirostris* (DEPÉRET 1893 u. a.). Konglomerate treten dagegen in der Rhône-Senke zurück.

Die klastischen Schichten schwellen jedoch gegen Osten ganz enorm an zu der gewaltigen Konglomerat-Masse im voralpinen Raum zwischen Sisteron-Digne und dem Verdon. Die grobklastischen Sedimente sind hier bis 500 m mächtig (vgl. Blätter Castellane und Digne). Die Genese dieser Schichten als riesiger aus den Alpen kommender Schuttfächer einer Ur-Durance ist eindeutig. Sonst kennen wir am Alpen-Rande keine analogen Erscheinungen. Ist doch z. B. bei Grenoble das Pont überwiegend mergelig mit Ligniten entwickelt (Blatt Grenoble). Auch im Süden, am unteren Var, ist die Schuttlieferung nicht so gewaltig.

Auffällig ist das Vorkommen von Rhyolit-Geröllen aus dem Estérel-Massiv in den Konglomeraten am unteren Verdon bei Moustiers Ste. Marie (LAPPARENT 1933 b). Es bestand also im Pont auch von der Maurischen Masse aus ein bedeutendes NW-Gefälle gegen die mittlere Durance.

2. Prä-pontische Bewegungen (attische Phase).

(Zsfg. S. 293).

Innen-Alpen

Ganz offensichtlich erfolgte die Haupteinschüttung des groben Detritus von den Alpen aus westwärts in Richtung auf die Rhône-Senke zu. Daraus ist zu schließen, daß innerhalb des Alpenkörpers starke Relief-Veränderungen vor sich gingen. Es müssen sich dort prä-pontisch mehr oder weniger intensive tektonische Vorgänge abgespielt haben. Die Anreicherung der Geröllmassen gerade im Durance-Gebiet — d. h. nahe einer Stelle, wo der Embrunais-Flysch besonders weit vorgeschoben wurde — könnte eine Bewegung der Flysch-Decken in der attischen Phase vermuten lassen. Der prä- bzw. post-miozäne Anteil der sicher in diese Zeiten zu datierenden Überschiebung ist freilich nicht abzugrenzen, wie denn hier sicher auch spätere Bewegungen noch eine große Rolle spielen (vgl. S. 294).

Alpen-Saumgebiet

Am Außenrand des Subalpin hat die prä-pontische (attische) Orogenese nicht gewirkt. Wo hier Pont über Miozän liegt, wie in der Gegend von Digne, besteht absolute Konkordanz. Daraus ist zu entnehmen, daß die Diskordanz unter dem Pliozän in dem

miozän-freien Gebiet etwa des unteren Verdon (Moustiers-Ste. Marie, Gréoux, Vinon) ebenfalls nicht auf eine unmittelbar prä-pontische, sondern auf eine ältere Faltung zurückgeht — hier vielleicht die pyrenäische oder auch savische. Auch im Süden, an der Var-Mündung, entwickeln sich die festländischen pontischen Konglomerate kontinuierlich aus dem marinen Vindobon.

Wenn wir auch im Norden am eigentlichen Alpensaum kein Unter-Pliozän kennen, so lassen doch die erwähnten Aufschlüsse ersehen, daß der strukturelle Außenrand der Westalpen prä-pontisch, also in der attischen Phase, noch nicht entstand. —

Erst wesentlich weiter nördlich, bei Chambéry, haben sich vor-pliozäne Bewegungen abgespielt; hier liegt bei Beauvoisin das Pont diskordant zu schwach aufgerichtetem Vindobon (DOUXAMI 1899). Offenbar stehen diese Vorgänge in Zusammenhang mit der Haupt-Faltung des benachbarten Ketten-Jura, welche in die attische Phase zu datieren ist (vgl. BUXTORF 1900, STILLE 1924, VINCIENNES 1932).

Provençalisch-Rhodanischer Raum

Im größten Teil des Provençalisch-Rhodanischen Raumes herrscht Konformität Mio-Pliozän, so von Grenoble über Valence—Orange—Avignon—Aix, soweit wir hier Pont kennen (vgl. die betr. Kartenblätter).

Dagegen sind im Durance-Gebiet schwache attische Bewegungen nachweisbar. Am Südfuß der *Luberon*-Kette sind Helvet-Torton eingemuldet. Den Kern der Synklinale bilden lignitische Mergelkalke und Konglomerate des Pont mit *Hipparion gracile* usw.; sie greifen auf dem Südflügel der Mulde über Torton, auf dem Nordschenkel über Helvet diskordant vor (vgl. GOGUEL 1933, COMBALUZIER 1933).

Wesentlich stärker ist die Diskordanz weiter östlich, nicht nur bei Volx (GIGNOUX & MORET 1930), sondern von dort aus die *Durance* aufwärts fast bis Sisteron (Blatt Forcalquier). Hier ist das Miozän z. T. diskordant zu Oligozän, z. T. konform mit diesem zu mehreren Falten nicht gerade stark aufgerichtet (vgl. KILIAN 1897); diese ENE streichenden Elemente sind vor-pliozän, denn sie werden von Pont gekappt. —

Prä-pontische Bruchtektonik

Das Abschneiden der soeben erwähnten attischen Falten geschieht an einer auffällig geraden Linie parallel der Durance

(Abb. 46). Außer der schwachen Faltung muß eine kräftige Verwerfung in rheinischer Richtung entstanden sein. Wenn diese auch heute von Pont wieder eingedeckt erscheint, so ist das östliche Abreißen des Vaucluse-Plateaus an dem auf fast 50 km beinahe geradlinigen Durance-Lauf nicht anders zu erklären als durch einen gewaltigen Abbruch gegen Osten. Das Alter dieser Durance-Verwerfung ist sicher postmiozän-präpontisch, also attisch.

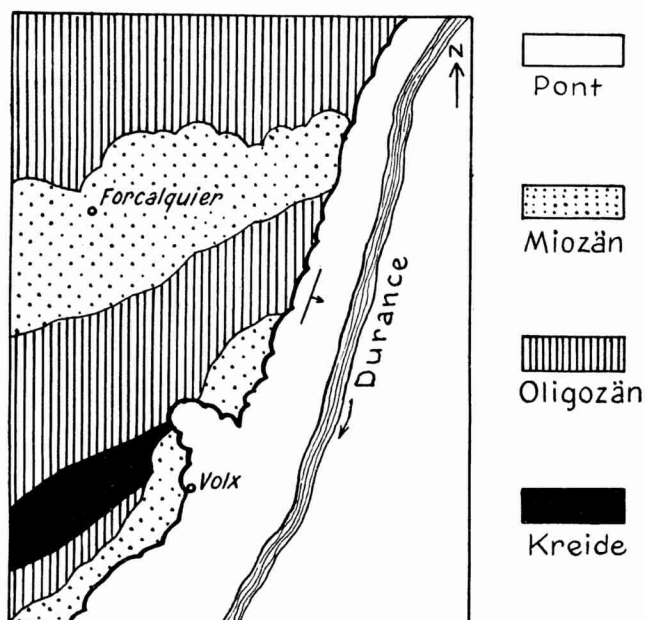


Abb. 46. Prä-pontische Diskordanz (attische Phase)

über rheinisch streichendem Abbruch an der mittleren Durance.

Oligozän schwach diskordant zur Kreide. Miozän bei Forcalquier konform mit Oligozän, bei Volx scharf diskordant auf süd-vergentem Sattel (savische Phase). Das Pont kappt die post-miozänen Strukturen, wohl infolge eines rheinisch streichenden Abbruches parallel der Durance. Die Absenkung des pliozänen „Beckens von Digne“ setzt sich post-pontisch fort.

Maßstab etwa 1 : 200 000.

(In Anlehnung an die Carte géol. dét. 1 : 80 000, Blatt Forcalquier.)

Unter diesen Umständen dürfte man auch die das *Vaucluse-Plateau* selbst zerstückelnden Graben- und sonstigen Bruch-Zonen bei Apt-Montbrun sowie Banon in die attische Phase datieren. Sie mögen bereits ältere Anlage besitzen, aber Burdigal ist noch verworfen; sie können auch später nachbewegt sein, doch zeigt sich das Pont davon nirgends mehr beeinflußt. So ist ihr vor-pliozänes Alter am wahrscheinlichsten.

Auch bei den Zerrungs-Brüchen am *Ost-Rand des Zentral-Massivs* hat wohl die Hauptbewegung in der attischen Phase stattgefunden. Eindeutig verworfenes Miozän ist zwar selten; so sind z. B. die meridional streichenden Brüche nördlich Montpellier sicher post-tortonisch (vgl. Blatt Montpellier). Andererseits verhindert das Fehlen des Unter-Pliozäns auf dem westlichen Rhône-Ufer eine genaue Datierung. Wir kennen nur südlich von Privas unter den ältesten Basalt-Ergüssen pontische Ablagerungen und Tuffe mit entsprechender Säugetier-Fauna (Blatt Privas), die wenigstens diskordant zu gestörter Kreide liegen (KILIAN 1906). Die Basalte wiederum wurden im Mittel-Pliozän bereits abgetragen, haben also bestimmt unter-pliozänes Alter (MUNIER-CHALMAS). Da ihre Decken unmittelbar die Cevennenrand-Brüche überlagern, müssen diese prä-pontisch sein. Auch im nördlichen Teil des Zentral-Massivs sind die großen Gräben der Limagne nach GLANGEAUD (1910) größtenteils post-miozän ⁷⁷⁾.

Schließlich haben wir die genetische Zusammengehörigkeit der Cevennen-Brüche s. l. mit den Katalanischen Gräben zu bedenken (vgl. G. RICHTER 1934). Diese sind nach SCHRIEL (1929) ebenfalls attischen Alters, lassen also gewisse Rückschlüsse zu auf das Alter der benachbarten Verwerfungs-Zonen.

Zusammenfassung

Attische Faltung fand offenbar innerhalb der Alpen statt, wie die mächtigen Schuttmassen des Pont erweisen. Von dem außer-alpinen Gebiet ergriff sie nur den Südrand der Vaucluse-Schwelle. Sie ist also insgesamt von nur geringer Bedeutung.

Dagegen dürfte die Gruppe der sehr bedeutenden meridionalen rheinischen Zerrungs-Brüche am Ost-Rande des Zentral-Massivs und in der weiteren Umgebung der Rhône (Vaucluse usw.) überwiegend in der prä-pontischen (attischen) Phase entstanden sein.

3. Rhodanische Orogenese im Pliozän (Zsfg. S. 296).

Erst nach dem Pont und vor der Sedimentation des Mittel-Pliozäns spielte sich die Haupt-Faltung des Subalpinen und peri-alpinen Raumes ab, die rhodanische Orogenese.

⁷⁷⁾ Nach GLANGEAUD's Darstellung der Basalt-Geschichte sind wahrscheinlich die Brüche in rheinischer Richtung prä-miozän (savisch), die mit NNW-Verlauf (Egge-Richtung) prä-pontisch (attisch). Ein solcher Wechsel in der bevorzugten Bruch-Richtung ist im Cevennen-Gebiet nicht erweisbar.

Alpen

Im Alpen-Raum erfahren Subalpin und Außenrand der West-Alpen ihre Ausgestaltung. So sind bei Digne die mesozoischen Falten an flacher Überschiebung über die pontischen Konglomerate aufgefahren; deren Gerölle wurden dabei arg zerdrückt. Das Gleiche ist bis zum unteren Var zu beobachten; so erscheint z. B. bei Vence in einem tektonischen Fenster das Pont unter der Trias, und marines Piacentin liegt diskordant (ZURCHER 1900).

Dabei dürfte nicht nur jeweils diese äußerste Rand-Überschiebung sondern überhaupt die gesamte Falten-Struktur des Subalpins rhodanischen Alters sein (vgl. STILLE 1924). Sie steht damit in gewissem Gegensatz zum Ketten-Jura; denn dort ist zwar die Faltung prä-pontisch, allein der äußerste tektonische NW-Rand ist erst nach dem Pont entstanden (VINCIENNES 1932).

Alpen-Vorland

Die Strukturen des *Vercors* und der Nachbargebiete sind wesentlich post-pontisch und zwar — wie es z. B. bei Crest in der Diskordanz unter dem Mittel-Pliozän eindeutig zum Ausdruck kommt — in der rhodanischen Phase entstanden.

Die *Vocontischen Ketten* dagegen dürften bereits ausgefaltet gewesen und post-pontisch nicht oder kaum mehr beeinflusst worden sein.

Im *Vaucluse*-Gebiet kennen wir dagegen zahlreiche Fälle rhodanischer Faltung. Dort ist fast die gesamte das Miozän noch erfassende orogene Umgestaltung in die post-pontische Phase zu datieren; denn die attischen Bewegungen waren, wie erwähnt, nur gering, soweit es sich nicht um die Bildung von Zerrungs-Brüchen handelte. Die gesamte Vaucluse-Schwelle sehen wir von rhodanischen Falten umgeben: im Norden die Überschiebung der Lure-Kette auf das Miozän von Montbrun usw.; im Westen, in der Gegend östlich Orange, steilgestelltes Vindobon (ROMAN 1927), sogar flaches Übergleiten der Trias von Gigondas-Suzette über Helvet (TERMIER 1923 b, 1927)⁷⁸; im Süden schließlich, an der unteren Durance, ein betontes Heraussteigen der Luberon-Achse mit Süd-

78) TERMIER (1923 b) sah z. B. auch in dieser post-pontischen Trias-„Decke“ über Helvet ein Argument für die alpine Herkunft der „nappe de Suzette“ (vgl. S. 88). Er folgerte das daraus, daß die Alpenrand-Strukturen, also die „Wurzel“ ja ebenfalls nach-pontisch seien, während andererseits das übrige Vocontische Gebiet seine Formen schon prä-miozän erhalten habe — was freilich nicht restlos zutrifft.

Schuppungen an kleineren Falten-Elementen⁷⁹). Gerade hier ist auch post-miozän die Vergenz gegen Süden besonders betont, wie denn bereits die savische Faltung in diesem Bereich südliche Bewegung erkennen ließ.

Dabei geht die post-oligozäne Tektonik — besonders die Umgestaltung in der rhodanischen Phase — etwas andere Wege als die pyrenäische Faltung. Wie GOGUEL (1933) sehr anschaulich darstellte, dreht das Streichen gegenüber den älteren W—E-Strukturen jetzt bei den mio-pliozänen Bewegungen mehr zu SW—NE-Verlauf⁸⁰). Weiter im Osten entstehen auch innerhalb der großen pontischen Konglomeratmassen westlich Digne schwache Sättel mit SE-Streichen in Überleitung zum Alpen-Rande.

Schwächere posthume Bewegungen an pyrenäisch-savischen Elementen sind häufig zu beobachten. So zeigen sich z. B. in dem der Alpilles-Faltung diskordant aufliegenden Burdigal bei Les Baux Klüfte mit Versetzungsbeträgen von wenigen Dezimetern; sie entstanden gerade über der älteren Süd-Überschiebung und zeigen deren schwache Wiederbelebung (vgl. Abb. 22).

Rhodan

In der Rhône-Senke sind strukturelle Veränderungen wohl kaum noch vor sich gegangen. Die Abbrüche am Zentralmassiv-Rande dürften in der Mehrzahl nicht wieder aufgelebt sein; so liegt z. B. bei Privas festländisches Ober-Pliozän konkordant zum Pont. Jedoch macht sich eine generelle rhodanische Einkippung von den Cevennen gegen Osten bemerkbar. Örtlich kamen dadurch auch geringe Diskordanzen unter dem Mittel-Pliozän zustande (vgl. HAUG, Traité II, Abb. 440). Auf der E-Seite des Flusses zeigt sich diese Einsenkung der Rhône-Straße weniger deutlich an; generell ist das Pont nur schwach gegen Westen geneigt, etwa zwischen Nyons und Grenoble (vgl. Blätter Orange, Privas, Valence).

Die während der attischen Phase eingebrochene *Rhône-Senke* tieft sich also zur rhodanischen Zeit bruchlos weiter ein.

Pyrenäen-Ketten

Im Nordpyrenäisch-Provençalischen Faltenstrang hat die rhodanische Orogenese nicht gewirkt.

79) Von allen Bearbeitern (DEPÉRET, COLLOT, ROMAN, GOGUEL u. a.) wird die steile Aufrichtung des Miozäns in den nördlichen Mulden-Schenkeln hervorgehoben.

80) COMBALUZIER (1933) sieht in diesem Eindrehen in die NNE-Richtung ein Einschwenken in den Alpen-Verlauf. In Wahrheit findet aber gerade durch die Gegensätzlichkeit der Vergenz — Durance-Falten gegen SE, Alpen-Falten gegen WSW — die Verschmelzung nicht in dieser Weise statt.

Zusammenfassung (vgl. Taf. 11b)

In der Rhodanischen Phase nach dem Pont spielt sich die Subalpine Hauptfaltung ab. Sie dürfte nach der laramischen die bedeutendste Umgestaltung des alpinen Raumes gebracht haben! Der Subalpine Bereich erhält seine heutige Gesamt-Struktur. Es entsteht die tektonisch markante Linie des Alpen-Randes.

Außerhalb dieser eigentlichen alpinen Außen-Grenze liegt ein Faltenkranz: Ketten-Jura, Vercors, (Vocont,) Vaucluse, Verdon. Der Ketten-Jura bewegt sich nur noch en bloc gegen Westen, seine innere Struktur ist älter; das Vercors-Gebiet, das bisher noch keine Orogenese erlebte, wird rhodanisch gefaltet; den Vocontischen Ketten werden im Vaucluse-Gebiet einige Falten-Elemente im Süden angegliedert, welche schließlich am Verdon wieder mit dem Alpen-Rande in Berührung treten.

Dieser Kranz schwacher rhodanischer Bewegungen umgürtet ein Gebiet älterer Strukturen, die *Vorketten der Alpen*. Die Vergenz dieses unvollkommenen Extern-Bogens geht überall nach außen, z. B. an der unteren Durance gegen Süden. Dadurch läßt dieser Kranz einen gewissen „voralpinen“ Charakter des umspannten Raumes in Erscheinung treten, indem die Faltung sich dort analog dem Alpen-Bogen mit West- bis Süd-Vergenz angliedert. Diese ganze Erscheinung steht in scharfem Gegensatz zu dem Ost-Teil des Pyrenäen-Orogens, dem derart junge äußere Anfaltung völlig fehlt, und das somit bereits seit der Miozän-Zeit totgefaltet ist.

4. Sedimentation im Mittel-Pliozän.

Eine letzte marine Überflutung fand im Mittel-Pliozän statt (vgl. DEPÉRET). Das Piacentin beginnt mit Congerien-Schichten, es folgt eine bis 200 m mächtige Mergelserie aus einem seichten Meere mit *Nassa*, *Venus*, *Turritella*, *Pectunculus* usw. In der Asti-Stufe findet bereits die endgültige Aussüßung statt über Mergel mit *Potamides basteroti* zu Schichten mit *Mastodon arvernensis* und *Hipparion crassum* (vgl. Blatt Avignon).

Das von DEPÉRET (1893) gegebene Bild der mittel-pliozänen Meeres-Verbreitung (vgl. Taf. 11 b) läßt als Ausgangsgebiet der Invasion das Mittelmeer erkennen. Allein dem Laufe der Rhône und von dort aus den Nebentälern folgend hat sich ein eng begrenzter Golf nordwärts fast bis Lyon erstreckt. Bevor es zur Überflutung kam, muß der Pont-Sedimentation zunächst eine ver-

stärkte Heraushebung gefolgt sein; denn die Schichten des Unter-Pliozän sind vor der marinen Piacentin-Eindeckung durch die Erosion kräftig zerschnitten worden.

Besonders am Unterlauf der linksseitigen Rhône-Zuflüsse drang das Meer weit gegen Osten vor, so an der Durance fast bis zur Verdon-Mündung, am Eygues bis Nyons, an der Drôme bis Crest, an der Isère in weiter Bucht bis zum Gebirgs-Rande. Diese Täler waren somit als solche bereits vorhanden.

Auf der Westseite war dagegen die Erosion noch nicht so weit fortgeschritten. Im Süden erfolgte hier eine kräftige Einschüttung klastischen Materials aus dem Zentral-Massiv, sodaß hier marine Sande („Sables de Montpellier“) zur Sedimentation kamen.

Im außer-rhodanischen Bereich überschritt während des mittleren Pliozäns das Mittelmeer seine heutige Küste vor allem an zwei weiteren Stellen. Eine nur geringe Bucht lag im Westen, im Gebiet von Perpignan (vgl. ASHAUER 1934). Ein Meeresbusen griff ferner in den Bereich der Var-Mündung vor (westlich Nizza); hier zeigt sich besonders deutlich die nachpontisch-vorpiacentine Faltung des Subalpins.

5. Jüngste Bewegungen (Oberpliozän-Quartär).

Vor dem Ober-Pliozän erfolgt die endgültige Trockenlegung. Es kommt nach dem Rückzug des Meeres aus dem Rhône-Golf nur mehr zur Bildung fluviatiler Sedimente. Das Alter der Terrassen reicht vom Ober-Pliozän bis zur Gegenwart. Sie zeigen uns noch recht junge Bewegungen an. An der Mittelmeerküste sind diese Vorgänge aus marinen Resten von Ober-Pliozän und Alt-Quartär unmittelbar abzulesen.

Bewegungen walachischen Alters.

In der Gegend von Nizza ist das marine Mittel-Pliozän noch steilgestellt und von dem Alpenrand-Mesozoikum an einer Störung überfahren (ZURCHER 1906). Mit dem Piacentin wiederum sind nicht nur Asti-Stufe, sondern auch Konglomerate des Ober-Pliozäns konkordant verknüpft (MAURY 1916, 1923). Das Alter dieser späten Alpenrand-Falten ist also postpliozän-prädiluvial; sie ist der walachischen Phase zuzuordnen (STILLE 1924).

Gleichaltrige Bewegungen kennen wir zunächst entlang der südlichen Vaucluse-Schwelle (untere Durance), wo sie zur rhodanischen Faltung posthume Unruhen bedeuten.

Weit verbreitet sind entsprechende Vorgänge in der Rhône-

Senke (COLLOT 1904). Im allgemeinen handelt es sich um flache Neigungen des Mittel-Pliozäns gegen das heutige Rhône-Tal.

Die ältesten Terrassen, welche hierzu in leichter Diskordanz liegen, werden als Ober-Pliozän aufgefaßt (vgl. z. B. Blatt Orange). Wenn diese Einstufung richtig ist, hätten wir es mit Bewegungen zwischen Mittel- und Ober-Pliozän zu tun, vielleicht also mit einer Vor-Phase (STILLE 1924) der walachischen Faltung.

Diese Einkippung des marinen Pliozän, welche sich bis weit nördlich Valence verfolgen läßt, sieht ARGAND (1920) als posthume Bewegungen einer subalpinen Vortiefe an. Doch hält sich die großwellige Einwölbung speziell an die Rhône-Straße und reicht hier bis zum Mittelmeer nach Süden. Wir erblicken darin also keine Umgürtung der Alpen, vielmehr eine Fortsetzung der Einsenkungs-Tendenz entlang der Rhône-Furche.

Quartäre Verbiegungen.

Schon das marine Piacentin zeigt eine bemerkenswerte Differenz in seiner heutigen Höhenlage. Bei Nyons (+ 400 m NN) und Nizza (+ 350 m NN) ist es bedeutend stärker herausgehoben als etwa im Rhône-Tal, wo es das Niveau von etwa + 175 m NN einnimmt (DEPÉRET 1904). Das Alpen-Gebiet erweist sich somit als bevorzugt aufsteigend.

Das kommt in der Lage der ältesten durchgehenden⁸¹⁾ Terrassenschotter ebenfalls zum Ausdruck. Es handelt sich um Gerölle alpiner Quarzite, Granite usw., die das Rhône-Tal und die Haupt-Nebenflüsse begleiten. Sie wurden häufig als Ober-Pliozän bezeichnet, gelten neuerdings aber als Alt-Quartär (vgl. Blatt Orange). Sie liegen bei Montpellier nur etwa 15 m, bei Montélimar-Valence etwa 100 m über dem heutigen Rhône-Lauf. Zum jetzigen Niveau der Nebenflüsse beträgt der Abstand an der unteren Durance 50 m, südlich Sisteron 120 m, nördlich Sisteron 150—180 m, bei Digne 240 m, bei Grenoble sogar 400 m (vgl. die betr. geol. Kartenblätter sowie DEPÉRET 1893, 1895, DENIZOT 1933). Diese Beträge können wir etwa als Ausmaß der quartären Verbiegung auffassen; sie lassen das Aufsteigen des Alpen-Körpers insgesamt sehr gut ermessen.

Einen weiteren Beweis für diese Bewegungen geben die Höhen, bis zu denen junge marine Küsten-Sedimente an der Riviera be-

81) Es gibt noch Reste älterer Alpen-Schotter, die aber offenbar schwer zu parallelisieren sind. Sie liegen in der Gegend von Orange 260 m, bei Valence bis 300 m über der heutigen Rhône (vgl. DEPÉRET 1895 a). Auf der Alpilles-Kette hat sich ein Terrassen-Rest mit alpinen Quarzit-Geröllen in Höhe 325 m erhalten (ROMAN 1923). Diese Erscheinungen lassen einen starken allgemeinen Aufstieg erkennen.

kannt sind. Nach DEPÉRET (1904, 1906) reicht bei Nizza usw. das Ober-Pliozän („Sicilien“) mit *Balanus*-Schichten bis zum Niveau von ca. 60 m, die *Strombus*-Schichten des Alt-Quartärs liegen bei 25 bis 30 m, das marine Jung-Quartär bis 8 m über dem Niveau des heutigen Mittelmeeres. Auch im Westen, bei Cette, sind im Niveau von + 4—5 m NN Lithophagen-Löcher bekannt (DEPÉRET 1904), die letzte marine Terrasse liegt westlich der Rhône bei + 1—1,5 m NN; ein Aufstieg in geschichtlicher Zeit hat nach DENIZOT (1922) hier nicht mehr stattgefunden.

Neben diesen aufwärtigen en-bloc-Bewegungen dürften sich aber auch noch gewisse Undationen abgespielt haben. So zeigt das heutige Bild der Morphologie und der Talsysteme die verstärkte relative Eintiefung eines breiten Rhodanischen Streifens. Es handelt sich dabei mehr um ein Zurückbleiben gegenüber den aufsteigenden Nachbargebieten. Besonders der Cevennen-Rand des Zentral-Massives dokumentiert durch nicht ausgeglichene Täler, stark erodierende Flüsse und die weit gegen E vorgeschobene Lage der Wasserscheide Atlantik/Mittelmeer die Heraushebung gegenüber der Rhône-Senke. Durch Fein-Nivellements hat man das Andauern dieser Bewegungen bis in die Gegenwart nachweisen können (WILSER 1924).

Schließlich scheinen selbst die orogenen Vorgänge noch nicht restlos zur Ruhe gekommen zu sein. So soll nach OLDHAM (1934) an der geraden morphologisch auffälligen Linie Montpellier/Süd—Arles ein relatives Absinken des im SE liegenden Rhône-Deltas um 6—7 m stattgefunden haben und zwar im 8. Jahrhundert unserer Zeitrechnung. Es dürfte sich wohl eher um ein Aufsteigen des NW-Teiles handeln. Auffällig ist immerhin eine so junge Bewegung an einer geraden Linie, die dem Bruch-Rand von Nîmes parallel streicht.

Zusammenfassung: Posthume Bewegungen.

Alle jungen und jüngsten Bewegungen bringen also außer dem generellen Aufstieg eine großundatorische Verbiegung derart, daß die *Alpen* sich herauswölben und das *Zentral-Massiv* an recht gerader Linie ebenfalls intensiv aufsteigt, daß die *Rhône-Furche* demgegenüber aber im — wenn auch *relativen* — Abstieg bleibt. Das gesamte *Pyrenäisch-Provençalische System* tritt dagegen garnicht mehr in Erscheinung.

Als Zusammenfassung des zweiten Teiles:

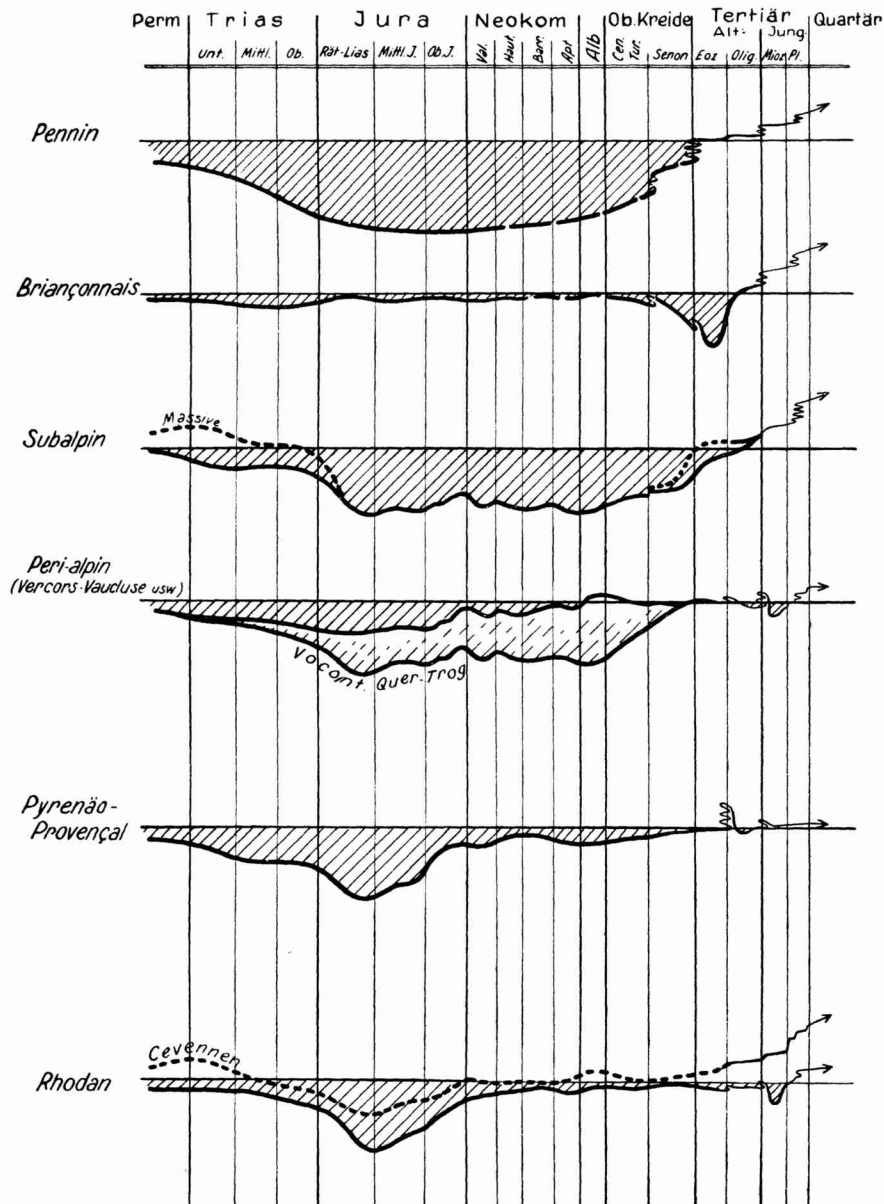


Abb. 47. Die tektonischen Bewegungen der Groß-Einheiten.

Die Kurve veranschaulicht in ihrem Aufundab die epirogenen Undationen, bezogen auf die Grenze Denudation/Sedimentation (Horizontale). Aufsteigende Schlangenlinien bedeuten Orogenesen. Die Pfeile rechts ergeben die heutige Bewegungs-Tendenz.

Die Darstellung zeigt besonders die gute Übereinstimmung in der Geschichte der beiden alpinen Haupt-Einheiten Pennin und Subalpin, sowie den großen Gegensatz in der Entwicklung von Alpinem Raum und Pyrenaikum. Vgl. auch Taf. 13.