

Werk

Titel: Erster Teil: Das orogene Strukturbild des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen.

Autor: Gerhard, Richter

Jahr: 1939

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1939_0019|log14

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

ERSTER TEIL:
Das orogene Strukturbild
des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen.
(Rückblick S. 121).

A. Alpen-Bogen und Vorketten bzw. Vorland.

I. Alpen.

Die westlichen Nordalpen zeigen die klassische Gliederung in zwei tektonische Komplexe. Die Penniden stellen die südöstliche Innenzone des Bogens dar — daher „Interniden“ (KOBEL). Eine tektonisch bedeutende Linie bildet ihre Grenze gegen die Helvetiden, die nordwestliche Außenzone des Bogens, die „Externiden“ (KOBEL).

Mit dem Begriff des Pennin ist die Vorstellung weiter Deckenschübe verbunden. Das Helvet gilt als autochthon und par-autochthon.

Eine Gliederung des *Pennin* liegt außerhalb unserer Betrachtung; es mag hier als Einheit gelten.

Die Abgrenzung Pennin-Helvet ist nicht ohne Anerkennung einer Zwischenzone möglich. Fast nirgends sehen wir nämlich die dynamometamorph umgeprägten Gesteine der penninischen Decken dem Helvet unmittelbar auflagern. Es schaltet sich vielmehr zwischen die beiden Großkomplexe ein weiteres Element ein, die sog. *Briançonnais-Zone*. Sie muß zwar als eine tektonische Zone gelten, besteht aber aus zwei Einheiten. Die Hauptmasse bildet der „Karbon-Fächer“ („éventail briançonnais“) im Osten; die äußere Westgrenze bzw. das tektonisch Liegende für die penninischen Decken der Schistes lustrés. Das westliche Teilelement ist die verwickelte „zone de l'Embrunais“ (HAUG), die Flysch-Zone; sie stellt die Ostbegrenzung bzw. das tektonisch Hangende für das Helvet dar. Karbon-Fächer und Flysch-Zone fassen wir unter dem Begriff „Briançonnais“ zu einem Komplex zusammen.

Das *Helvet* gliedert sich in drei Zonen. Seine Achse bildet die Reihe der sog. „Zentral-Massive“ („première zone alpine“ LORY). Eine innere Zone folgt an deren Ostseite; nur in der Schweiz er-

scheint diese als Paket der „Helvetischen Decken“ über die Kristallin-Zone hinaus nach Westen vorbewegt. Die äußere Zone der Helvetiden bildet normalerweise die nordwestlichste tektonische Einheit der Alpen („zone subalpine“ LORY). Wir können die drei Zonen nicht scharf trennen, haben sie vielmehr als Einheit zu betrachten und fassen sie zusammen unter dem Begriff Helvet = Subalpin.

a) Briançonnais.

1. Ostrand des Karbon-Fächers.

Die Stellung der „zone houillère“ wird am besten durch ein von GIGNOUX & MORET (1934) gegebenes Profil erläutert. Spitze Mulden von Mesozoikum im Karbon zeigen die äußerst intensive Zusammenknitterung. Die Falten legen sich im Westen sehr klar westwärts auf die Flysch-Zone über. Im Osten sind die Verhältnisse unterschiedlich. Nördlich von Briançon sind die Pennin-Decken in flacher Überschiebung westwärts bis auf den Kern der Briançonnais-Zone geworfen — örtlich sogar darüber hinaus (s. u.). Dieser Zustand herrscht bis weit gegen Nordosten. Das Gleiche gilt für den Süden bis nach Savona (SCHNEIDER 1935). Im Zwischengebiet dagegen, etwa zwischen Mercantour und Mont Genève, versteilen sich die Karbon-Trias-Falten und legen sich schließlich sogar nach Osten um (KILIAN & PUSSENOT 1913, GIGNOUX & MORET 1934). So entsteht der „Fächer“. Das Pennin kommt damit örtlich unter das Briançonnais zu liegen. Hier sehen wir echte Rückfaltung. Sie erklärt sich mit einem rückwärtigen Überschlagen (rejet) über die „sich einbohrende“ Stirn der penninischen Decken (vgl. STAUB 1923, Profile).

Örtlich ist die tektonische Grenze Pennin-Briançonnais gar nicht einmal als Decken-Grenze ausgebildet. Vielmehr besteht im Guil-Tal östlich des Embrunais nur noch eine einfache Anpressung, wie sich schon aus dem geologischen Kartenbilde ergibt (vgl. Blatt Gap, KILIAN & PUSSENOT 1913). Die Trennung zwischen Briançonnais und Pennin bleibt hier völlig freigestellt. Tektonisch verschmelzen beide Elemente miteinander (vgl. Abb. 2).

Warum wir trotzdem auch an dieser Stelle eine Grenze ziehen, wird sich später ergeben.

2. Westrand des Karbon-Fächers.

Analoge Verhältnisse herrschen auf der Westseite des Karbon-Fächers. Hier legen sich die spitzen Falten des heute abradierten Teiles in ihrer Mehrzahl flach gegen Westen über. Entweder ist nun das Karbon an einer bedeutenden glatten Störung auf die Flysch-Zone überfaltet und aufgeschoben, wie vorwiegend nördlich der Isère (SCHOELLER 1929). Oder aber der Flysch erscheint bei einem axialen Eintauchen der karbon-mesozoischen Falten in diesen als Muldenfüllung („enveloppe“, „couverture normale“ GIGNOUX & MORET 1934). Diese südwärtige Verzahnung Karbon-Fächer gegen Flysch-Zone zeigt sich im Kartenbilde von Briançon aus gegen SSE mit geringen Unterbrechungen bis fast zum Mittelmeer hin.

Auch zwischen Karbon-Fächer und Embrunais-Zone fehlt also eine durchgehende tektonische Grenze. So folgen wir GIGNOUX & MORET und betrachten beide Einheiten als gemeinsamen Komplex des Briançonnais.

3. Embrunais-Flysch.

Daran ändert nichts, daß die Flysch-Zone selbst wieder sich gliedern läßt. Man unterscheidet die Zonen des Galibier, Pas du Roc, der Aiguilles d'Arves, des Embrunais und der Ubaye. Alle diese Benennungen dienen vorwiegend der Bezeichnung einer besonderen Strukturform.

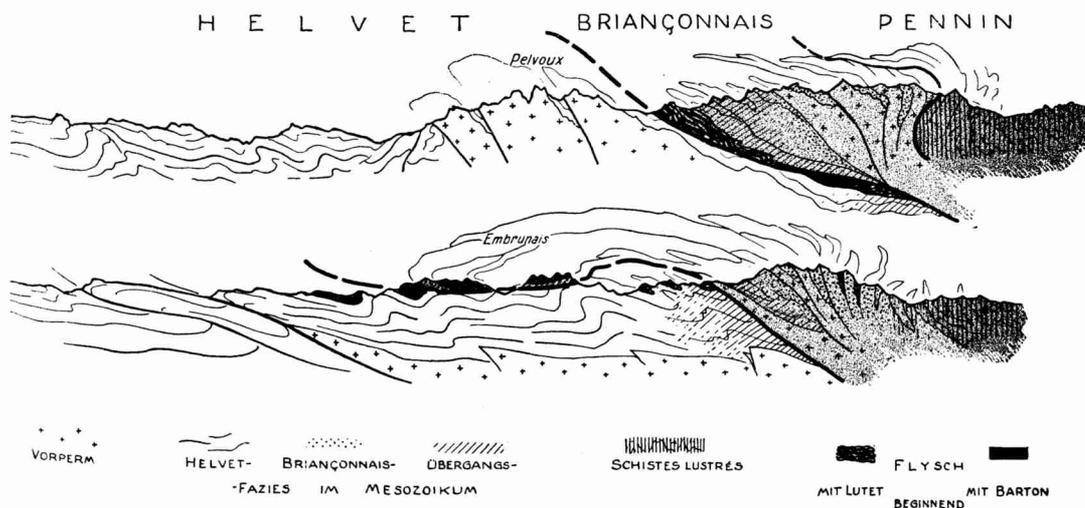


Abb. 2. Die tektonische Stellung der Briançonnais-Zone zwischen Helvet und Pennin. Etwa 1 : 800000.

Im *Embrunais* und Ubaye-Tal hat HAUG (1903) die Flysch-Zone als Decke über dem Helvet erkannt. Durch das Fenster von Barcelonnette sieht das Autochthon darunter hervor. „Zwischen Mercantour und Pelvoux ist wie durch eine Pforte das gepreßte Gebirge gegen Westen hindurchgetreten“ (SUESS 1909) und über das Subalpin vorgequollen.

Anders auf der *Rückseite* der Kristallin-Massive. Dort zeichnet sich besonders der äußerste Flysch-Streifen, die „zone des Aiguilles d'Arves“, durch eine im einzelnen äußerst komplizierte Verschuppung aus (vgl. z. B. ROCH 1926, GIGNOUX & MORET 1930). Ja am Ostrand des Pelvoux ist die Embrunais-Zone ganz unterdrückt bzw. ausgequetscht. Hier treten die Falten des Karbon-Fächers streckenweise unmittelbar an das Massiv heran. Das Gleiche gilt für den Süden des Mont Blanc, wo die Zone nur sporadisch wieder einmal aufsetzt. SCHOELLER (1929), der sie dort bearbeitete, sucht ihre tektonische Fortsetzung im Streichen zwischen dem südlichen Sedimentmantel des Gotthard und dem dort angepreßten Pennin.

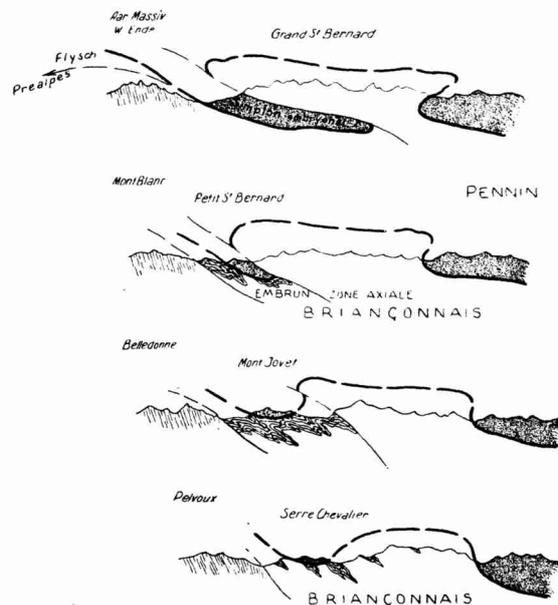


Abb. 3. Die Autochthonie des Briançonnais. Schematische Darstellung. — Im Westen die kristallinen „Zentralmassive“. Weiß Briançonnais mit Flyschmulden, grau Pennin.

Hinter dem Mont Blanc selbst fehlt die Flysch-Zone. Dafür bestehen zwei Möglichkeiten. Entweder ist sie hier von dem Karbon-Fächer (oder auch dem Pennin) überfahren und steckt noch in der Tiefe. Oder sie wurde nach oben ausgequetscht und als Decke über das Mont Blanc-Massiv hinweg verfrachtet. Sie müßte dann etwa das gleiche Schicksal erlitten haben wie das Helvet von der Südseite der Subalpinen Massive. Und die Vermutung liegt wahrlich nicht fern, den Niesenflysch in den Préalpes Romandes als Embrunais-Zone anzusehen (vgl. Abb. 3); das hat schon SCHARDT (1898) vermutet, als er die Decken-Natur der Préalpes erkannte, und HAUG (1909, 1925 c) pflichtet ihm bei. Nach dieser Annahme würde bei der allgemein geltenden Zusammengehörigkeit von Niesen- und Prättigau-Flysch schließlich auch Embrunais gleich Prättigau werden. Unter Zuhilfenahme von Decken-Verschuppungen (s. u.) liegt diese Deutung durchaus im Bereich der Wahrscheinlichkeit.

Ohne Klärung der paläogeographischen Zusammenhänge freilich darf sie nur als hypothetisch gelten.

4. Tektonische Stellung der Briançonnais-Zone in den Westalpen.

Von der Schweiz aus bis zum Mercantour gegen Süden ist überall zwischen Embrunais bzw. zwischen Briançonnais überhaupt und Helvet eine mehr oder weniger bedeutende Überschiebung nachweisbar. Diese Störung vermindert südwärts ihre Bedeutung schon hinter dem Mercantour wesentlich. Sie läuft schließlich ganz aus in dem großen Eozän-Gebiet zwischen Tenda und San Remo. An der Mittelmeer-Küste liegt der Flysch im Westen friedlich dem Helvet auf (französisch-italienisches Grenzgebiet). Im Osten greift er in Mulden auf den Kern des Karbon-Fächers über (vgl. geol. Karte von Italien, Blätter San Remo und Boves). Damit sind die tektonischen Schranken zwischen Flysch- bzw. Briançonnais-Zone und Helvet gefallen (vgl. Taf. 12).

Erstens steht also das Embrunais in unmittelbarer Verbindung mit dem Autochthon²⁾. Zweitens bilden Flysch und Karbon-Fächer eine tektonische Einheit. Schließlich ist auch der tektonische Hiatus zwischen Briançonnais und Pennin an einigen Stellen äußerst gering.

Wir können daher im Briançonnais keine Decke sehen, der etwa weite Verfrachtungen zugrunde liegen. Die „zone axiale“

2) Vgl. HAUG (1909): „Les nappes de l'Ubaye ne viennent pas de loin“.

ist vielmehr als autochthon, die Embrunais-Lappen sind als parautochthone Schermasse anzusehen.

Eine Quelle des Widerspruches scheint zunächst die Position der Simplon-Decken darzustellen (Abb. 3). Diese typisch penninischen Falten sollen ja unter dem Briançonnais bzw. dessen streichender Forsetzung, dem Großen St. Bernhard, nordostwärts hervortreten (vgl. HEIM u. a.). Damit würden sie die Deckennatur der Briançonnais-Zone beweisen. Sie plazierten sich etwa zwischen Embrunais und Karbon-Fächer.

Nun kennen wir auch weiter im Süden verschiedene Penninvorkommen in ähnlicher Position. In der „zone du Petit St. Bernard“ z. B. sitzt nach SCHOELLER (1927) in Form einer zwischen Karbon und Flysch eingepreßten Mulde eine Partie Schistes lustrés mit Grünen Gesteinen, „homolog den Simplon-Falten“. Ein weiteres, ganz ähnliches Auftreten bietet der Mont Jovet östlich Moûtiers; dasselbe trifft für die Serre Chevalier westlich Briançon zu. An diesen beiden Stellen liegen nun ohne Zweifel klippenartige Reste einer Pennin-Decke vor, die flach auf dem Westteil der Briançonnais-Zone schwimmen (vgl. GIGNOUX & MORET 1934). Diese Decke kann nur aus dem Osten des Karbon-Fächers stammen. G. & M. halten es für möglich, SCHOELLER (1929) für wahrscheinlich, daß die „zone du Pt. St. Bernard“ in die gleiche Position zu setzen ist. Mit einer ganz geringfügigen Decken-Verschuppung (Abb. 3) wäre die Stellung des Pennin-Fetzens ja auch ganz zwanglos zu erklären: Diese könnte etwa gleichzeitig mit der Aufschiebung des Karbon-Fächers auf das Embrunais erfolgt sein. Und es besteht durchaus die Möglichkeit, daß auch die Simplon-Decken nicht unter einer „Decke“ des Gr. St. Bernhard herzuholen sind, sondern als von dem Briançonnais-Fächer — hier freilich auf weite Strecken — überfahrene Deckenmulde gelten müssen (nappe encapuchonnée).

Vor allem besteht schon aus diesen Erwägungen heraus kein zwingender Grund, noch weit im südlichen Fortstreichen in einer Teufe von ca. 5 km unter NN die Simplon-Falten unter einer Briançonnais-„Decke“ schlummern zu lassen (vgl. STAUB 1923). —

Zumindest südlich des Mont Blanc kann das Briançonnais gestrost als „zone axiale“ (HAUG), als Autochthon gelten.

Wir treten der Frage später noch einmal unter paläogeographischen Gesichtspunkten näher (vgl. S. 303 ff.).

b) Subalpin.

Die tektonische Stellung des Subalpin (= Helvet) zum Briançonnais ist südlich des Mont Blanc recht einfach. Es wurde teils durch den Embrunais-Flysch, teils durch den Karbon-Fächer unmittelbar von Osten her überfahren. Nur südöstlich des Mercantour fehlt eine tektonische Grenze zur Flysch-Zone, sodaß hier Helvet und Briançonnais einen gemeinsamen tektonischen Komplex bilden.

1. Subalpine Kristallin-Massive.

Eine scharfe Gliederung des Helvet bzw. Subalpin, etwa in die tektonischen Einheiten Subalpin i. e. S. (= „chaînes subalpines“ LORV) und eine „Zentral-Massiv“-Zone läßt sich auf die gesamte streichende Erstreckung nicht durchführen. Die Kristallin-Massive reihen sich zwar zu einer Kette an. Doch zeigt diese einerseits weite Lücken, wie z. B. zwischen Pelvoux und Mercantour. Andererseits aber drängen sich die Kristallin-Kerne auch quer zum Streichen hintereinander, wie z. B. Pelvoux-Dôme de La Mure, Rocheray-Grandes Rousses-Belledonne usw. Sie stecken also tatsächlich als „Subalpine“ Massive tektonisch innerhalb des Helvet bzw. Subalpin.

Im nördlichen Bereich des Westalpen-Bogens wurden mit ihrem südlichen Sediment-Mantel vielfach auch Teile des Grundgebirges selbst abgeschert und als Deckenbestandteile mitgenommen. So kann man den Verrucano der Glarner Decke als „Schürfling“ des Gotthard Massivs auffassen (HEIM, STAUB u. a.). Weiter im Süden hat örtlich eine intensive Verfaltung des Kristallins mit dem Sediment-Mantel stattgefunden, wie das RITTER (1898) vom Mont Joly für den Mont Blanc darstellte.

In *Belledonne* und *Pelvoux* ist das Mesozoikum ebenfalls noch in das Grundgebirge eingeschuppt. Die span-artige Einpressung von starrem Kristallin in die mobileren Deckschichten — besonders auf der Extern-Seite der Massive (vgl. GIONOUX & MORET 1930, HEIM 1922) — erinnert sehr lebhaft an das disharmonische Verhalten zwischen Hauptanhydrit und Jüngerem Steinsalz in unserem Zechstein (GERH. RICHTER 1934).

Mercantour zeigt mesozoische Muldenkerne kaum noch. Hier taucht das Grundgebirge auch gegen außen, also südwestwärts, sanfter unter die mesozoischen Deckschichten (L. BERTRAND 1897). Westlich vom Mercantour erscheint in dem „Dôme de Barrot“ das Perm wieder im Kern eines weitspannigen Sattelgewölbes. Das zeigt, wie innig das „Massiv“ mit der Sediment-Tektonik verknüpft ist.

Weitere Beispiele dafür bieten das Karbon-Vorkommen bei *Barles* und das Auftauchen des Grundgebirges bei *Remollon* südlich *Gap*. Diese Aufbrüche liegen zwar zwischen *Mercantour* und *Pelvoux*. Sie stellen aber keineswegs etwa die tektonische Verbindung der beiden Kristallinklötze dar. Sie erscheinen quer zum Streichen wesentlich nach außen gerückt (vgl. S. 71 ff.).

Inneren und äußeren Sediment-Mantel der „Zentral“-Massive dürfen wir unter tektonischen Gesichtspunkten also nicht in zwei verschiedene Zonen auseinanderreißen. Vielmehr haben die Kristallin-Massive ihrer Struktur und ihrer Anordnung nach als übertriebene Sattelkerne und damit als organische Teile des Subalpins zu gelten.

2. Nördliches Helvet.

Das wohlgegliederte Helvet der Schweizer Alpen hat die Erkenntnis weiter Deckenschübe ermöglicht. Wir können diese Decken jedoch, etwa im Sinne R. STAUB'S und der Mehrzahl der schweizer Geologen, als par-autochthone Schermassen auffassen. Sie entstammen der Internseite der Subalpinen Massive, wurden vor dem „*Traineau éraseur*“ der Penniden hergeschoben und über die Kristallin-Aufragungen hinweggedrückt. Die Großartigkeit des klassischen Deckenbaues findet an der schweizer Südgrenze ihr jähes Ende. Im Mont Joly (RITTER 1898) stecken die mesozoischen Schichten mit einer „Wurzel“ als steile Mulden im Kristallin des Mont Blanc. Sie sind im höheren Niveau zwar zu liegenden Falten umgewalzt, aber nicht mehr zu Decken geworden.

Südlich des Mont Blanc kennen wir keine helvetischen Decken mehr; und nur von hier aus wollen wir daher auch den Begriff „Subalpin“ gelten lassen.

3. Pelvoux-Gebiet.

Das Gebiet von *Belledonne* und *Pelvoux* bekundet noch eine weitere Verminderung der Faltungsintensität. Beiderseits werden diese Massive von einem breiten bodenständigen Sedimentmantel umgeben. Auf der Ostflanke werfen sich die kräftigen Falten im Jura scharf nach Westen über, ohne daß es dabei zu bemerkenswerten Überschiebungen käme (vgl. Blätter *St. Jean-Maurienne* und *Briançon*; TERMIER 1895).

Auf der Externseite der Massive sind die steil hinabschießenden milden Jura-Schiefer vom *Drac* und im *Grésivaudan* von der *Isère* zu tiefen Längstälern ausgeräumt worden. Im großen Bilde taucht hier das Mesozoikum flexurartig ein. Im einzelnen ist durch die

Arbeiten der GIGNOUX'schen Schule ein westwärts absteigender Faltenbau erkannt worden (vgl. Abb. 4).

Im Gegensatz dazu stehen einige Spezialfälle. Von Nôtre Dame de Vault nördlich La Mure beschreibt KILIAN (KILIAN & LORY 1905) eine gegen Osten zeigende Überschiebung mit gleichsinniger Kleinfaltung. Das Karbon des „Dôme de La Mure“ ist in Schuppen auf das Mesozoikum ostwärts bewegt (LORY 1910 1912). Auch in der geolog. Spezialkarte (Blatt Vizille) kommt im Lias auf der SW-Seite des Pelvoux eine gewisse Faltung gegen E zum Ausdruck. Diese Erscheinungen sind immerhin bemerkenswert als Ausnahmen von der allgemeinen westlichen Bewegungsrichtung. Sie werden später ihre Erklärung finden.

4. Vercors.

In den Urgon-Bergen des Vercors herrscht eine immer noch ziemlich ausgeprägte Faltung mit eindeutiger West-Verzerrung (Abb. 4). Gewisse scheinbare Ostüberschiebungen auf der inneren Seite dieses Bergmassivs wurden früher als Ostbewegungen gedeutet. Sie können jetzt z. T. als westgefaltete Tauchsättel gelten; das schönste Beispiel bieten die Blöcke von Néron und Moucherotte bei Grenoble, die deckenstirn-artig ihrem Unterlager aufrufen (BLANCHET 1924, LAMBERT 1930, GIGNOUX & MORET 1930, Tafel 3).

Die Faltung im Vercors klingt gegen Westen ab, bis schließlich bei Crest das Mesozoikum an einer Flexur zur Rhône-Senke eintaucht.

Der Übergang von „Alpen“ zu „Vorketten“ vollzieht sich in diesem Bereich nach dem Strukturbilde sehr allmählich. Bemerkenswert ist immerhin, daß schon in die innerste Mulde des Vercors (Villard de Lans)



Abb. 4. Profil Vercors - Pelvoux.

1 Vortriadisches Grundgebirge, 2 Trias-Jura, 3 Unteres Neokom, 4 Urgon, 5 Mittel- und Ober-Kreide, 6 Molasse. 1 : 500 000.

das Aquitan einbezogen ist. Alle davon westlich liegenden Elemente können wir also mit gewissem Recht schon als „Molasse-Falten“ auffassen (vgl. S. 85).

5. Dévoluy (Die-Gap).

Ein sehr eigenartiges Organ im Alpenkörper stellt das Dévoluy dar, das Gebiet südöstlich des Vercors, südwestlich des Pelvoux, zwischen Gap und Die (vgl. Taf. 12). Mächtige Massen von Kalken und Kalksandsteinen der obersten Kreide sind flächenhaft weit verbreitet und zeigen im allgemeinen eine nur schwache Faltung. In auffälligem Gegensatz dazu steht die intensive Tektonik ihres Liegenden bis zum Turon einschließlich.



Abb. 5. Die Diskordanz unter dem Senon im Dévoluy.

Blick vom Mont Clairret (östl. Lus) gegen Osten.

1 Jura, 2 Tithon, 3 Unteres Neokom, 4 Urgon, 5 Apt-Alb.

Darüber in fast horizontaler Lagerung das Senon.

Vorsenone Strukturen

Bei der Betrachtung des Kartenbildes (Abb. 6), fast noch mehr bei einem Ausblick auf das prächtig erschlossene Gebirge in der Landschaft Bochéne (Abb. 5) denkt man zunächst an flache Abscherungsdecken, die sich der Zusammenschiebung des mobileren Unterlagers widersetzen. Dem ist aber nicht so. — Zunächst nämlich verlaufen die Sättel und Mulden in Jura bis Mittelkreide vorwiegend W—E. Die Bewegungen, welche das Senon mit ergriffen, bewirkten dagegen ein N—S-Streichen. Vor allem aber beginnt die oberste Kreide mit einem eindeutigen Basiskonglomerat. In dem Cañon des Gas ist es vorzüglich zu beobachten.

Darin aufgearbeitet liegen kopf-, ja m³-große Blöcke der älteren Formationen. Hätten wir es hier etwa mit einer Abscherungsbrekzie zu tun, so wären z. B. die riesigen wohlgerundeten Gerölle von weichen Apt-Mergeln garnicht vorstellbar. Das Senon transgrediert hier also in der Tat mit einer enormen Diskordanz auf einem W—E verlaufenden Faltenbau (P. LORY 1900, 1931). Bemerkenswert ist die für derart kräftige Bewegungen doch recht geringe Verbreitung dieser Erscheinung. Sie umfaßt einen Raum von höchstens 100 qkm. Über das eigentliche Dévoluy geht sie nicht hinaus. Vgl. auch Taf. 8, Bild 1.

Wir beobachten gewisse Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich der Faltung des Unterlagers. Mehrfach nämlich erscheinen die tektonischen Elemente, welche auf der Ost-Seite unter einer alpidisch streichenden Oberkreide-Mulde verschwinden, auf deren West-Seite in jüngeren Schichten wieder. Z. B. tauchen am mittleren Talweg der Béoux ein Jura-Sattel und eine Neokom-Mulde von Osten her unter das Senon hinein, auf dessen Westseite aber als Neokom-Sattel bzw. Urgon-Mulde — wie nach einem Verjüngungsbade — wieder heraus. Ähnlich verhält sich die Synklinale mit Urgon südlich der Aiguilles, die westwärts, südlich Lus la Croix Haute, mit Turon im Kern wieder hervorkommt; vgl. Abb. 6.

Außer den W—E verlaufenden Quer-Elementen hat also vor dem Senon offenbar auch schon ein gewisses Streichen im Sinne der Alpen bestanden.

Auf die W—E-Falten des Untergrundes müssen wir später zurückkommen (s. S. 92). Hier interessiert uns vorläufig besonders der dem alpinen Streichen entsprechende Bau.

Postsenone Umformungen

Vom SW-Rand des Pelvoux-Massives her schießen in glatter Neigung Jura und tiefere Kreide unter die weitspannige Senon-Mulde zwischen Tête de l'Obiou und Bure. Eng gefaltet tauchen sie auf der Westseite wieder heraus (Abb. 5 u. 6). Etwas kräftiger eingemuldet liegt die Oberkreide östlich Veynes, hier auch örtlich durch Jura von Osten her leicht überfahren. Ähnlichen Charakter zeigt die Mulde von Lus la Croix Haute. Der Senon-Komplex bei Glandage, der Südost-Ecke des Vercors vorgelagert, gehört bereits dem W—E streichenden Faltenbündel an, ebenso wie die Apt-Mulde von Lesches mit den geringen Oberkreide-Resten (vgl. S. 85 ff.).

Es scheinen besonders die älteren *westwärtigen Abbiegungen* zu sein, die *post-senon zu Muldenzonen* umgeformt wurden (vgl. Abb 7).

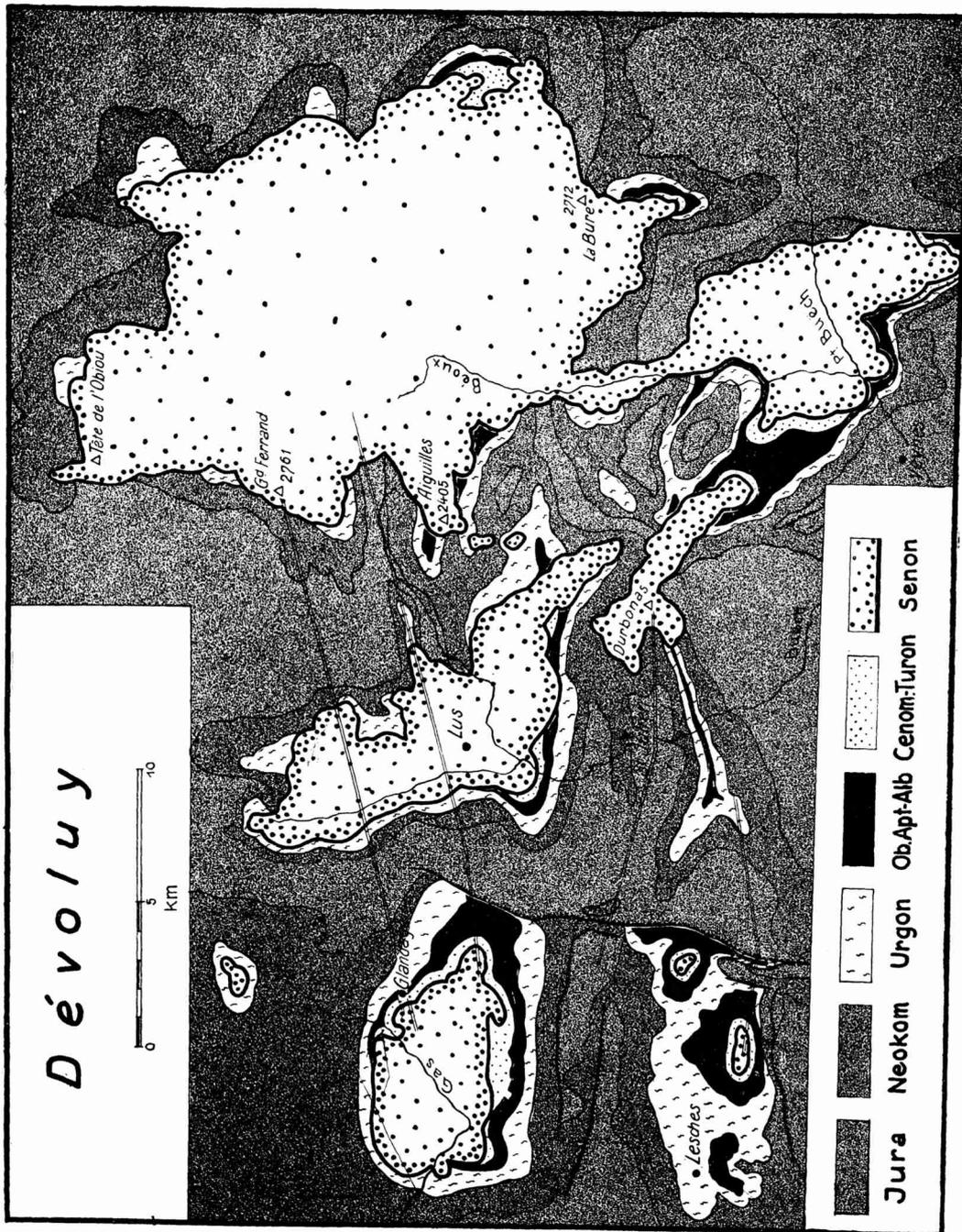


Abb. 6. Karte des Dévoluy (schematisiert nach der Carte géol. détaillée ... 1:80 000, Blätter Die, Gap, Vizille). Transgression des Senon über dem älteren, W—E streichenden Faltenbau. Vgl. Profile in Abb. 7 und Taf. 8, Bild 1.

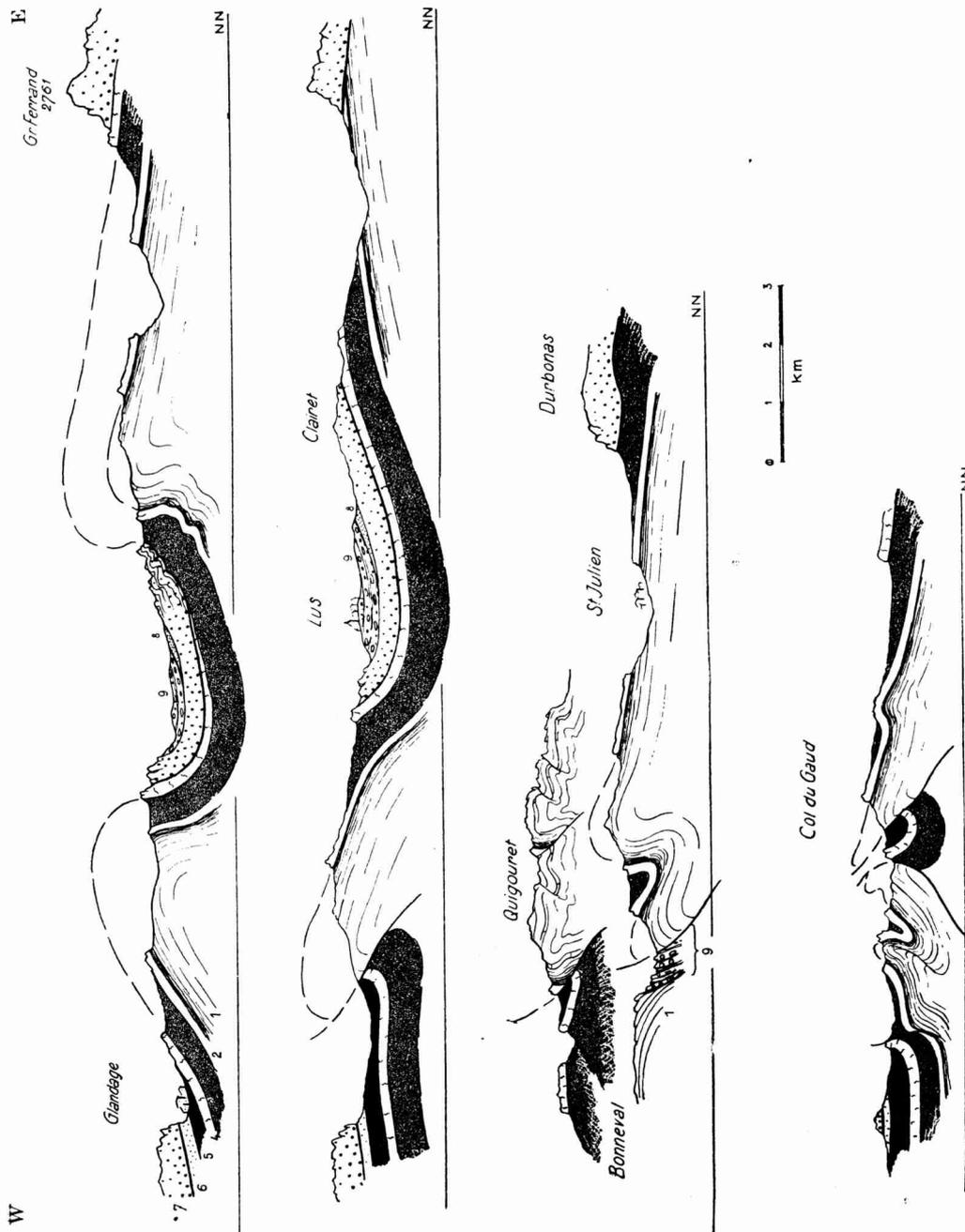


Abb. 7. Profile durch das westliche Dévoluy (vgl. Abb. 6).
 Im Sattel des Quigouret der wenig markante Außenrand der Alpen.
 1 Jura, 2 Tithon, 3 Unteres Neokom, 4 Urgon, 5 Ob. Apt-Alb, 6 Cenoman-Turon,
 7 Senon, 8 Eozän, 9 Molasse.

Bewegungsrichtung

Für die Stellung des Dévoluy innerhalb der Alpen ist besonders die Faltungsrichtung von Bedeutung.

Die post-senonen Falten wenden sich überwiegend nach Westen. (Das steht mit den älteren Bewegungen gut im Einklang.) In den Großformen kommt eine ausgesprochene Vergenz nicht sehr gut zum Ausdruck. Umso deutlicher zeigt die — besonders in der Umgebung von Lus — sehr verbreitete Kleinfaltung stets westwärts (Abb. 8).

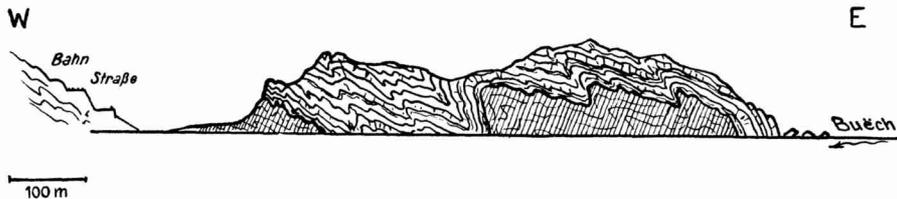


Abb. 8. Westvergente Kleinfaltung in der Oberkreide.
Südlich Lus la Croix Haute/Dévoluy.

Die Vergenzverhältnisse im Westteil des Dévoluy sind besonders aufschlußreich (Abb. 7). Nördlich von Lus wird die Senon-Mulde einerseits von einem deutlich westgefalteten Jura-Sattel bestürmt. Auf der anderen Seite drängt eine zweite Aufwölbung von Westen heran (erstes Profil). Diese kippt jedoch schon wenig weiter im Süden ebenfalls westwärts um (zweites Profil). Von einer Überschiebung begleitet ist sie bis La Beaume zu beobachten. Auffällig ist das Absetzen der W—E streichenden Falten an diesen geradlinig durchschneidenden N—S-Elementen.

Ein kleines Molasse-Vorkommen (bei Bonneval) etwa 6 km genau westlich St. Julien gibt uns wertvollen Anhalt. Das Tertiär erscheint nämlich hier im Westen diskordant zu den W—E-Falten, wird dagegen von der N—S-Störung überfahren (drittes Profil) und liegt in der Mulde von Lus schließlich fast konkordant zu der obersten Kreide. Aber auch ältere Nord—Süd streichende und ursprünglich ost-vergente Außenfalten wurden durch die West-Überschiebung des Quigouret usw. überprägt (viertes Profil). —

Im westlichen Dévoluy sehen wir also *ältere Strukturen*, die wir schon nach ihrem *Quer-Verlauf* den Außenketten zuweisen müssen, durch N—S streichende und scharf westwärts gerichtete reine *Alpenfalten überprägt*.

6. Südliches Dauphiné (Gap-Digne).

Gegenüber dem Wirrwarr der Faltenformen des Dévoluy ist die Tektonik im südlichen Dauphiné wesentlich flüssiger. Das kommt einmal schon in dem Vorquellen der Embrunais-Deckenlappen zum Ausdruck. Es trifft ebenso auch für das Autochthon zu.

An den Stellen freilich, wo dieses vom Flysch überfahren wurde, zeichnet es sich — in scharfem Gegensatz zu den Verknetungen innerhalb der Decke — durch sein abnorm ruhiges Verhalten aus. So liegt in dem Halbfenster von Embrun und dem Fenster von Barcelonnette das Subalpin beinahe eben. Auf eine Länge von 25—30 km quer zum Streichen kommt hier keine andere Formation zutage als die schwarzen Schiefertone des Dogger (Bathonien-Oxford). Auch gegen Westen tauchen die tieferen Schichten zunächst nur sehr allmählich heraus.

Ein bemerkenswertes Element ist hier der „*Dom von Remollon*“ (vgl. Abb. 10). Inmitten einer 20 km breiten, allseitig ganz flach aufgewölbten Kuppel von Lias tritt in zwei kleinen Aufbrüchen Trias und Grundgebirge mit Kristallinen Schiefern heraus (vgl. Blatt Gap). Das eigentliche Zutagekommen des Kristallins ist nach GIGNOUX (1930) z. T. auf ein Mitgerissenwerden beim disharmonischen Aufstieg der salinaren Trias zurückzuführen.

Dieses Vorkommen alter Gesteine ist nur durch eine weitspannige, gänzlich ungestörte Jura-Mulde vom Pelvoux getrennt und kann damit als dessen unmittelbare südliche Fortsetzung gelten. So erkennen wir in der schildförmigen Aufwölbung von Remollon gewissermaßen *ein noch nicht entmanteltes Massiv*. —

Weiter im Süden taucht in dem kleinen *Karbon-Sattel von Barles* der Grundgebirgskern noch einmal auf (vgl. Abb. 9). Erst damit sehen wir die Pelvoux-Achse südwärts endgültig verschwinden.

Die ganze, im Untergrund recht starre Masse ist für den Faltungsvorgang von sehr beruhigender Wirkung gewesen. Erst mit ihrem axialen Eintauchen gegen Süden wird die Tektonik des Deckgebirges wieder lebhafter. —

Um die Außenseite dieser großen Aufwölbung legt sich ein Kranz westbewegter Falten. Wir können in ihnen die Fortsetzung der N—S verlaufenden Dévoluy-Falten sehen, wenigstens eines Teiles derselben (s. Taf. 12). Zwischen *Gap und Digne* (HAUG 1891) sind besonders kräftige Aufschiebungen von Trias auf Jura, Kreide und Tertiär zustande gekommen. Als örtlich sehr flache und weit ausgreifende Schuppen liegen die Falten hier übereinander (Abb. 9). Die einzelnen Störungen laufen dabei nicht geradlinig durch, sie

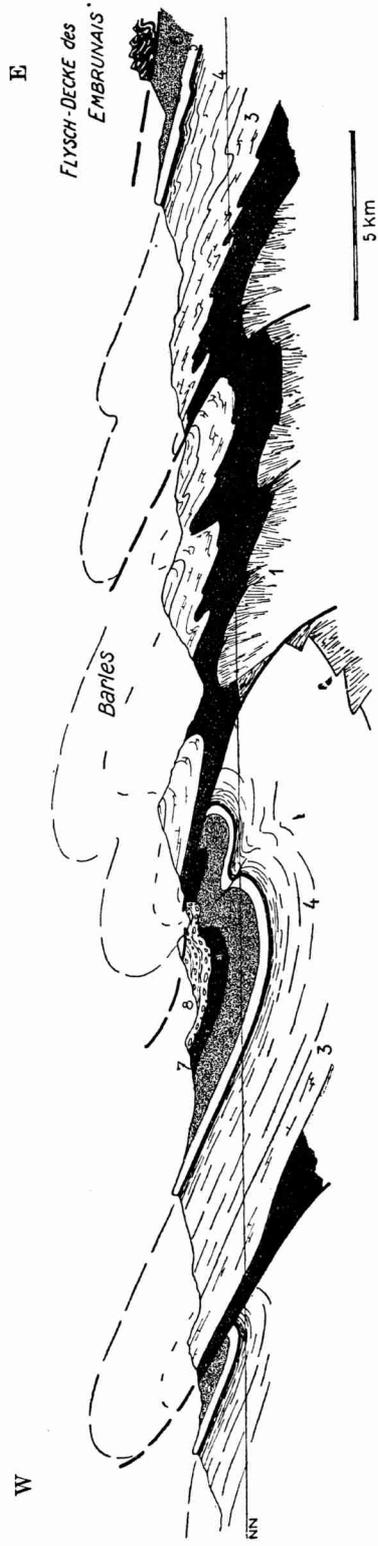


Abb. 9. Die Randketten des Subalpins nördlich Digne; in Anlehnung an die von HAUG (1891) gegebenen Profile.
 1 Vortriadisches Grundgebirge, 2 (dunkelgrau) Trias, 3 Lias, 4 übrig. Jura, 5 Tithon, 6 (hellgrau) tieferes Neokom, 7 Apt-Alb. 8 Molasse.

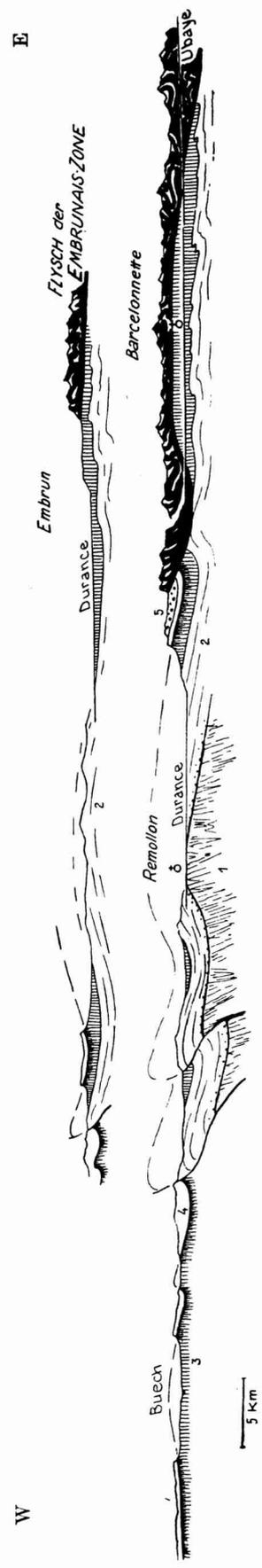


Abb. 10. Profile durch das südliche Dauphiné-Gebiet. Ruhige Tektonik des Subalpins unter der Flysch-Decke des Embrunais. Dom von Remollon als südliche Fortsetzung des Pelvoux. Scharfer Überschiebungsrand des Subalpins auf der westlichen Außenseite der Alpen.
 1 Vortriadisches Grundgebirge, 2 Trias bis Bathonien, 3 Kellaway-Oxford, 4 Tithon-Kreide, 5 Barton usw.

wechseln an Intensität und können sich gegenseitig ablösen. Durch solche streichende Vertretung bleibt auch nicht immer die gleiche Überschiebung die äußerste. Trotzdem hat dieser Faltenkranz eine sehr scharfe West-Grenze. Sie liegt in der Gegend von Digne in einer Überschiebung von Trias auf Pont. Weiter nördlich werden die überfahrenen Formationen immer älter, die tektonische Grenze darum aber nicht weniger scharf. Denn auch hier wird (ähnlich wie im westlichen Dévoluy) ein älterer, quer verlaufender Faltenbau im Westen von Osten her überprägt. Beispiele dafür bietet das Kartenbild für Nibles, Château-Fort, St. Géniez (vgl. Blatt Gap). —

Das südliche Dauphiné-Gebiet zeigt, im ganzen betrachtet, ein klares Bild des Faltungsmechanismus (Abb. 10). Die vordringenden Flysch-Decken des Embrunais fanden in den milden Schiefen des Subalpinen Doggers einen geeigneten Scherhorizont. So kam es hier weniger zu Faltungs- als vielmehr zu Gleit-Vorgängen. Die Aufragung des Grundgebirges zwischen Pelvoux und Barles (Schild von Remollon) scheint als Widerlager ein weiteres Vordringen der Flysch-Decken verhindert oder erschwert zu haben. Etwas weiter südlich rückte wohl das Embrunais mit größerer Wucht an; hauptsächlich in dem axialen Einsinken des „Massivs“ liegt es begründet, daß seine Deckschichten südlich in verstärktem Maße von der Zusammenschiebung ergriffen wurden. Die Faltungsintensität im Subalpin ist gerade hier besonders groß (nördlich Digne). Abscherungsvorgänge zwischen Lias und Grundgebirge ermöglichten zudem ein weites Vorgleiten der mobilen Trias-Gesteine, sodaß die Gipse an den flachen Störungen örtlich geradezu ausgespuckt wurden („diapirisme“, vgl. GIGNOUX 1930). Durch dieses Vorquellen erfährt die Zusammenschiebung scheinbar noch eine besondere Steigerung in westlicher Richtung. In einer kräftigen Überschiebung auf Pont, Molasse oder ältere Quer-Elemente bricht sie jedoch plötzlich ab. So entsteht — etwa von Veynes/Durance an südwärts — ein äußerst scharfer Außenrand der Alpen.

7. Subalpine Randketten zwischen Digne und dem unteren Var³⁾.

Der externe Faltenkranz setzt sich südlich von Digne unmittelbar fort in den subalpinen Randketten von Moustiers-Ste. Marie-Castellane-Nizza. Hier zeigt sich wie nirgends sonst die

³⁾ In der französischen Literatur i. allgem. als „Préalpes Maritimes“ bezeichnet.

ENE



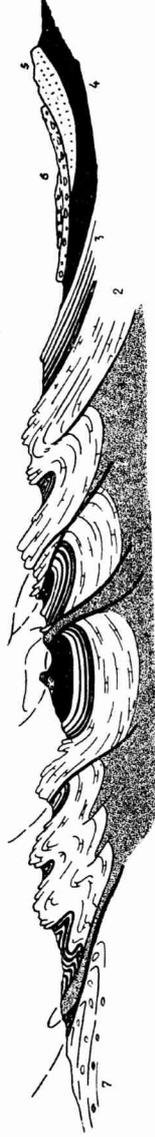
Treivans



St. Jurs

Majastres

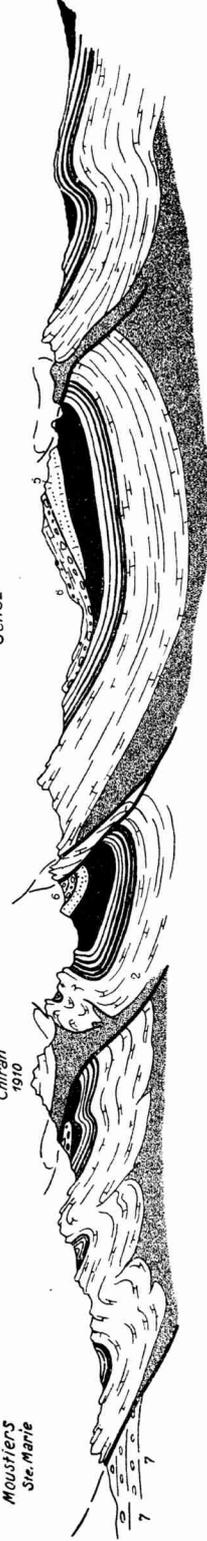
Barrême



Moustiers
Ste. Marie

Chiran
1910

Sénez



WSW

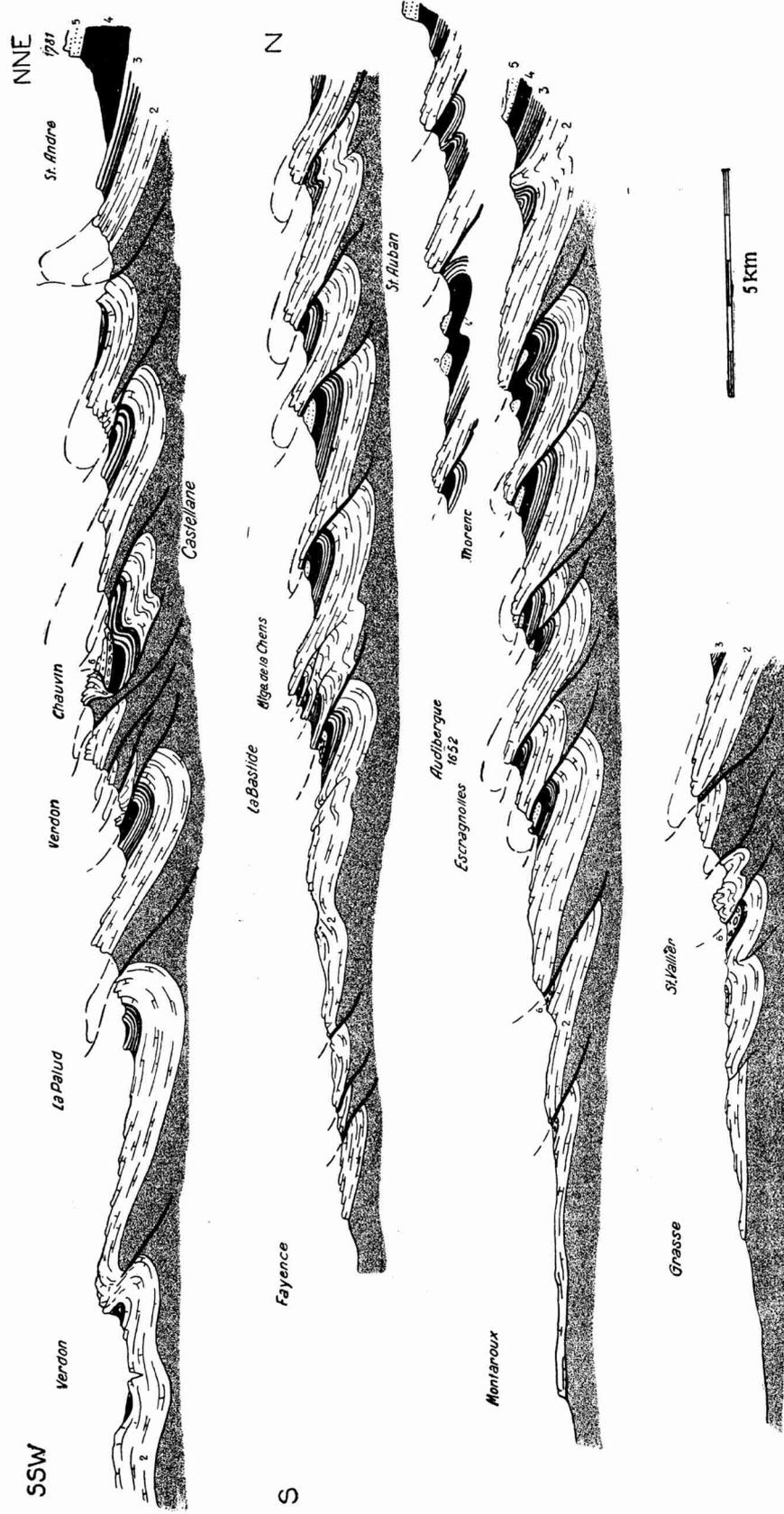


Abb. 11. Die Subalpinen Randketten zwischen Digne und dem unteren Var.
 1 (grau) Trias, 2 Jura, 3 Unterkreide, 4 Mittelkreide, 5 Oberkreide, 6 Eozän-Oligozän, 7 Pontische Molasse.

Abhängigkeit der Morphologie von der Tektonik. Aufschlüsse von seltener Vollkommenheit gewähren tiefe Einblicke in den geologischen Bau und machen auch verwickelte Faltenbilder verständlich.

Allgemeines Bild (vgl. Taf. 12)

Noch bei Digne sehen wir das innere flach gewellte Gebiet mit einer einzigen Überschiebung von Trias auf Pont gegen das Vorland grenzen. 10 km weiter südlich, wo die Asse das Gebirge verläßt, geht aus dieser einzelnen Störung plötzlich ein ganzes Bündel von Falten und Schuppen hervor, die sich auf engem Raum übereinander türmen (Abb. 11). Übergelegte Sättel mit Mittlerem Jura im Kern, Überschiebungen von vorwiegend Oberer Trias über Jura, Kreide, ja Jung-Tertiär folgen einander quer zum Streichen in schnellem Wechsel. Alles drängt scharf gegen WSW. Die groben pontischen Konglomerate auf der Außenseite des Gebirges bei Trévans, St. Jurs usw. wurden von der Bewegung noch erfaßt (vgl. KILLIAN & LANQUINE 1924); ihre einzelnen Gerölle wurden in der Nähe der Überschiebungsbahn zerquetscht wie Kartoffeln.

Dieses Bild herrscht bis zum Verdon. Das allgemeine SSE-Streichen, das wir schon von Grenoble her beobachten, geht hier schließlich zuende. Es biegt in die reine E-Richtung um. Der Charakter der Faltung ändert sich dabei wenig. Die Außenketten des Subalpins zwischen Verdon und unterem Var bestehen aus einer Serie von dachziegelartig übereinandergepackten Schuppen (Abb. 11). Fast sämtlich streichen sie über die ganze Strecke von Castellane bis zum unteren Var (60 km) geradlinig durch. Einige klingen auch ab und werden durch andere abgelöst. In einem regelmäßigen Abstand von 2—4 km liegen die einzelnen Elemente hintereinander. Nur selten ist diese Entfernung größer. Doch können sich die Überschiebungen örtlich einmal eng zusammendrängen. In der Mtg. de la Chens bei La Bastie z. B. liegen auf engem Raum von etwa 600 m vier Jura-Kreide-Schuppen übereinandergepackt.

Auch der Form nach sehen sich die einzelnen Elemente äußerst ähnlich. Mittel- bis Ober-Jura pflegt auf Mittel- oder Ober-Kreide südwärts aufgeschoben zu sein. Nur selten sind die Schuppen so weit herausgehoben, daß als tiefste Schicht Lias oder Trias zutage kommt. Und nur an wenigen Stellen sind die Mulden einmal so tief hinabgedrückt, daß Eozän oder jüngeres Tertiär eingefaltet wurden. Nach Süden zu verlagert sich die Verschuppung zwar in ältere Formationsglieder; der Überschiebungsbetrag wird aber deshalb nicht größer.

Nur ganz im Osten, am unteren Var, steigert sich die Faltungsintensität etwas. Das gilt vor allem für die äußerste, also südlichste Antiklinale. Hier wurde nordwestlich von Nizza (Umgebung von Vence) das Pliozän noch von Trias und Jura so flach überfahren, daß es durch ein kleines Fenster darunter hervorsieht. Das unter dem Tertiär hier südwärts erscheinende Mesozoikum ist kaum noch gefaltet. So kann hier wieder einmal — ähnlich wie zwischen Durance und Verdon im Westen — für die Subalpinen Falten eine sehr scharfe Außengrenze gezogen werden. Das ist zwischen Grasse und dem Verdon bei Moustiers in der Form nicht möglich, da sich dort einige Überschiebungs-Achsen im Süden vorlagern und die einzelnen Elemente im Streichen gestaffelt liegen. (Wir werden darauf zurückkommen; s. S. 100).

Bewegungsrichtung

Die Subalpinen Falten zwischen Digne und dem Mittelmeer lassen in allen ihren einzelnen Elementen keinen Zweifel über ihre Vergenz. Die Bewegung geht überall — und entsprechend der Faltungsintensität sehr deutlich — nach außen, d. h. zwischen Digne und Castellane gegen *WSW*, zwischen Verdon und unterem Var genau gegen *S* (vgl. Abb. 11).

Bemerkenswert sind scheinbare Ausnahmen, die sich an einzelnen Strukturformen beobachten lassen. In dem engen Faltenbündel östlich Moustiers z. B. schlägt einer der zahlreichen Sättel eindeutig nach *NE* über, also entgegen der generellen West-Vergenz (Abb. 11, Profil 2). Dem allgemeinen Bewegungssinn widerspricht das aber keineswegs. Denn der mobile Trias-Kern des Sattels ist hier nur durch die Anpressung des nachfolgenden und tiefer ansetzenden Elementes rückwärts herausgequetscht worden⁴). Auch im Pré Chauvin (etwa 5 km westlich Castellane) ist einer Nord-Überschiebung von Jura auf Molasse die gleiche Ursache zugrunde zu legen. — Einen analogen Fall beobachten wir weiter östlich an einer Achse, die 12 km südlich von Puget-Théniers vorbeistreicht. Auf dem Rücken von einer der südvergenten Jura-Schuppen erscheint hier plötzlich ein nordwärts übergelegter Trias-Sattel. Hier, wo die Bewegung so prachtvoll zügig gegen Süden geht, kann man das geradezu als ein rückwärtiges „Ausbrechen“ bezeichnen. — Alle diese Fälle sind nur als Rückschlagen, somit als *passive Nordvergenz* zu deuten⁵) (vgl. dagegen S. 81).

4) Wir sehen darin ein prächtiges Abbild im Kleinen für das Zurückschlagen des Michabel-Fächers in der Gr. St. Bernhard-Zone vor den nachdrängenden Pennin-Decken.

5) Es ist jedenfalls unmöglich, derartige mechanisch bedingte Ausweichs-

Disharmonische Faltung

Besonderen Einfluß auf die Entwicklung der Faltenformen hatte die Obere Trias. Sie besteht aus einer Serie von Gipsmergeln mit Zellendolomiten, in die primär stellenweise sicher auch

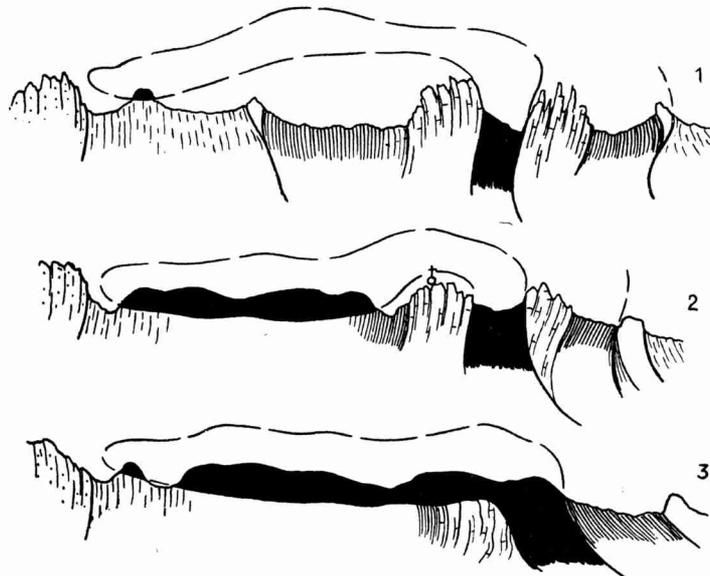
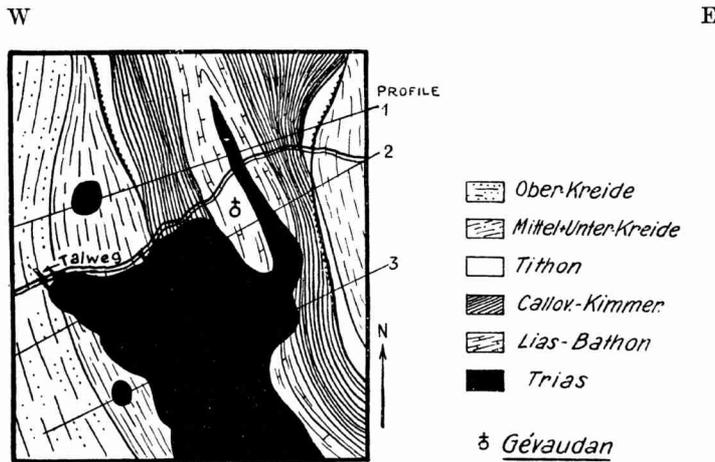


Abb. 12. Disharmonische Faltung im Subalpin. — Herausquellen der salinaren Trias-Gesteine aus einem engen Jura-Sattel. Gévaudan, östlich Barrême (Basses Alpes).

formen als spätere, einer ganz anderen Phase zugehörige Elemente von regionaler Bedeutung anzusehen; diese Vorstellung von KILIAN & LANQUINE (1924) ist unhaltbar.

Salz-Gesteine eingeschaltet waren. Diese Schichtfolge hat unter dem starren Paket der Jura-Kalke als hochgradig mobil zu gelten. Entsprechend gestaltete sich ihr Verhalten auf tektonische Beanspruchung.

Wir sehen die Trias in den Schuppenzonen ihrer Umgebung weit vorseilen, „en avance tectonique“ (GIGNOUX 1930). Sie erscheint nicht nur als Gleitmasse über der Überschiebungsbahn. Auch die Schichten auf ihrem Rücken sind an Abscherungsflächen zurückgeblieben. In den kräftigen Falten der Gegend von Moustiers kommt das gut zum Ausdruck (vgl. Abb. 11).

Ein ganz vorzügliches Beispiel für dieses disharmonische Verhalten der mobilen Oberen Trias bietet die Störungszone bei Gévaudan (östlich Barrême, Straße nach Moriez). Aus einem steilen, engen Jura-Sattel ist die Trias hier herausgequollen wie eine gärende Flüssigkeit aus dem Hals einer Flasche (Abb. 12) (vgl. auch LANQUINE 1925).

In dem Schuppen-Gebiet zwischen Verdon und Var spielt die Faltungsdisharmonie keine so bedeutende Rolle. Das gilt wenigstens für die Oberflächen-Tektonik.

Für den Untergrund dagegen haben wir ganz allgemein mit enormen Abscherungsvorgängen zu rechnen. Denn es ist ganz unvorstellbar, daß die Oberfläche des Grundgebirges eine auch nur einigermaßen ähnliche Struktur aufweist, wie das Mesozoikum. Im Abscherungshorizont der Trias werden viele der Deckgebirgs-Störungen ausgeglichen sein oder sich zu einem gemeinsamen Sprung sammeln, der dann in das Grundgebirge fortsetzen mag. Wie das im einzelnen Falle geschieht, ist nicht zu entscheiden, wurde daher einstweilen auch nicht dargestellt (vgl. hierzu Abb. 9).

Faltungsgrad

Im Raum zwischen Digne und Castellane, etwa in der östlichen Umgebung von Moustiers Ste. Marie, konzentriert sich die intensive Zusammenschiebung auf eine schmale Zone von knapp 10 km Breite. Im Hinterland beruhigt sich die Tektonik sehr schnell. Hier im Innern sehen wir nur noch östlich Barrême eine ganz vereinzelte Überschiebungslinie hervortreten. Im Gegensatz zu dem engen Faltenbündel von Moustiers sind nun die W—E streichenden Achsen jenseits des Verdon auf eine Breite von etwa 30 km auseinandergezogen (Puget Théniers—Grasse). Die Tektonik ist also hier wesentlich aufgelockert. Die Strukturelemente erscheinen wie lange Wogen, die auf flachem Strande auflaufen,

während sich bei Moustiers eher das Bild des Brandens gegen einen plötzlich auftauchenden Widerstand ergibt.

In deutlichem Gegensatz zu dieser kräftigen Faltung der Randketten steht der Bau der intern anschließenden Alpen-Zone.

8. Subalpine Innenketten zwischen Embrunais und Mittelmeer.

Auf der Innenseite der Subalpinen Randketten zwischen Digne und dem unteren Var klingt die Intensität der Tektonik allmählich ab. Der helvetische Raum, einwärts bis zu dem Saum des Briançonnais, wird hier beherrscht durch das Auftauchen des Mercantour-Massivs. Dieser NW—SE streichende Kristallin-Kern bildet fast unmittelbar das Widerlager für die von NE herangeschobenen tektonischen Einheiten, Flysch-Zone und Karbon-Fächer der Briançonnais-Zone. Auf seiner Rückseite läßt sich im oberen Stura-Tal ein zusammengefaltetes Mesozoikum kaum eben noch als helvetisches Element auffassen.

Südwest-Seite des Mercantour

In großer Breite ist das Subalpin dagegen zwischen der SW-Flanke des Massivs und den Randketten entwickelt. Es taucht hier — ebenso wie der Kristallinkern selbst — unter dem vorgehenden Deckenlappen des Embrunais südwärts hervor. Auch hier zeigt sich der abnorm einfache Bau, wie es schon bei Embrun und Barcelonnette auffällt.

Zwischen der NW-Ecke des Mercantour und der Alpenrand-Überschiebung bei Digne dehnen sich auf 50 km Breite in fast horizontaler Lagerung die Schichten der Oberkreide mit mächtiger Alt-Tertiär-Bedeckung aus. Das Zutagetreten von Unterkreide ist häufig allein der tief einschneidenden Erosion zu verdanken.

Erst südöstlich etwa einer Linie Castellane-St. Étienne wird die Tektonik lebhafter. Eine Besonderheit bildet hier zunächst der *Dom des Barrot*. Ihrer Struktur nach entspricht diese Kuppel von Trias und Perm ganz der Aufwölbung von Remollon/Gap. Die Ausmaße sind genau die gleichen, nur ist der Grad der Auftreibung dort geringer als hier am Barrot. Durch das Hinzutreten einer Störung auf der SE-Seite wird die leichte Süd-Vergenz noch etwas betont (vgl. Blätter St. Martin-Vésubie und Nice).

Zwischen dieser schildförmigen Aufwölbung und dem Mercantour herrscht eine bedeutendere Faltung (L. BERTRAND 1898). Bei St. Étienne kippt das Massiv auf den mesozoischen Mantel über, während sich örtlich innerhalb des Kristallin spitze Mulden von Trias zeigen. In den jüngeren Schichten soll sich sogar ein weit

überfalteter liegender Sattel ausbilden (Abb. 13), der freilich nur auf kurze Strecke verfolgbar bleibt. Insgesamt hat die Tektonik hier gewisse Ähnlichkeit mit dem absteigenden Faltenbau auf der West-Seite von Belledonne-Pelvoux. Bemerkenswert ist, daß die Falten mit ihrem Streichen nur zum kleinen Teile dem Rand des Mercantour parallel laufen; vielmehr lösen sie sich i. a. NW-wärts von ihm ab und verklingen dann.

Dort, wo die Kontur des Massives mehr in reine E-Richtung umbiegt (St. Sauveur), wird die Süd-Vergenz des Kristallin-Kernes mit einer Überfaltung auf die Deckschichten besonders kräftig. Dementgegen herrscht aber gleich östlich des Barrot nach den von LÉON BERTRAND gegebenen Profilen auf gewisse Strecke *eindeutige Faltung gegen Norden* (Abb. 13). Wir bemerken in diesem Zusammenhange, daß auch der hier benachbarte nördlichste Sattel der Randketten gleich im Süden des Barrot bei Puget-Théniers scharf nordwärts umkippt. Diese, der allgemeinen Bewegung entgegengesetzte Richtung hat hier also gewisse regionale Bedeutung. Sie ist völlig analog der antivergenten Ostfaltung auf der Westseite des Pelvoux (La Mure usw.). Hier wie dort dürfte sie in der Tendenz zur Überfaltung starrer Massen begründet sein. (Sie steht damit als „aktive“ Vergenz im Gegensatz zu den erwähnten Fällen „passiver“ Rückfaltung; s. S. 77).

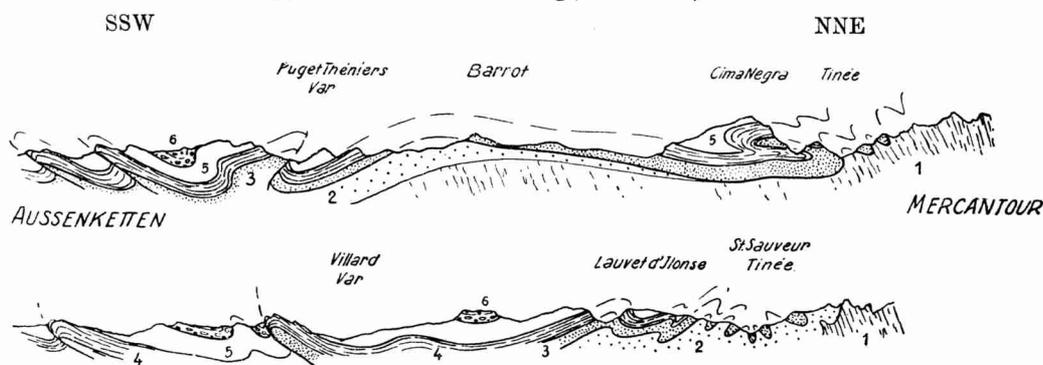


Abb. 13. Profile durch das südwestliche Randgebiet des Mercantour-Massives. (Umgezeichnet nach L. BERTRAND.)
Schwache Faltung der Subalpinen Innenketten.

Oberes Profil: Absteigende Faltung auf der Außenseite des Massivs (vgl. Abb. 4).

Unteres Profil: Schwache Rückfaltung entgegen dem starren Massiv (ähnlich auch in Abb. 4).

1 Vorpermisches Grundgebirge, 2 Perm, 3 Trias, 4 Jura, 5 Kreide,
6 Eozän. 1 : 500 000.

Insgesamt zeigt das große Gebiet zwischen Mercantour und den südwestlichen Randketten in seiner Breite von 30—50 km einen für alpine Verhältnisse ungewöhnlich ruhigen Bau.

Alpes Maritimes zwischen Mercantour und Mittelmeer

Östlich des unteren Var ändert sich das tektonische Bild schlagartig.

Zwischen dem Mercantour-Ost-Ende und der Küste setzt plötzlich wieder scharfe Faltung ein. Die Achsen streichen parallel zur Vésubie genau südwärts bis Nizza. Dort biegen sie wieder im rechten Winkel zu reinem E-Verlauf ab und streichen schließlich an der französisch-italienischen Grenze erneut südwärts in das Meer.

Die östlichen dieser Struktur-Elemente kommen deutlich von der Rückseite des Mercantour her, schmiegen sich um dessen E-Ecke herum, erst SW-wärts, dann ebenfalls S-wärts verlaufend. SUESS (1909) spricht treffend von einer „Erweiterung der durch den Mercantour gestauten Falten“. Auf der östlichen Seite, also alpen-einwärts, versinken diese Sättel unter dem Flysch, der schon weiter westlich zwischen ihnen eingemuldet liegt. Hier sehen wir schließlich den harmonischen Zusammenhang zwischen dem Subalpin und dem Briançonnais; denn dieses kommt auf der anderen Seite des breiten Flysch-Gebietes von San Remo mit normalem Verbandsbau heraus.

Bemerkenswert an den Subalpinen Ketten zwischen Mercantour und der Küste ist ihre Bewegungsrichtung. In den übergelegten Falten und den Schuppen von Trias oder Jura auf Oberkreide herrscht allgemein West-Vergenz. Dabei sind die hinter der östlichen Massiv-Ecke herausstreichenden Elemente auf das Kristallin zu, also scharf gegen NW geschuppt. Sehr ausgeprägt ist auch hier das hochdisharmonische Verhalten der Trias; sie quillt aus den Achsenkernen beiderseits pilzartig über (RIVIÈRE 1928). Und die bei Nizza aus dem Süd-Verlauf ostwärts parallel zur Küste umbiegenden Achsen zeigen flache Überschiebungen nach Süden.

Insgesamt (vgl. Abb. 14) ergibt sich einmal das Bild eines etwa zwischen Monaco und der östlichen Mercantour-Ecke festliegenden und mit deutlicher West-Bewegung bis zum unteren Var westwärts durchhängenden Faltenbogens. Andererseits sind in diesem Faltenbündel aber auch externer gelegene tektonische Elemente vertreten. Die innerste Falte der Randketten nämlich streicht von Puget-Théniers mit reinem Ost-Verlauf — an Intensität ständig

zunehmend — bis zum Knie des Var. Hier biegt die Achse in die Süd-Richtung ein. Mit kräftiger West-Bewegung übernimmt sie gleichzeitig die Rolle des äußersten Subalpinen Elementes.

An der Vésubie sehen wir somit das Subalpin sowohl der Innenseite wie der Außenseite des Mercantour über dem südwärts eintauchenden Massiv sich vereinigen. Zwischen der Flysch-Zone bei Ventimiglia und dem Vorland am unteren Var streicht es dann als gänzlich verkümmerter Strang helvetischer Falten mit einer Breite von knapp 15 km in das Meer. — Eine Fortsetzung, etwa auf einer der westmediterranen Inseln, kennen wir nicht.

Zur „Scharung am Var“

Die äußeren Randketten des Subalpins streichen von Castellane bis zum unteren Var heran. Hier werden sie plötzlich durch



Abb. 14. Die Scharung am Var. 1:500 000.
Zusammenfließen der Subalpinen Innenfalten mit den Randketten.
Pfeile in der Falten-Vergenz. Schraffiert das Vorland.

ihr nördlichstes Element, die Achse von Puget-Théniers, quer abgeschnitten (Abb. 14)⁶⁾. Dadurch kommt das Bild einer prächtigen Scharung zustande. SUESS hat bereits darauf hingewiesen.

Leider sind jedoch seine geographischen Benennungen für dieses Gebiet nicht ganz eindeutig. So konnte später unter „Scharung am Var“ (STILLE 1927) ein Zusammentreffen von provençalischen Ketten und Alpen in der Gegend von Nizza verstanden werden. SUESS gebraucht aber die Bezeichnung „provençalische Falten“ auch für die oben beschriebenen W–E streichenden und südbewegten Randketten des Subalpins! Diese fallen zwar tatsächlich unter den geographischen Begriff „Alpes de Provence“. Mit den echten Provençalischen Ketten im geologischen Sinne dürfen sie aber keinesfalls zusammengeworfen werden.

II. Vorketten bzw. Vorland der Alpen.

Die Subalpinen Ketten gehören, wie wir sahen, schon nach ihrer Struktur eindeutig unmittelbar zu den Alpen. Auf weite Strecken grenzen sie mit einzigartiger Überschiebung oder Überfaltung gegen das Land vor ihnen — wir wollen das einstweilen noch nicht Vorland nennen. Im Gegensatz zu den Alpen zeichnet sich dieses dann aus entweder durch das Fehlen stärkerer tektonischer Beanspruchung oder durch eine dem Alpenbau fremde Struktur. Stellenweise fehlt aber ein stärkerer tektonischer Hiatus auf der Externseite; dann konnte ein Außenrand für das Subalpin — und damit für die Alpen überhaupt — nicht festgelegt werden.

Es ist daher wesentlich, die Vorketten der Alpen auf ihren Bau hin zu betrachten, damit möglichst für alle Fälle eine strukturelle Abgrenzung durchführbar wird.

a) Die Falten zwischen Isère und Mtge. de Lure (Vorketten).

1. Vercors.

Im östlichen Vercors-Gebiet sehen wir das Subalpin in normalen Falten von den Kristallin-Massiven her westwärts eintauchen. Die Faltungsintensität nimmt dabei in Richtung der Bewegung ganz allmählich ab. Wir könnten also geneigt sein, das gesamte Vercors zu den Alpen zu rechnen und deren Grenze an die Flexur zu legen, mit der das Mesozoikum unter die Rhône-Senke einschleibt.

⁶⁾ SUESS (1909) sagt hierzu: „Auf diese Art endet, einwärts gebeugt, die helvetische Kulisse“. Wir sahen jedoch, daß die innere helvetische Zone sich auch östlich des Var noch fortsetzt.

Nun zeigt das Vercors schon in der Faltung den klassischen Bautypus des Schweizer Jura. Weiterhin enthält die große Mulde von St. Martin (= „synclinale de Voreppe“) bereits eingefaltete Molasse; dieses allein ist zwar noch kein Kriterium für Vorketten, denn auch im strukturell eindeutigen Helvet kommen Molasse-Mulden vor. Den Ausschlag gibt hier vielmehr die Verbindung zum Norden. Denn die Überschiebung von Voreppe stellt die unmittelbare südliche Fortsetzung der Störung von Chambéry dar. Und diese steht als Alpenrand-Überschiebung in keinerlei Verbindung mit den außerhalb liegenden Jura-Sätteln (RÉVIL 1912). Sie bildet den scharfen tektonischen Südrand der großen schweizer Molasse-Mulde, jenseits deren erst die Achsen des Kettenjura nordwärts hervortauchen.

Das westliche Vercors-Gebiet entspricht damit seiner tektonischen Stellung nach einwandfrei dem Schweizer Jura, gehört also zu den Vorketten der Alpen. Bestätigt wird das in dem südlich anschließenden Gebiet.

2. Vocontische Ketten.

Die weißen Urgonkalk-Massen des Vercors finden ihr jähes Ende in den riesigen Wänden, welche auf der Nordseite des Drôme-Tales bei Die bis 2000 m Höhe aufragen. 80 km weiter südlich hebt sich in gleicher Form die ebenfalls fast 2000 m hohe Mauer von Ventoux - Mtge. de Lure als Nordrand des Vaucluse-Plateaus heraus. Dazwischen liegt ein Gebiet ganz einzigartiger tektonischer Stellung. Es umfaßt die Landschaften Diois und Baronnies. Wir wollen — analog der in der französischen Literatur gebräuchlichen Bezeichnung „fosse vocontienne“ (PAQUIER) — diese Bergzüge „Vocontische Ketten“ nennen ⁷⁾.

Das auffälligste tektonische Phänomen in diesem Gebiet mäßig starker Faltung ist das *Vorherrschen der reinen W-E-Richtung* und ihre Vergitterung mit N-S verlaufenden Elementen. Außer dem verschiedenen Streichen zeigen die Strukturformen auch einen voneinander abweichenden Bautyp.

Die N-S streichenden Aufwölbungen

In dem Kartenbilde (vgl. Blätter Privas, Die, Orange, Le Buis, Digne) treten besonders zwei Gebiete hervor: Die Bereiche ausgiebiger Dogger-Verbreitung am unteren Buëch zwischen Beaumont-Aspres-Sisteron und an der Drôme südwärts von Die bis über La Motte-Chalançon hinaus. Es handelt sich heute um lang-

⁷⁾ Vocontii waren ein gallischer Volksstamm.

gestreckte morphologische Senken. Strukturell stellen sie weitgespannte Antiklinalen dar⁸⁾. Eine dritte N-S-Zone erscheint von Nyons nordwärts bis zur Drôme (Saillans) als ein Zug staffelartig aufgereihter Jura-Sättel.

Auffällig sind die Beziehungen dieser Achsen zu den subalpinen Faltelementen. Der Sattel von Die usw. ist die südliche Fortsetzung der Vercors-Störung von Voreppe; die Jura-Aufwölbung am unteren Buëch geht bei Beaumont aus dem Sattel des Quigouret hervor (s. S. 69, Abb. 7; S. 70). Beide Jura-Antiklinalen bilden also unmittelbare südliche Verlängerungen tektonischer Formen, die wir hinsichtlich ihres nördlichen Teiles als Alpenrand-Störungen bezeichnen konnten. Der westliche Sattelzug nördlich Nyons hängt mit einem äußeren Vercors-Element im Streichen zusammen. —

Es erhebt sich die Frage, ob wir nicht auch die N-S verlaufenden Jura-Achsen des Vocontischen Gebietes noch zu den Alpen selbst zu rechnen haben. Die geringe Intensität der Aufsattelung allein kann nicht ausschlaggebend sein. Sahen wir doch

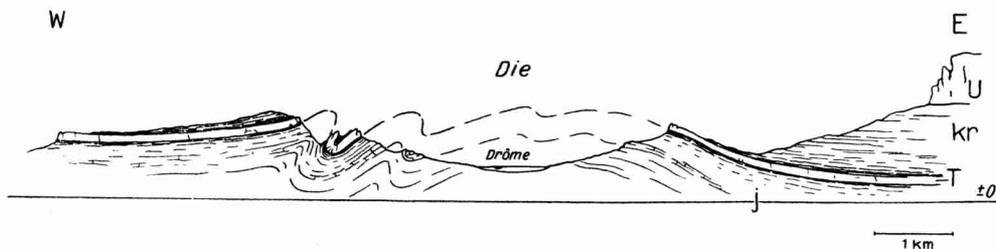


Abb. 15.

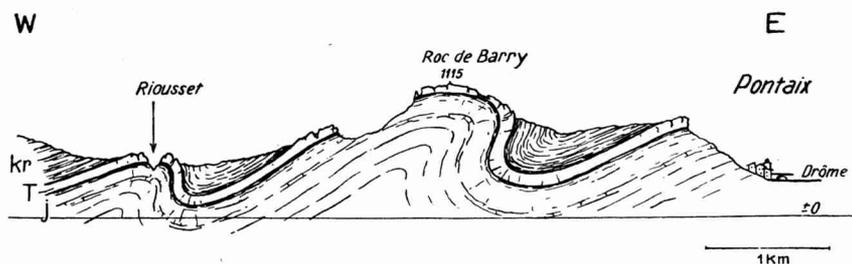


Abb. 16.

Abb. 15 u. 16. Ost-Vergenz der N-S streichenden Aufwölbungen in den Vocontischen Ketten der Gegend von Die.

j Jura, T Tithon, kr Untereres Neokom, U Urgon.

8) Die Erklärung dieser Jura-Sättel als tektonische Fenster unter einer „chevauchée“ Urgon-Decke (KILIAN & SAYN 1924) ist völlig indiskutabel.

auch innerhalb des Alpenkörpers weite Gebiete, die einer „alpino-typen“ Faltung keine Ehre machen.

Wesentlich sind da zunächst die Vergenz-Verhältnisse. Bei Die sehen wir die im Vercors so eindeutige West-Überschiebung von Voreppe als Jura-Sattel der Drôme klar nach Osten umschlagen (Abb. 15). N-S streichende Spezialformen folgen seinem Beispiel. Wo die Antiklinale in Richtung auf La Motte das Drôme-Tal verläßt, wird diese Vergenz durch eine Ost-Überschiebung noch betont. Der Zug gestaffelter Sättel zwischen Nyons und dem nördlichen Knie der Drôme zeigt ganz besonders deutliche Bewegungen gegen Osten. Das gilt nicht nur für die großen Überschiebungen (z. B. an der Mtge. de Cupeau), sondern auch für die weniger großartigen Sättel von Saillans/Drôme (Abb. 16) bis hinab zu den Kleinformen (Abb. 17). —

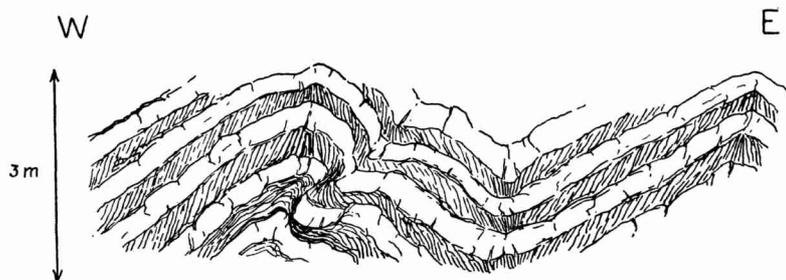


Abb. 17. Kleinfaltung im Sequan. Drôme-Tal oberhalb Pontaix. Leichte Ost-Vergenz. Faltung bzw. Zerreißung der Kalkbänke, Schieferung der Mergelschichten.

Bei einer so ausgesprochenen *Vergenz gegen die Alpen* müssen wir diese Elemente zu den *Vorketten* rechnen. Das Gebiet der Jura-Aufwölbung am unteren Buëch läßt eine klare Bewegungsrichtung vermissen. Es bildet aber südlich von Veynes so eindeutig das ruhige „Vorland“ der kräftigen Subalpinen Falten, daß es sich damit ganz von selbst außerhalb der Alpen stellt.

Bemerkenswert ist schließlich das Fehlen jeglichen N-S streichenden tektonischen Elementes, das im Westen die Vocontischen Falten gegen die Rhône-Senke abgrenzte und etwa hier einen „Alpen-Rand“ bedeuten könnte.

Das W-E streichende Faltenbündel (Vocontisches Klein-Orogen)
vgl. Tafel 9

Faltungsform. — Die Tektonik der W-E verlaufenden Achsen ist wesentlich intensiver als die der N-S streichenden Aufwölbungen.

Die einzelnen Elemente des Quersalten-Bündels sehen sich untereinander sehr ähnlich. Die Sättel sind meist im Horizont

der starren Tithon-Kalke aufgerissen. Die schwarzen Schiefertone von Callovien-Oxford dienten dann als Gleitbahn für eine Auf-schiebung des hangenden Sattelflügels (Jura), der sich bis auf die Unter- oder Mittelkreide seiner Vormulde bewegte. So ergibt sich das Bild typischer „plis-failles“. Dabei sind die Sättel ausgeprägt „ejektiv“ (STILLE), d. h. sie erscheinen recht schmal und spitz zwischen breiten flachen Mulden (vgl. Taf. 9).

Als besonders auffällig verdient hervorgehoben zu werden, daß sich die Faltung durchweg im gleichen Niveau der Schichtfolge abspielt, nämlich stets zwischen Mittel-Jura und Mittel-Kreide. Ober-Kreide ist nur in wenigen Synklinalen noch eingemuldet erhalten. Lias wurde in den gesamten Vocontischen Ketten nur an ganz wenigen Stellen durch die Auffaltung zutage gebracht (Le Buis).

Dagegen kennen wir an einigen Lokalitäten Vorkommen von Trias-Gesteinen, örtlich, wie z. B. zwischen Nyons und Le Buis, sogar in stattlichen Massen. Es handelt sich hierbei um disharmonische Durchbrüche der mobilen salinaren Serie bis in weit jüngere Formationen hinein.

Die Obere Trias, eine Folge von Gipsmergeln mit Rauchwacken usw., steckt dann meist pfpfen- oder linsenartig innerhalb der fremden Formation, kann aber auch randlich übergequollen sein. Dabei geschah es örtlich auch, daß von der Trias einige Jura-Brocken mitgerissen wurden und dann irgendwo zurückblieben, z. B. noch im Miozän (Suzette). Der eigentliche Urheber dieser Bewegung, das Salzgestein der Oberen Trias nämlich, ist dann weggelöst worden und die Erscheinung in ihrer jetzigen Form — etwa im Tertiär schwimmende Jura-Blöcke — hat lange auf eine befriedigende Erklärung warten müssen (vgl. GIGNOUX 1930).

Die Geschichte dieser Erkenntnis ist nicht uninteressant. In ihr spiegelt sich die Geschichte der geologischen Forschung überhaupt wieder. Man dachte zuerst an primäre Einlagerungen von Gips in den umgebenden Formationen, also Bathonien, Callovien usw. (HAUG). Diesen Standpunkt vertrat man in Zeiten, wo die Stratigraphie das vorherrschende Thema der geologischen Forschung bildete, also etwa in den Jahrzehnten 1870—1890. Als dann gegen Ende des vorigen Jahrhunderts die Klärung des Gebirgsbaues ein neues Ziel der Geologen darstellte und die frische Erkenntnis der gewaltigen Überschiebungen in den Schweizer Alpen aller Herzen beseelte, sah man überall Decken, überall dort, wo ein Gestein anstand, das nicht recht in die Schichtfolge paßte. Auf diesem Wege kamen TERMIER (1907) und JOLEAUD (1907) zu ihrer Vorstellung einer „nappe de Suzette“. Die kleinen Gipsvorkommen im Baronnies-Gebiet sollten die Reste einer „masse exotique“, einer gewaltigen, von den Alpen hergeführten Trias-Decke sein (und nicht einmal die letzten Reste, denn in einigen Urgon-Klippen am Cevennenrande bei Alais glaubte man sie wiederzusehen; s. S. 117). Nicht zuletzt der genauen Erforschung der deutschen Salzstöcke und gerade der Erkenntnis ihrer orogenetischen Bedingtheit (STILLE) ist es schließlich zu verdanken, daß unter dem Gesichtspunkt allgemeiner Salztektunik die Trias- und Jura-Schollen innerhalb fremder Formationen als Aufpressungen des mobilen Unter-

grundes gedeutet werden konnten. GIGNOUX (1930) dürfte damit das Problem der „formation de Suzette“ endgültig zur Strecke gebracht haben, nachdem schon TERMIER selbst — freilich erst 1927 — die einheitliche Deckennatur dieser Vorkommen bezweifelt hatte.

Wir sehen hier also einmal mehr eine auf das höchste gesteigerte Faltungsdisharmonie in der Mobilität der salinaren Oberen Trias begründet.

Im allgemeinen ist die Faltungs-Intensität nicht so groß, wie sie derartige Erscheinungen vermuten lassen. Nur örtlich kommt es auch ohne Mitwirkung besonders empfindlicher Schichten einmal zu einer sehr kräftigen Überfaltung; südwestlich von La Motte ist der Jura-Sattel der Mtge. d'Angèle auf die Mulde von Arnayon recht flach übergerollt (Abb. 19). Doch spielen hier Sonderverhältnisse eine gewisse Rolle (s. S. 93). Anderweitig fehlen solche Erscheinungen, und der Faltungstyp entspricht ganz dem oben umrissenen Bilde (vgl. Taf. 9). —

Bemerkenswert ist die Anordnung der Falten-Achsen. Etwa im Zentrum des vocontischen Gebietes liegt die ruhige Kreidemulde von Rosans. Nördlich davon sehen wir die W—E streichenden Falten in einem durchschnittlichen Abstand von je 10 km aufeinander folgen. Sie halten im Streichen nicht sehr weit aus. Ihre

N

S

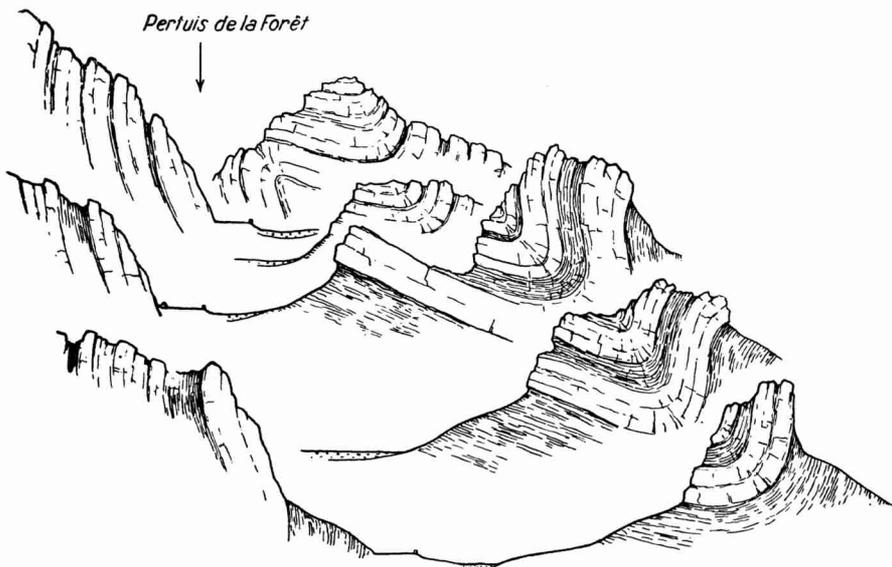


Abb. 18. Nordfaltung am südlichen Rande der Oberkreide-Mulde des Forêt de Saou; Nordstamm der Vocontischen Ketten. — Mergel des Cenoman, Kalke des Turon usw. — Straße 2—3 km östl. Saou.

Intensität ist nicht sonderlich groß und *nimmt nordwärts ständig ab*. *Südlich* der Mulde von Rosans, besonders im Gebiet von Le Buis, liegen dagegen die Sättel sehr dicht beieinander. Von dort streichen sie bis zum Buëch lang durch. Sie gabeln sich und lösen einander ab. Die Falten erscheinen hier enger *zusammengerafft*. Der Grad der Zusammenschiebung ist höher.

Bewegungsrichtung. — Von ganz besonderer Bedeutung sind hierzu die Vergenz-Verhältnisse.

Sämtliche Sättel *nördlich* der Mulde von Rosans wenden sich klar *gegen Norden*; alle Falten *südlich* davon schlagen *nach Süden* über (Taf. 9).

Es besteht nur eine bedeutungslose Ausnahme von dieser Tatsache, indem die der Zentralmulde südwestlich benachbarte Achse

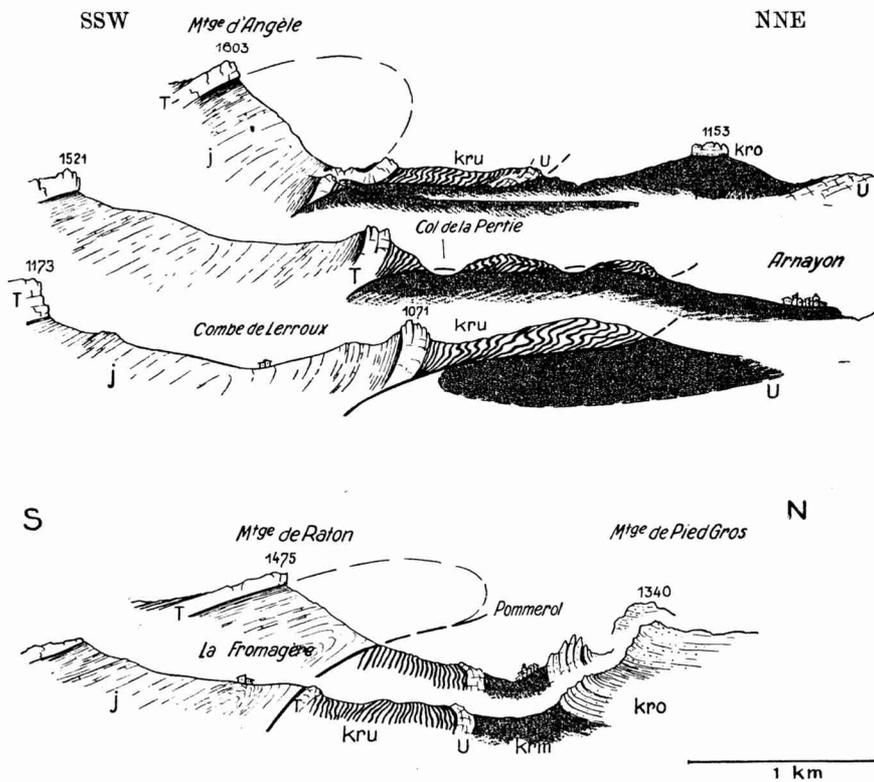


Abb. 19. Kräftige Nord-Faltung in der Achse nördlich Rosans; Nord-Stamm der Vocontischen Ketten.

j Jura, T Tithon, kru Unteres Neokom, U Urgon, krm (grau) Mittelkreide, kro Oberkreide.

noch Nord-Vergenz zeigt. Das Herausquellen einiger Sattelköpfe der Südfalten nach hinten darf auch hier nur als „passive“ Rückvergenz gelten.

So stellt das W—E verlaufende Faltenbündel der Vocontischen Ketten in ganz prachtvoller Weise das Abbild eines zweiseitigen Orogens dar, wie es sich schöner kaum denken läßt. Eine im Streichen gezogene Mittellinie trennt als Scheitelung einen nord-gefalteten Nordstamm von einem süd-bewegten Südstamm. Der nördliche Teil ist dabei etwa doppelt so breit wie der südliche. Dafür zeigt aber die Zone südlich der Scheitelung eine größere Faltungsintensität (Taf. 9).

Für die Entstehung dieses „Klein-Orogens“ wirkten das Vercors-Massiv im Norden, das Vaucluse-Plateau im Süden als „Vorländer“, gegen die sich die Faltung wandte. —

Zunächst scheint dem zwar unsere bisherige Kenntnis von der Tektonik der Mtge. de Lure zu widersprechen. Dieser Gebirgskamm stellt ja doch einen nordgefalteten Sattel dar (KILIAN⁹⁾). Wohl trifft das für den äußersten Ost-Teil zu. Aber schon 10 km westlich Sisteron bis über den Ventoux hinaus ist das ganze Vaucluse-Plateau nur an einem durchgehenden Bruch en bloc nordwärts geschoben. Wir sehen hier also eine typisch starre Reaktion¹⁰⁾. Allein die einzigartige Morphologie läßt die tektonische Bedeutung der Mtge. de Lure wesentlich größer erscheinen als sie in Wirklichkeit ist (Abb. 20).

Unser Bild des Vocontischen Klein-Orogens mit den beiden „Vorländern“ Vercors und Vaucluse wird durch dieses Phänomen nicht zerstört, sondern, im Gegenteil, noch verfeinert. Gegen die nördliche starre Masse läuft sich die Tektonik allmählich tot; der südliche Block jedoch, gegen dessen Rand hin die Faltungsintensität ständig anwächst, antwortet durch Hinaufrücken an einem Bruch und widersetzt sich der Überfaltung durch eine Gegenbewegung.

9) KILIAN hat sich in vielen Arbeiten mit diesem Gebirgskamm befaßt. Es kann nicht auf jede einzelne dieser Schriften verwiesen werden. Als wichtigste sei hier nur die über 450 Seiten starke Abhandlung erwähnt, die er einzig der Mtge. de Lure widmete (KILIAN 1889).

10) Das ganze Phänomen läßt sich mit der Harzrand-Überschiebung vergleichen. Auch hier wenden sich die Sättel im Mesozoikum des Subherzyns gegen den Block des Harzes (STILLE 1932), wenn auch nicht so kräftig und scharf wie die Falten Baronnies gegen das Vaucluse-Plateau. Dagegen ist die Heraushebung der Lure wieder nicht so stark wie die Harzrumpf-Überschiebung gegen das Subherzyn.

Daß tatsächlich die Südaltung der Vocontischen Ketten gegenüber der Nordbewegung des Vaucluse-Plateaus die Grundtendenz der Tektonik darstellt, ergibt sich bei Sisteron. Hier ist die Lure als tektonisches Gebilde längst innerhalb einer Kreide-Monoklinale zu Ende gegangen. Die südlichste Achse der Vocontischen Falten setzt sich dagegen ostwärts fort bis zum Alpen-Rande, von dem sie überwältigt wird.

Beziehungen zwischen dem Vocontischen Klein-Orogen und den Alpen

Im Dévoluy sehen wir die W-E-Falten bis in den Alpenkörper hineinreichen. Als noch immer recht steile Sättel und Mulden werden sie dort in scharfer Diskordanz vom Senon bedeckt (vgl. S. 66 ff.). Man könnte nach diesem Bilde annehmen, daß der gesamte Querbau bereits präsenonen Datums ist. Das trifft nicht zu. Im Vocontischen Gebiet besteht vielmehr auch für die W-E streichenden Mulden eine völlige Konkordanz zwischen der obersten Kreide und ihrem Liegenden. Das prä-senone Alter der Quersaltung gilt also allein im Dévoluy. Und auch nur unmittelbar am Alpen-Rand können wir eine deutliche Überprägung der — etwa fertigen — W-E verlaufenden Elemente durch alpin

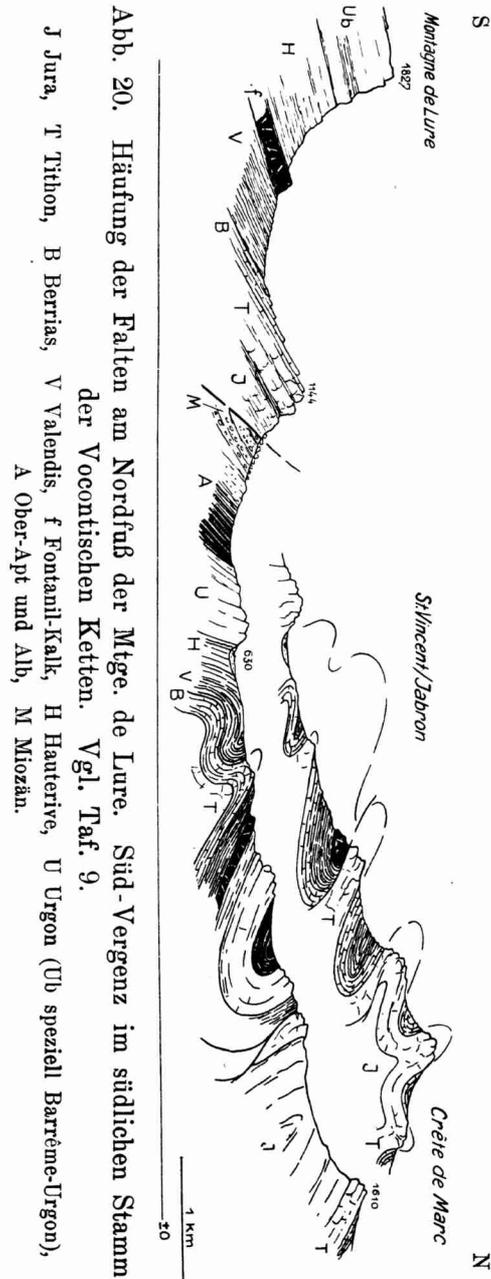


Abb. 20. Häufung der Falten am Nordfuß der Mtge. de Lure. Süd-Vergenz im südlichen Stamm der Vocontischen Ketten. Vgl. Taf. 9.
 J Jura, T Tithon, B Berrias, V Valendis, f Fontani-Kalk, H Hauterive, U Urgon (U_b speziell Barrême-Urgon), A Ober-Apt und Alb, M Miozän.

streichende Einheiten feststellen; es bekundet sich hier in dem Aufhören der Quersalten an einer N—S-Achse und in dem jenseitigen Wiederaufsetzen (Beispiel des Quigouret, Abb. 7, S. 69).

Im Vocontischen Raum selbst können wir dagegen eine *zeitliche Verschiedenheit beider Richtungen nicht* erkennen. Vielmehr sehen wir hier die Elemente ungleicher Richtung entweder durch T-förmiges Zusammenfließen harmonisch aneinander endigen, wie z. B. in der Umgebung von Saillans/Drôme. Oder einunddieselbe Achse zeigt ein Umbiegen aus dem einen Streichen in das andere, wie z. B. alle die gestaffelten Sättel nördlich Nyons. An Wendepunkten im Verlauf entstanden dann die intensivsten Faltungsbilder. Der Trias-Aufbruch bei Propiac (8 km westlich Le Buis) liegt an einer Knickstelle zwischen N—S und W—E-Sätteln. Die Überfaltung von Arnayon westlich La Motte (vgl. Abb. 19) geschieht an einem Achsenstück mit Übergangsrichtung.

Die *Vocontischen Falten* finden im Osten ihr *plötzliches Ende* mit der Überwältigung durch den *Alpen-Rand*. Im Westen dagegen sehen wir sie zwar wesentlich schwächer werden, aber doch bis in den Untergrund der Rhône-Senke sich fortsetzen. Als ganz weit-spännige Kreidewellen tauchen sie östlich Montélimar oder nördlich Orange aus den jungen Ablagerungen hervor. Sie schlagen hier die Brücke zu dem südöstlichen Saumgebiet des Zentral-Plateaus (s. S. 113/114).

Ein tektonischer Rand des Rhône-Beckens — etwa wie die Flexur an der Westseite des Vercors-Gebietes — besteht südlich der Drôme nicht in geringster Form.

b) Die Plateau-Zone zwischen Avignon und Cannes (Vorland).

Vaucluse

Das Plateau. Mit der kräftigen Zusammenpressung am Nordfuß der Mtge. de Lure geht jegliche Faltung südwärts plötzlich zu Ende. Das anschließende Vaucluse-Gebiet ist tektonisch fast ebenso eintönig wie landschaftlich. Die Urgonkalke fallen vom Kamm des Ventoux und der Lure so flach und regelmäßig südwärts, daß sie in einem Plateau von weit über 1000 qkm Ausdehnung die Oberfläche bilden. Bedeutende morphologische Unterbrechungen erhält die öde verkarstete Hochebene vorwiegend randlich durch tief eingeschnittene Klusen¹¹⁾. Bei näherer Betrachtung erkennt man, daß die Täler nicht regellos verlaufen, sondern drei Hauptrichtungen bevorzugen: etwa N 15—20° E, N 50—60° E und

11) vallum clausum = val clus = vaucluse.

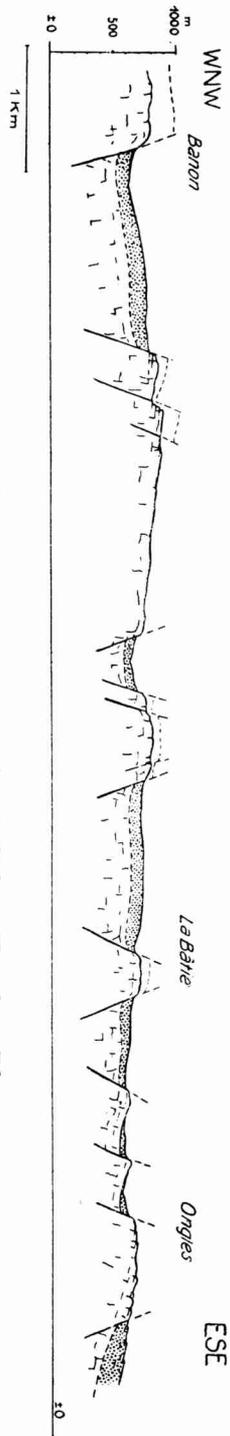


Abb. 21. Das Bruchfeld von Banon im östlichen Vaucluse-Plateau.
Typische Zerrungs-Brüche, in rheinischer Richtung streichend.

Urgon-Kalke, darüber — punktiert — Alb-Cenoman.
(Entnommen aus GERHARD RICHTER 1934: Das Rheinische Element im Bilde Westeuropas. Nachr. d. Ges. Wiss. Göttingen.)

N 165—175° E. Es sind Linien tektonischer Anlage, an die sich fast sämtliche Talwege halten.

Dem gesamten Raum zwischen dem Nordkamm der Mtge. de Lure usw. und etwa einer südlichen Grenzlinie Digne-Forcalquier-Apt-Avignon ist eine eigentliche Faltung völlig fremd. Ausgezeichnet ist das Vaucluse-Plateau durch geradlinige Brüche, die es in den genannten Richtungen durchsetzen. Weit überwiegen dabei die rheinisch, also NNE verlaufenden Elemente. Sie vereinigen oder kreuzen sich mit Verwerfungen, die NNW streichen (= „Egge-Richtung“ STILLE'S in Deutschland). Auch unsere „erzgebirgische“ NNE-Richtung ist zahlreich vertreten (s. Taf. 12).

Es handelt sich nicht nur um einfache Brüche, an denen die eine Scholle gegenüber der anderen einsank. Häufig treten zwei oder mehrere Störungen so in Beziehung zu einander, daß eine langgestreckte Mittelscholle grabenartig zwischen ihnen einbrach. Nur in diesen tektonisch eingetieften Zonen, die auch morphologisch als Senken erscheinen, sind jüngere Schichten als Urgon, nämlich Mittelkreide bis Molasse erhalten.

Ein besonders eindrucksvolles Bild gibt das Bruchfeld von Banon, das schon KILIAN (1889) als solches erkannte. Immer wieder erweisen sich dort an den Hängen der breiten Täler ganze Bergwände als Verwerfungen; bis auf große Höhen sieht man die Störungsflächen unmittelbar aufgeschlossen (Abb. 21). Manchmal kle-

ben noch Reste der eingebrochenen Schichten an den glattgerutschten Urgonfelsen der Grabenränder.

Das Wesentlichste an diesen Brüchen ist ihr fast überall gut meßbares Einfallen. Die Störungen sind stets zur abgesunkenen Scholle hin geneigt, meist mit $60-70^{\circ}$. Sie erweisen sich damit als eindeutige Zerreißungsbrüche, denen mechanisch eine Dehnung zugrunde liegt.

Die regionale Verteilung der Störungen gibt das geologische Kartenbild sehr gut wieder (vgl. Blätter Le Buis, Avignon, Forcalquier). Südlich des Ventoux sehen wir zwar die Kreide vom Plateau her mit normalem schwachen Einfallen unter die Rhône-Senke (Schüssel von Carpentras) einsinken. Wenige km weiter südlich bricht aber schon an NE-streichender Verwerfung das Miozän vom Neokom westlich ab. Südlich Montbrun durchschneidet ein breiter Graben sogar den nördlichen Rand des Plateaus; er verursacht die morphologische Trennung des Kammes in Ventoux und Lure. Nordwestlich von Apt erscheint ein ganzer Schwarm von erzgebirgisch streichenden Störungen, und im Nordwesten von Forcalquier liegt das besonders in rheinischer Richtung arg zerstückelte Gebiet von Banon.

Schließlich dürfen wir auch weiter östlich noch einen großen Abbruch vermuten. Zwischen Vaucluse und Alpenrand schiebt sich der Bereich ausgedehnter und ausschließlicher Pont-Verbreitung zwischen Digne und der Mündung des Verdon in die Durance. Am Talweg der Durance zwischen Bléone und Verdon schneidet es mit ganz gradlinig rheinisch verlaufender Grenze westlich ab. Zudem knicken alle Formationen am westlichen Durance-Ufer auf kurzem Raum ostwärts hinunter. Diese auffälligen Erscheinungen führen uns zu der Annahme eines großen rheinischen Bruches im Durance-Tal, an dem die Ost-Scholle gegenüber der westlichen einsank. Jedenfalls ist diese Störung prä-pontisch aufgerissen und post-pontisch flexurartig nachbewegt worden, da wir schwach eingehängendes Pliozän auch auf dem rechten Durance-Ufer bei Manosque kennen. —

Das *Vaucluse-Plateau* steht in schroffem *Gegensatz zu den Alpenfalten*. Es wurde als starre Masse nicht nur nicht zusammengeschoben, sondern durch eine Querdehnung an zahlreichen *meridional streichenden Zerrungsbrüchen* zerstückelt.

Chaînes des Alpilles-Luberon. Das eigentliche Urgon-Plateau wird südlich von einer breiten flachen Einmuldung begleitet, in der das Tertiär seine klassische Entwicklung des

Beckens von Forcalquier zeigt (DEPÉRET). Wenn wir die Verhältnisse im äußersten NE zugrunde legen, so können wir sie als südliche Vormulde der Vocontischen Falten auffassen; denn bei Sisteron ist der Jura gegen diese große Synklinale schwach übergelegt. Im Westen dagegen geht die Mulde bei Avignon aus der Rhône-Senke ganz allmählich hervor. Sie trennt dabei die Bergzüge der Chaînes des Alpilles (= Alpines) und der Mtge. de Luberon von dem eigentlichen Vaucluse-Plateau ab.

Diese zeigen jedoch eine dem Nordrande der Hochfläche so ähnliche Struktur, daß wir sie tektonisch zur Vauclusischen Einheit stellen müssen.

Vor allem die Mtge. de Luberon stellt weit mehr einen Blockrand, als eine eigentliche Falte dar. Wohl handelt es sich um einen großgewölbten Sattel. Aber nur im alleräußersten Osten (etwa 10 km südlich Forcalquier) zeigt er schwach eine eigentliche Faltung, die sich hier einmal gegen Norden wendet. Das Wesentliche an dem ganzen Gebilde ist jedoch eine lang durchstreichende südliche Randstörung mit Überschiebungs-Charakter, und der Sattelaufbau kommt vorwiegend durch eine Abwärts-Schleppung der Schichten an dieser Linie zustande. GOGUEL (1933) spricht von einer „pli couché“; in seinen Profilen kommt aber mehr eine zerrissene Flexur zum Ausdruck. Streckenweise, wie z. B. bei Cucuron, fällt die Störung recht steil ein¹²⁾. Gegenüber dem Einengungsbetrag tritt insgesamt der Faktor Heraushebung wesentlich mehr hervor.

Anders in den Chaînes des Alpilles östlich Tarascon. Hier ist die Unter-Kreide mit ihrer garumnischen Bedeckung zu deutlich südvergente Sätteln und Mulden zusammengelegt (Abb. 22). Im Faltenkern erscheint auch Jura, inmitten des Neokoms an einer

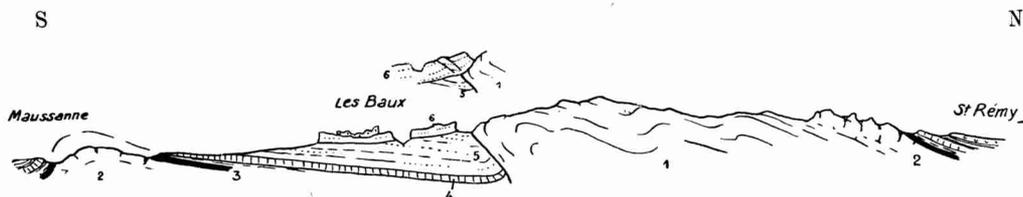


Abb. 22. Profil durch die Chaîne des Alpilles, östlich Tarascon
Schwache Faltung; extra-alpidisch-pyrenäisches Gebiet.

1 Unteres Neokom, 2 Urgon, 3 Bauxit (Les Baux!), 4 Maestricht, 5 Dan,
6 Pont (transgressiv und posthum schwach nachbewegt). ca. 1 : 50 000.

12) Nach den gerade dort nicht sehr günstigen Aufschlußverhältnissen könnte man sogar südliches Einfallen annehmen.

Südüberschiebung heraustauchend. Eine schwache westliche Fortsetzung dieser Falten besteht noch jenseits der Rhône (s. S. 113 u.).

Die Ketten südlich der Durance, welche in die eigentliche Provence gehören, betrachten wir später.

Canjuers-Plateau („zone des plans“)

Ein Analogon zu dem Urgon-Plateau der Vaucluse besteht im Osten des großen Tertiär-Beckens der Durance. Es ist das ausgedehnte Jura-Plateau der Canjuers s. l. im Gebiete des unteren Verdon, das sich gegen Osten bis über den Meridian von Draguignan hinaus erstreckt.

Schon die gewaltigen Wände in den Gorges du Verdon, die beiderseits der Talschlucht 500 m fast senkrecht in die Höhe schießen, zeigen durchgehend flache Schichtenlagerung. Weiter außerhalb, bei Bauduen an der SE-Ecke des Pont-Beckens, erhebt sich noch einmal ein südwestwärts überschobener Sattel. Sonst herrscht bis östlich von Comps auf 20 km Breite allgemein tektonische Ruhe. Hier *fehlt jegliche Faltung*, die sich auch nur annähernd mit alpinotypen Strukturen vergleichen ließe, wie sie nur wenige km weiter im Norden dann recht plötzlich mit der Randüberschiebung des Subalpins einsetzen. Wir befinden uns auf alle Fälle außerhalb der Alpen.

Dagegen wiederholt sich hier ein wesentlicher Charakterzug der Vaucluse. Es existiert nämlich eine große Anzahl von meridional streichenden *grabenartigen Versenkungen*. Die Kreide liegt gemeinsam mit dem Alt-Tertiär zwischen gradlinig zerbrochenen Oberjura-Bergen. Diese Gräben verlaufen entweder NNW oder NNE und reichen aus dem ungefalteten Gebiet bis nordwärts in die Ketten des Subalpins hinein. Dort queren und zerstückeln sie dann die Falten, wie es schon ZURCHER (1891) darstellte.

Das Einfallen der Graben-Randstörungen gegen die abgesunkene Scholle tritt an einigen Stellen sehr deutlich in Erscheinung. Prächtig erschlossen sehen wir z. B. südlich des Point sublime im Verdontal eine solche Verwerfungsfläche als etwa 200 m hohe Felswand entblößt. Meist jedoch ergibt die heutige Struktur eher das Bild von eingepreßten Muldengräben. Das ist besonders dort der Fall, wo wir den hier etwas verschwommenen Alpen-Rand erwarten müssen, also etwa in der Umgebung von Comps (etwa 15 km südlich Castellane). Auch hier zeigen sich aber immer noch rechtsinnige Verwerfungen mit antithetischen Schollen-Neigungen. Wir haben damit allen Grund, diese Gebilde ihrer Entstehung nach allgemein als reine *Zerrungsgräben* anzusprechen. Nur wurden sie

im Laufe des Faltungsvorganges teilweise zu *Muldengraben umgeformt*. Solche seitlichen Überfaltungen zeigen sich umso mehr, je weiter wir in das Innere des Gebirges hineingehen. Als einfache Querdehnungs-Elemente nach Art der Q-Klüfte können wir sie nicht auffassen.

Wie im Vacluse-Gebiet, so sehen wir auch in den Jura-Plateaus am Verdon im Fehlen der Faltung und der Bildung zahlreicher meridionaler Spaltengraben die *typische Reaktionsform des starren Vorlandes*. —

Etwa 20 km nordöstlich Draguignan verschmilzt die östliche Fortsetzung der Canjuers mit dem Trias-Mantel des Estérel (Gegend von Fayence). Über den flachliegenden Jura nördlich Cannes-Antibes gelangen wir bis zum unteren Var, ohne südlich der scharfen Alpenrand-Überschiebung auch nur einigermaßen erwähnenswerte tektonische Umformungen zu beobachten.

Wir sind dort schon im provençalischen Raum, und damit an einer Stelle, wo wir sogleich wieder anzuknüpfen haben (s. S. 100).

B. Der Provençalische Raum.

Wir wenden die Bezeichnung „Provençalische Ketten“ an für die Bergzüge im provençalischen Raum südlich von Durance-Verdon, zwischen Rhône im Westen und unterem Var im Osten.

a) Die Kristallin-Ketten (Maurisches Massiv).

1. Postvariszische Strukturen.

Sowohl morphologisch wie tektonisch wird der nordwestliche Teil dieses so umrissenen Gebietes überragt von den im SE auftauchenden Kristallin-Massiven an der Küste des Mittelmeeres. Das „Massif des Maures“, Estérel und Tanneron wollen wir unter dem Überbegriff „Maurisches Massiv“ zusammenfassen (= „Chaîne des Maures“).

Maures und Tanneron bestehen aus NNE streichenden Kristallinen Schiefer. In der Serie von Phylliten im Westen bei Toulon über Glimmerschiefer mit Amphibolit-Gesteinen bei St. Tropez usw. bis zu möglichen Orthogneisen in der Gegend von Cannes zeigt das Alte Gebirge eine durchgehend östliche Vergenz und einen gegen Osten ständig zunehmenden Metamorphismus (vgl. PILGER 1936). Stephan ist in zwei Muldengraben posthum eingefaltet.

Diskordant über diese älteren Strukturen hinweg legt sich ein Mantel von Perm bzw. Trias. In breiter Zone begleiten die

Hüllschichten den kristallinen Kern auf seiner NW-Seite. In der flachen W—E streichenden Mulde von Fréjus greift das Perm im Estérel bis zur Küste ostwärts über das Grundgebirge hinweg, trennt damit Tanneron von Maures. Diese Quermuldung ist größtenteils schon prätriassisch; denn der Buntsandstein schneidet am Westende des Tanneron mit leichter Diskordanz darüber hinweg (vgl. S. 134 oben).

Das Grundgebirge der Maures-Kette grenzt mit steiler Aufschiebung nordwärts gegen die Perm-Senke. Das gilt nicht nur für den W—E streichenden Süd-Rand der Mulde von Fréjus, sondern die Störung setzt sich bis zu dem scharfen Südknick der Kristallin-Kontur westwärts fort (vgl. PARENT 1928). Dort tritt sie bei Carnoules unter Beibehaltung ihres westlichen Streichens in das Mesozoikum über, liegt erst zwischen Rotliegend und Rät, dann zwischen Trias und Jura und verbindet sich bei Roquebrusanne mit verwickelteren Strukturen des Deckgebirges (vgl. Blätter Toulon und Draguignan). W—E verlaufende Störungen innerhalb des Grundgebirges sind schon auf den geolog. Spezialkarten verzeichnet und später auch an mehreren anderen Stellen nachgewiesen (vgl. LUTEAUD 1924, WILSON 1933). Als Mylonitisierungs-Zonen schneiden sie — oft mit eingeklemmten Resten von Perm — quer durch die alten Strukturen. Es handelt sich dabei meist um steile *Süd-Überschiebungen* (s. Taf. 12).

Auch im Perm des Estérel sollen nach MICHEL-LÉVY (1912) ähnliche Störungen¹³⁾ vorkommen, hier als Aufschiebungen gegen Norden.

2. Die Stellung des Maurischen Massives zu den Alpen.

Im äußersten Nordosten sehen wir das Tanneron-Kristallin und damit das Maurische Massiv überhaupt etwa bei Cannes unter der mesozoischen Bedeckung verschwinden. Ganz flach fallen die Schichten von Trias und Jura ostwärts ein, auf den unteren Var zu. Neben einigen nordöstlich streichenden Störungen erscheinen dann mit Annäherung an den Var auch N—S verlaufende Falten, die mit konform eingefalteter Pont-Bedeckung nordwärts axial abtauchen und unter der hier noch W—E streichenden Alpenrand-Überschiebung verschwinden. Da die Sättel den nordsüdlichen Außenketten der Alpen jenseits des Var (vgl. Abb. 14) parallel

13) An zwei Stellen — Plage de la Bosse östlich Fréjus und Pointe de la Beaumette/Agay —, wo MICHEL-LÉVY Überschiebungen von Porphyry auf Perm-Sedimente verzeichnet, handelt es sich jedoch ganz eindeutig nicht um tektonische Störungen, sondern um die schräggestellte Basisfläche eines Deckenergusses.

verlaufen, dürften sie als deren letzter westlicher Ausklang aufzufassen sein.

Auch auf der Nordseite des Tanneron (westlich Grasse bis etwa Fayence) neigt sich das Grundgebirge ganz allmählich unter den Sediment-Mantel. Dieser zeigt auf eine Breite von 5—10 km nördlich des Kristallin-Randes keine bedeutenden tektonischen Umformungen. Die scharfe Außengrenze der Alpen wird hier zwar etwas verwischt; denn vor die am Var noch äußerste Überschiebung von Vence schaltet sich bei Grasse ein südvergenter Trias-Sattel, und weiter westlich sitzen einige flache Überschiebungen im Jura. Infolge dieser Staffelung der Einzelformen liegt der Außenrand der Alpen hier nicht in einer einzigen, weit durchstreichenden Achse, bzw. Linie. Doch haben alle tektonischen Elemente mit ihrer *klaren Südbewegung* — wenn man sie nicht mehr den Alpen selbst zurechnen möchte — eindeutig als südliche *Ausläufer der Alpenfaltung gegen das Tanneron-Kristallin* zu gelten. Dessen ungefaltete Randzone sehen wir dann westwärts mit dem Plateau der Canjuers verschmelzen (s. S. 97).

Für die W—E verlaufenden, dann in die Scharung am Var eintretenden und schließlich südwärts in das Meer austreichenden Randketten des Subalpins — und damit für die Alpen überhaupt — erweist sich also nach dem orogenen Strukturbild das *NE-Ende des Maurischen Massivs* bzw. sein ungefalteter Sedimentmantel als unmittelbares Vorland. Dieses sehen wir nordwestwärts über das Plateau der *Canjuers* mit einem Gebiet verschmelzen, das im Westen ebenfalls als eindeutig vor den Alpen liegend zu gelten hat. Erst südlich dieser *außer-alpinen „Vorlandbrücke“* wird die Tektonik wieder lebhafter.

b) Die mesozoischen Ketten der Provence.

1. Das nordwestliche Randgebiet des Maurischen Massivs.

Aus dem flachen Randgebiet des Massiv-Zuges entwickeln sich die Falten in westlicher Richtung sehr allmählich. Das zeigt sich zunächst bei Draguignan, wo aus dem schwach gewellten Trias-Land durch engere Zusammenraffung Sättel von Trias und Mulden von Jura entstehen.

Weiter im Süden wird dieses Bild etwas modifiziert. Vom Argens-Tal gegen SW bis zum Mittelmeer verläuft die Außenkontur des Perm im Kartenbilde treppen-artig abwechselnd N—S und E—W streichend. An die gegen NW hinaus springenden Winkel der Perm-Kontur schließt sich stets ein westwärts weit

durchstreichender Trias-Sattel an (so an die Ecke von Vidauban der Sattel von Carcès, an die Ecke von Le Luc der Sattelzug von Brignoles usw.). Ganz besonders deutlich wird das bei Carnoules. Dort sehen wir sogar den nördlichen Randsprung des Kristallins als Überschiebung unmittelbar weit westwärts fortstreichen. Auch bei Cuers deutet sich eine Verschuppung von Rotliegendem mit Kristallin weiter westlich in der Deckgebirgstektonik noch an; die nördliche Kristallinrand-Störung verbindet sich ebenfalls von Carnoules über Roquebrusanne zwanglos mit der Überschiebung der Ste. Baume, einem der markantesten tektonischen Elemente der Provence.

Allgemein ist die Tektonik in der Nähe des Grundgebirgskernes sehr schwach. Erst gegen Westen verstärkt sie sich allmählich.

So bildet die nur schwach umgeformte nordwestliche Randzone des Maurischen Massivs das Gebiet, aus dem die eigentlichen Provençalischen Falten westwärts erst hervorwachsen — bzw. in dem sie gegen Osten ausklingen.

2. Die eigentlichen Provençalischen Falten.

Etwa mit dem Meridian von Draguignan sehen wir kräftige Falten ansetzen. Sie streichen zunächst WNW, nehmen reine W-Richtung an und biegen schließlich zum WSW-Verlauf ein. Zwischen Marseille und Rhône-Mündung erreichen sie das Mittelmeer. Das sind die eigentlichen „Provençalischen Ketten“. Ihr tektonischer Bau ist nicht sehr durchsichtig.

Zur Frage des provençalischen Deckenbaues (Zsfg. S. 110).

Die „nappes de Provence“ spielen in der Literatur eine große Rolle. MARCEL BERTRAND, HAUG, KILIAN u. a. sehen großartige Deckenschübe. Auch SUESS (1909) glaubt an „übereinandergetürmte Deckschollen“, verlegt die „Wurzeln“ der Decken in das Tyrrhenische Meer (vgl. KILIAN 1905) und bezeichnet das Maurische Kristallin als „Stück von überwältigtem Vorland“, als „Fenster“.

Schon hinsichtlich der literarischen Behandlung dieser Frage ergibt sich eine auffällige Tatsache. Es hat noch niemand unternommen, einmal die „Deckensysteme“ auf ihre mögliche stratigraphische Verschiedenheit hin zu untersuchen und so das ursprüngliche Sedimentationsbild zu rekonstruieren — in der Art etwa, wie das HEIM für die Schweizer Decken durchführte. Ja, es besteht nicht einmal eine zusammenfassende Darstellung, in welcher die „nappes de Provence“ gegeneinander abgegrenzt würden oder das Verbreitungsgebiet der einzelnen tektonischen Einheiten in einer Karte fixiert wäre. Schon dieser — vielleicht rein zufällig erscheinende — Mangel ist bei der häufigen und eingehenden Durch-

forschung der Provence durch namhafte Geologen recht bemerkenswert und hat schon seinen tieferen Grund.

Flache Überschiebungen. — Ihren Ausgang nahm die Deckentheorie von der klassischen Überschiebung bei Le Beausset. MARCEL BERTRAND hat hier zum ersten Male erkannt, daß die nunmehr berühmt gewordene „îlot triassique“ inmitten einer Oberkreide-Mulde nicht von unten her durchragt, sondern an einer horizontalen Störungsfläche auf ihrem jüngeren Unterlager „schwimmt“. Die Schubmasse wurzelt etwa 5—6 km weiter südlich in einem W—E streichenden Trias-Sattel bei Toulon. Die Erscheinung läßt bei der erheblichen Mächtigkeit der überwältigten Schichtfolge eine bedeutende Faltungsintensität erkennen. Immerhin wurde der Bewegungsvorgang aber auch durch die außerordentliche Mobilität der weggeschobenen Trias-Gesteine ganz wesentlich erleichtert.

Wir kennen nun flache Überschiebungen in den Provençalischen Ketten fast überall. Sehr charakteristisch zeigen sie sich besonders zwischen Draguignan und dem oberen Argens.

Für den Mechanismus der Faltenbildung bedeutungsvoll ist gerade hier der Aufbau der mesozoischen Schichtfolge. Mächtige Gipsmergel, in der Tiefe wohl auch von Salz begleitet, und Zellen-dolomite (cargneules) bilden die Hauptmasse der Trias. Der lückenhafte Jura besteht fast durchweg aus festen Kalken oder massigen Dolomiten. Auf diese folgen unmittelbar die garumnischen Schichten der obersten Kreide oder sogar Eozän. Einerseits sind also in der hohen Mobilität der Oberen Trias *günstige Bedingungen für disharmonische Reaktion* gegeben; die starre Masse der Jura-Kalke wird bei einem Zerreißen sofort von unten her durchbrochen werden können (vgl. S. 78). Bei der geringen Mächtigkeit des Jura (örtlich weniger als 200 m) bedeutet andererseits eine Überschiebung etwa von Trias auf oberste Kreide oder Tertiär längst nicht den Grad an Faltungsintensität, den man daraus abzulesen vielleicht geneigt ist.

Tatsächlich beobachten wir innerhalb der stratigraphisch schwer exakt zu gliedernden Trias-Serie intensivste Kleinfaltung, wie z. B. gleich westlich Draguignan (Flayose). Sobald der Jura in die Bewegung einbezogen wurde, sehen wir die Sättel zerbrechen. Der Zusammenschub schafft weniger eigentliche Faltenbilder; sondern die Kalktafeln schieben sich schollenartig flach übereinander. Das Vorgleiten, etwa von Rät oder Lias, wird begünstigt durch eine Schmierung von dünn ausgewalzten, stark verkneteten Triasgesteinen, besonders noch dann, wenn die Bewegung über die roten Tone des Garumniums hinweggeht (Abb. 23).

Auf diese Weise kommt es zu fast horizontalen Überschiebungen. Hier fand denn auch MARCEL BERTRAND (1908) die Grundlagen für seine bahnbrechenden Ideen. Die Erosion hat tektonische Fenster und Klippen geschaffen, sodaß die Erscheinungen in gewissen Ausmaßen tatsächlich deckenartigen Charakter aufweisen. Derartige flache Störungen erscheinen in der gesamten Provence fast ausschließlich unter dem Lias. In jüngeren Schichten kommen sie praktisch nicht vor. Das zeigt die starke Abhängigkeit der Strukturformen von der mechanischen Reaktionsfähigkeit der einzelnen Gesteinsgruppen.

Das Phänomen des flachen Übergleitens kann für die tektonischen Elemente der Provençalischen Ketten geradezu als charakteristisch gelten. In den Gebieten Draguignan - Brignoles - Aix, örtlich bis zur unteren Durance im Norden, bestimmt diese Erscheinung das Faltenbild. Ein besonders gutes Beispiel bietet die westliche Umgebung von Draguignan (s. u.).

Die auf einige Kilometer Schubweite zu beobachtenden horizontalen „recouvrements“ haben wesentlich zur Annahme weiter Deckenschübe beigetragen.

Bewegungsrichtung. Diese Vorstellung wird noch wesentlich begünstigt durch eine weitere Erscheinung. Gerade in dem Gebiet westlich Draguignan zeigt sich eine recht *verschiedene Bewegungsrichtung* in den einzelnen tektonischen Elementen. Die eine Achse hat Nordvergenz, doch schon die benachbarte kann südwärts überschoben sein. Wir greifen hier das Beispiel von Lorgues (ca. 10 km südwestlich Draguignan) heraus, weil es in gewissem Sinne klassisch geworden ist.

Dieser Ort liegt an einer Stelle, wo gegen das große Trias-Gebiet ein Zipfel mit Jura-Kreide-Verbreitung von NW her vorspringt. Dieser Bereich wird im NE wie im SW von Trias-Lias-Aufwölbungen begleitet. Auf beiden Seiten liegt zwischen den jüngeren Gesteinen im Tal von Salernes und den umgebenden Rät-Lias-Bergen eine flache, fast horizontale Überschiebungsfläche. Nördlich Lorgues kommen sich die Störungen der beiden gegenüberliegenden Talseiten außerordentlich nahe (Abb. 23 und 24).

Es bestehen danach zwei Möglichkeiten der Auffassung. Entweder ist die nördliche Störung eine Süd-Überschiebung und die südliche eine Nord-Überschiebung; d. h. die dazwischen liegende Mulde von Salernes ist von beiden Seiten her überfahren. Dieser Ansicht

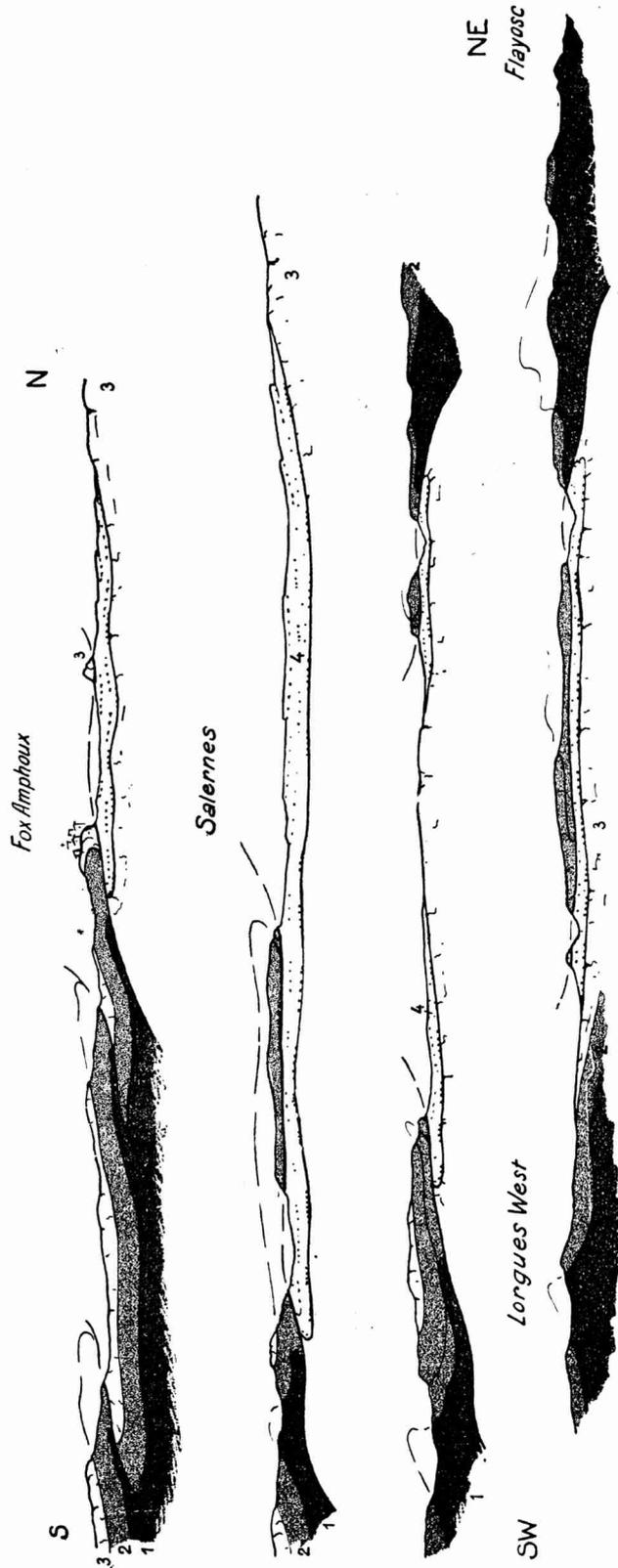


Abb. 23. Profile durch die Mulde von Salernes usw. (vgl. Abb. 24!)
 1 (dunkelgrau) Trias, 2 (hellgrau) Rät-Bathonien, 3 übrig. Jura, 4 Garumnium.
 1 : 50000.

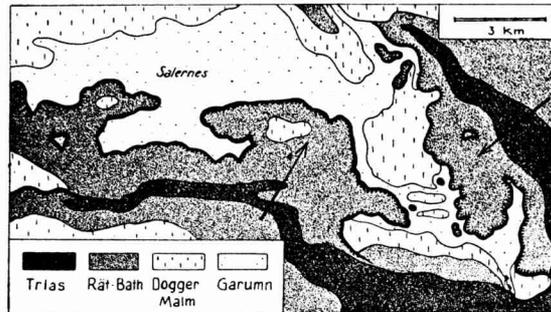


Abb. 24. Karte der Umgebung Lorgues-Salernes.

(Schematisiert nach Carte géol. détaillée . . . 1:80000, Blatt Draguignan).

Die Mulde von Salernes ist kein „Fenster“, sondern eine von SW und von NE her überfahrene Mulde! (Vgl. Profile in Abb. 23!)

ist wohl ZURCHER (1891). Es ergibt sich eine Analogie zu der damals noch anerkannten Glarner „Doppelfalte“. Oder, was in der Tat nicht fern liegt, die Störungsfläche der einen Talseite wird über die jüngeren Schichten hinweg in die der anderen Talseite hineingezogen. Damit wäre die Doppelfalte zu einer Decke geworden — genau wie das berühmte Beispiel aus Glarus. Der Winkel von Lorgues wäre dann die Ecke eines überfahrenen „Halbfensters“ von Salernes. Dieser von HAUG & M. BERTRAND (1912) gezogene Schluß mag zunächst ganz zwingend erscheinen.

Er entspricht jedoch nicht den tatsächlichen Verhältnissen. Schon die dargestellten Profile zeigen in dem Bau der übereinander bewegend sich bewegenden Massen, daß die beiden Überschiebungs-Lappen gegeneinander bewegt sein müssen. Die Schichten rollen sich bei beiden an der Vorderseite ein. Wesentlich ist aber, daß die Störung bei Lorgues gar nicht ununterbrochen um den Winkel jüngerer Schichten herumzieht; sie setzt vielmehr auf eine ganze Strecke aus. Hier sinkt die Mulde von Salernes also ganz harmonisch von SE her zwischen die beiden Trias-Sättel ein. Es handelt sich damit um zwei gesonderte Überschiebungen, deren jede einer anderen tektonischen Achse angehört. Zufällig zeigen sie eine gegeneinander gerichtete Vergenz. Durch das sehr flache Übergleiten von beiden Seiten her wird eine gemeinsame „Deckenbahn“ also nur vorgetäuscht. —

Als ganz analoges Beispiel führt DE LAPPARENT (1932) die gegeneinander überschobenen Sättel von Quinson und Bauduen (unterer

Verdon) an. Er kommt damit ebenfalls zu einer Ablehnung der HAUG-BERTRAND'schen Deckenvorstellung.

Diese würde mit der Annahme einer „nappe des Bessillons“ zu unhaltbaren Konsequenzen führen. Das Gebiet der sog. „Decke“ steht nämlich im Norden in unzweifelhaft normalem Verband mit den Canjuers und weiterhin mit den Alpen; im Südosten fehlt jede tektonische Grenze zu dem Trias-Mantel der Kristallin-Massive. Die ganze Provence inklusive Alpen müßte also schwimmen, nur Salernes wäre autochthon. Daß über den Deckenbau der Provence geradezu phantastische Vorstellungen bestanden, zeigt sich an einem kaum glaublichen Beispiel. Die südwärts bewegten Schuppen der Subalpinen Rand-Ketten, also tektonische Elemente von seltener Klarheit im Bau (vgl. Abb. 11), konnten als nordwärts tauchende Deckenstirnen erklärt werden, deren Wurzeln im Süden des Maurischen Kristallins zu suchen wären (KILIAN 1915, LÉON BERTRAND 1922).

Einen weiteren Beitrag zur Klärung liefert die nordwestliche Ecke der Mulde von Salernes (zwischen den Orten Tavernes und Varages). Hier soll in einem Talschluß ebenfalls eine Art „Halb-fenster“ von Oberkreide unter der Trias-Jura-Decke hervorsehen. Es ergibt sich dort ein ähnliches Bild wie bei Lorgues. Einerseits liegt eine Süd-Überschiebung vor, andererseits eine Aufschiebung nordwärts (s. Abb. 25). Hier bekundet sich auch das Altersver-

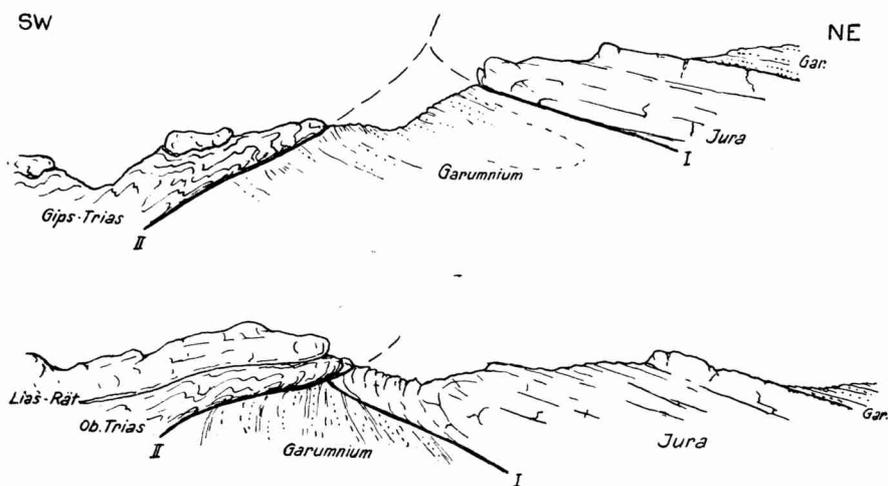


Abb. 25. Vergenz-Wechsel in den Provençalischen Ketten.
Zwischen Tavernes und Varages.

Eine Süd-Überfaltung von Jura auf garumnische Oberkreide (Störung I) wird überwältigt durch eine nordgerichtige Trias-Überschiebung (Störung II). Das Garumnium bildet also nur scheinbar ein tektonisches „Fenster“!

hältnis beider Bewegungen: die südwärts zeigende Störung wird von der nordgerichteten überfahren. Das Garumnium wurde zunächst von Norden her durch Jura überfaltet und überschoben. Diese Störung sehen wir im Streichen verschwinden unter einer von Süden heraufbewegten Scholle von arg zerknieteten Trias-Gipsen. Die Südvergenz ist hier also älter als die Nord-Überschiebung. Daß aber die darin zum Ausdruck kommenden mechanischen Phasen etwa auch zwei verschiedenen tektonischen Phasen angehören, ist nicht anzunehmen. —

Schließlich sei noch ein Beispiel aus der nördlichen Umgebung von Marseille angeführt. Von Roquevaire bis Simiane läuft ein Sattelkern von Trias auf der Nordseite der Mtge. d'Etoile herum. Dieser Trias-Sattel legt sich zwischen Peipin und Pichauris auf kurze Strecke plötzlich südwärts über und quillt bis auf die Kreide gegen Süden vor. Die Überschiebung von Muschelkalk und Keuper auf Oberkreide wird ihrerseits überwältigt von einer nordwärts gerichteten Aufschiebung, an welcher der Unterkreide-Klotz von Allauch emporrückt. Da dieser wiederum im Süden von Trias überfahren wird, liegt die besonders von M. BERTRAND und HAUG (noch 1931) vertretene Auffassung einer verfalteten Decke nicht fern. Tatsächlich handelt es sich jedoch um zweiseitiges Überquellen der mobilen Trias („plis en champignon“). Das auch hier scheinbar höhere Alter der Südbewegung geht sicher nicht auf zeitlich wesentlich unterschiedliche Beanspruchung zurück, sondern ist wohl nur als mechanische Episode in der einheitlichen Nordbewegung aufzufassen. —

Südvergenz und Nordvergenz in stetem Wechsel beobachten wir fast in der gesamten Provence. An vielen Stellen hat diese Erscheinung den Anlaß zu Deckenkonstruktionen geben können.

Es ist ein großes Verdienst von FOURNIER, auf die „difficultés insurmontables“, die „véritables impossibilités“ der Deckentheorie schon sehr frühzeitig hingewiesen zu haben (FOURNIER 1895, 1897, 1900, 1907 usw., auch GOLFIER 1897). Damals waren die meisten Erforscher der Provence von den genialen Gedanken MARCEL BERTRAND's gefesselt und glaubten überall Decken zu sehen. Die Befangenheit in der Vorstellung ging soweit, daß sogar versucht wurde, die durch den Kanaltunnel bei Glandage erwiesene Autochthonie der Tektonik durch Umdeutungen der Stratigraphie des Tunnelprofils zu leugnen.

Die Vorstellungen FOURNIERS von „déversements périphériques“, selbst in der neusten Zeit kaum beachtet, treffen von allen bis-

herigen Deutungen das Prinzip des Provençalischen Bautyps weit-
aus am richtigsten. —

Unter Berücksichtigung der verschiedenen Faltungsrichtungen in den tektonischen Elementen der Provence kommen wir vielleicht auch zu einer anderen Auffassung als ZURCHER (1892) über die *Phyllit-Überschiebungen bei Toulon*. Das Kristallin unmittelbar südöstlich der Stadt soll hier auf dem Mesozoikum schwimmen. Im SW soll es mit den autochthonen Phylliten zusammenstoßen, „ohne daß der Kontakt mit hinreichender Sicherheit bestimmt werden könnte“ (Notice explicative zu geol. Blatt Toulon 1:50000, HAUG 1925). Das ist schon auffällig. Auch SCHOELLER (1930) betont die „passage insensible“ zwischen der Cap Sicié-Decke und den autochthonen Phylliten.

Tatsächlich zeigt auch die mit etwa 60° nordfallende Störung zwischen den Phylliten der nordwärts eintauchenden „Decke“ und dem Muschelkalk am Cap Brun usw. nicht so kräftige Beanspruchung, wie man das von einer Deckengrenze erwarten sollte. Sie sieht viel eher wie eine normale Süd-Überschiebung aus.

Wir kennen südvergente Tektonik in dem Küstengebiet Toulon-Marseille allgemein. So liegen innerhalb des Maurischen Massivs steile südwärtige Überschiebungen von Kristallin auf eingepreßtes Perm (MICHEL-LÉVY 1914, WILSON 1933); ähnliche Erscheinungen zeigt das Mesozoikum bei Solliès Pont und am Croupatier NE Toulon (vgl. Blatt Toulon 1:50000). Bei Marseille herrscht in der Unteren Kreide ausgesprochene Süd-Faltung (vgl. SAVORNIN 1900, DENIZOT 1932).

Demnach besteht durchaus die Wahrscheinlichkeit, daß auch die „Decken“ von Kristallin auf Perm bzw. Trias als autochthone Elemente zu gelten haben, die an lokalen Aufschiebungen nach Norden und nach Süden herausgerückt sind. —

Disharmonische Faltung. Die Verschiedenheit der Faltenvergenzen ist schon BERTRAND & HAUG aufgefallen. Sie glauben in diesen verschieden gerichteten Bewegungen eine Lösung gefunden zu haben für gewisse Erscheinungen, die sich mit der Deckenvorstellung zunächst nicht vereinbaren ließen.

Es zeigt sich nämlich außerordentlich häufig, daß der Jura an einer flachen Störung über Trias liegt. Oft trifft das gerade für die Stellen zu, an denen HAUG & BERTRAND die Deckenüberschiebung (von Trias auf Jura) sehen. Um diese Diskrepanz zu erklären, nimmt M. BERTRAND (1912) eine nachträgliche Südüberkippung („répercussion“) der Deckengrenze an, wobei etwa ein ursprünglich

von Muschelkalk und Keuper überfahrener Jura nun sekundär über diese Trias-Schichten geschoben wäre.

Was hier tatsächlich vorliegt, ist aber einfache Faltungs-Disharmonie, verbunden mit flachen Abscherungen. Sie ist gerade in der Nachbarschaft der mobilen Trias eine ganz übliche Erscheinung. Nach einer ersten Warnung (LÉON BERTRAND 1912), diese „étirements“ in ihrer regionalen Bedeutung zu überschätzen, ist LANQUINE (1925 b, 1933) der übertriebenen Deckenauffassung dann ebenfalls wiederholt entgegengetreten und hat die Rolle der Abscherungen hervorgehoben; er spricht dabei von „réduction par décollement“¹⁴⁾.

Am klarsten wird die Bedeutung der Faltungs-Disharmonie für den tektonischen Bau der Provence aus der Karte (vgl. Abb. 26).

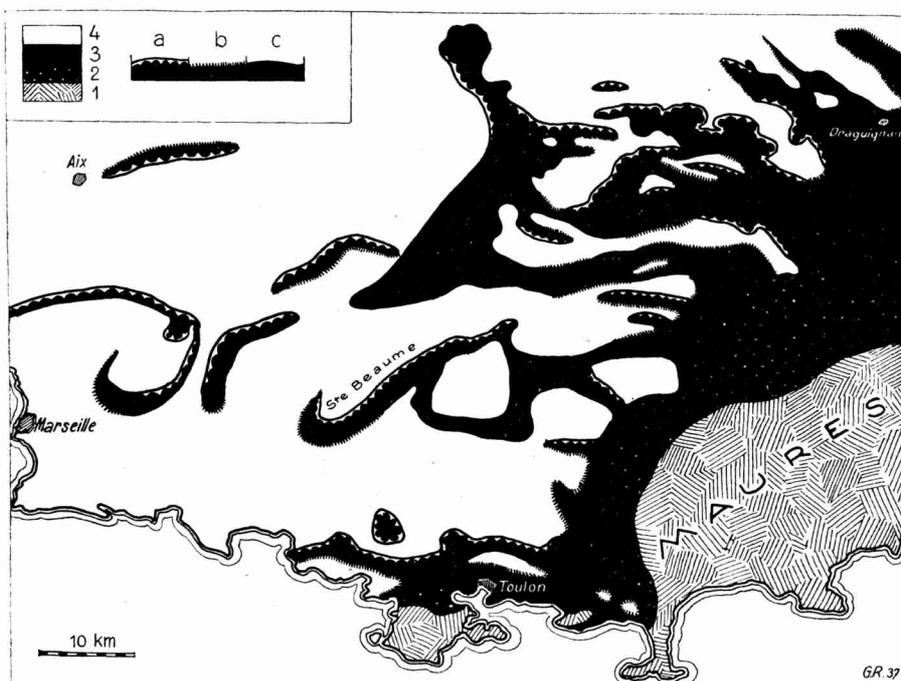


Abb. 26. Die Abscherungs-Tektonik der Provençalischen Ketten als Folge eines hochmobilen Unterbaues. (Schematische Darstellung.) Überschiebungs-Kontakte (a) und Abscherungen (c) sind häufiger als normale Überlagerung Jura/Trias (b). Die mobile Reaktion der Trias ist maßgebend für alle tektonischen Formen. Vgl. Profile Abb. 27.

1 vorpermisches Grundgebirge 2 Perm 3 Trias 4 Jura bis Eozän
(Jüngeres unberücksichtigt).

14) Für das Verlorengehen der primären Verbindung zweier Schichtglieder ein sehr treffender Ausdruck; denn „décoller“ heißt wörtlich: aus dem Leim gehen.

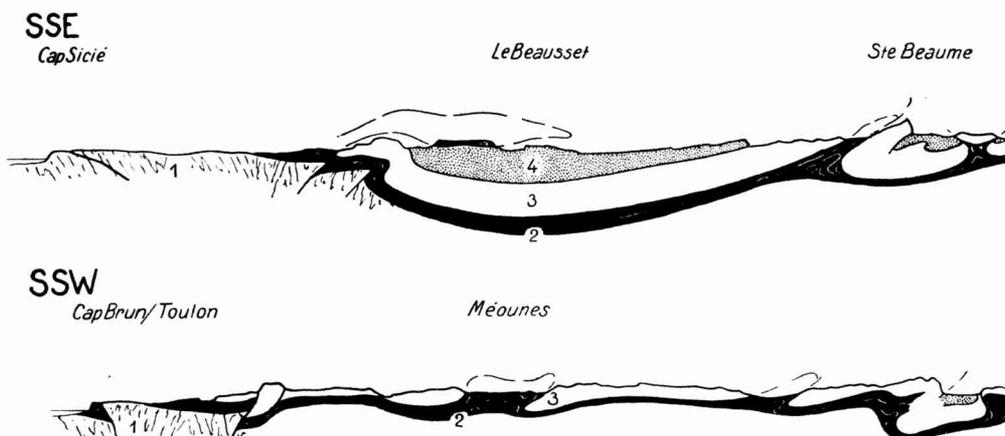


Abb. 27. Die Faltung der Provençalischen Ketten: Bewegung mit überwiegender Nord-Vergenz, in der Form beherrscht durch die Reaktion der mobilen Trias. Daher lokal flache Übergleitungen (Le Beausset), zahlreiche Abscherungen, Rückvergenzen. Das jüngere Mesozoikum „schwimmt“ auf der Trias. Jeglicher Deckenbau fehlt! (Vgl Abb. 26.)

1 Kristallin 2 Perm-Trias 3 Jura-Unterkreide 4 Oberkreide-Eozän
 Diskordant zu diesen Strukturen liegt Lud-Oligozän.
 Maßstab 1 : 300000. Überhöhung 2-fach.

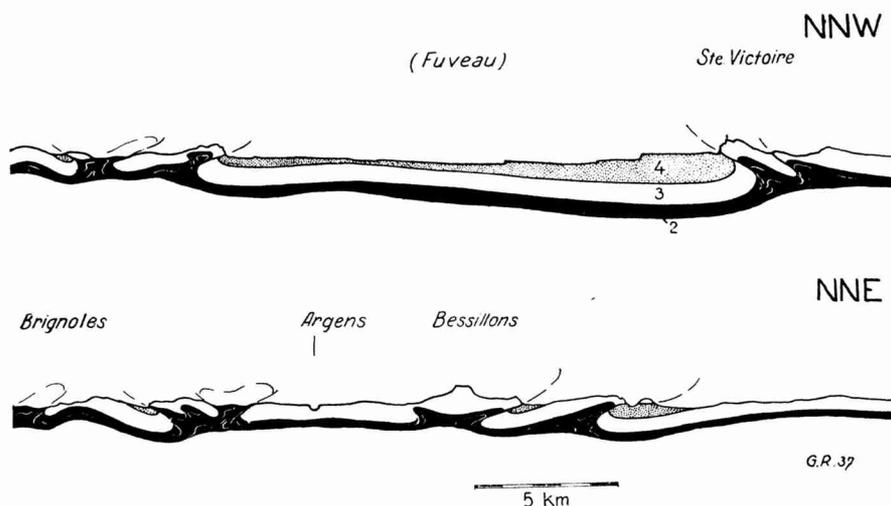
Es zeigt sich, daß die Fälle normaler Schichtenfolge Trias-Rät-Lias usw. geringer sind als die, bei denen meist Rät oder Lias, örtlich sogar noch wesentlich jüngere Formationen, an flachen Abscherungen unterdrückt wurden bzw. gegenüber der voraus-eilenden Trias zurückblieben.

Dieselbe Erscheinung erleichtert auch die Erklärung des häufigen Vergenz-Wechsels und des oft regellosen Streichens. —

Zusammenfassend kommen wir hinsichtlich der „Nappes de Provence“ zu dem Schluß, daß *weite Deckenschübe nicht bestehen*. Sie werden lediglich vorgetäuscht durch flaches Übergleiten von Trias (z. B. Le Beausset) und durch häufigen Wechsel in der Vergenz der Überfaltungen (z. B. Lorgues).

Beide Erscheinungen, wie auch das örtlich recht unregelmäßige Streichen (z. B. zwischen Marseille und Brignoles), erklären sich mit *stark disharmonischer Reaktion der Trias*.

Die im Einzelnen so verwickelte — oft beinahe planlos erscheinende — *Struktur der Provençalischen Ketten* ist im Prinzip



nur eine *hochgradige Abscherungsfaltung*. Wir können diese besondere Reaktionsform geradezu als „Provençalischen Bautypus“ herausstellen (Abb. 27).

3. Das regionale Faltenbild der Provence.

Die nördlichsten Provençalischen Falten legen sich unmittelbar südlich an das Jura-Plateau der Canjuers. Daß es sich bei diesen Achsen nicht mehr um alpine Elemente handelt, entnehmen wir ihrer *Nord-Vergenz*. Südlich des großen Pont-Gebietes schließen sich die ganz eindeutig gegen NE und N überschobenen Sättel der Verdonmündung an (Gréoux und Vinon; vgl. DE LAPPARENT 1932). In Form einer Unterkreide-Aufwölbung überschreiten sie sogar die untere Durance. Zwischen dem südbewegten Luberon und dem Étang de Berre folgt dann eine Reihe von Sätteln, die eindeutige Vergenz nicht erkennen lassen. Das hervorragendste tektonische Element ist die Mtge. de Victoire östlich Aix, ein Jura-Sattel, der auf die flache Mulde von Fuveau südwärts überschoben wurde.

Im Süden dagegen ist der Rand dieses weiten morphologischen Beckens zwischen Marseille und dem Étang de Berre an scharfer Kontur nordwärts überfahren. Diese Störungslinie setzt sich östlich über St. Maximin-Barjols usw. bis südlich Draguignan (Lorgues) fort.

Das südlich angrenzende Gebiet zeigt recht einheitlichen Bau. Südbewegungen treten in ihrer Bedeutung zurück. Erst hier herrscht *wirklich alpinotype Faltung gegen Norden* (Le Beausset-Ste. Baume usw.). Das gilt bis zur Küste. Dort dagegen zeigen

sich gewisse Sonderverhältnisse. Die Südfaltungen, wie sie bei Marseille (DENIZOT), bei Toulon und noch im Kristallin sich bekunden, verdienen eine gewisse Beachtung. Es handelt sich hier anscheinend um Faltungen gegen eine unter dem Meere liegende westliche Fortsetzung des Maurischen Massives.

**c) Die Provençalischen Ketten
als östlicher Teil des Nordpyrenäen-Stammes.**

Die Nord-Pyrenäen streichen südlich Mouthoumet mit klarer nördlicher Vergenz ostwärts. Um die SE-Ecke dieses kleinen Massives schmiegen sie sich herum und ändern ihren Verlauf zur NNE-Richtung (vgl. ASHAUER 1934). Es bestehen kräftige Überschiebungen gegen Westen, auf die Mtge. Noire zu. Schon bei St. Chinian (etwa 75 km WSW Montpellier) liegt eine neue Achsen-Torsion (vgl. CAREZ 1892). Der Faltenbogen leitet wieder zu reinem W-E-Streichen über. Mit leichter Schwenkung über Montpellier verläuft hier eine ziemlich scharfe Nordgrenze stärkerer Faltung gegen Osten. Wohl sollen auch nördlich davon am Hérault noch Schuppen auftreten, die z. B. in der Mtge. de la Séranne gegen das Zentral-Plateau bewegt wurden (NICKLÈS 1899). Aber hier liegen Sonderverhältnisse vor, nämlich Umprägungen älterer Brüche (s. S. 118). Und wir können diese Pressungs-Strukturen — soweit sie überhaupt vorhanden sind — nicht mehr zu den Pyrenäenketten stellen.

Vielmehr bedeutet die Linie St. Chinian-Montpellier den klaren *Außenrand der alpinotypen Pyrenäenfalten*.

Verhüllt durch das Rhône-Delta taucht diese Grenze dann am Étang de Berre wieder heraus. Das Gebiet südlich dieser Linie entspricht nach seinem tektonischen Charakter ganz den *Nord-Pyrenäen*. Das kommt vor allem in der intensiven Faltung gegen Norden zum Ausdruck. Aber auch die schwachen Südvergenzen haben im Westen ihr Analogon in der Rückfaltung des Nordstammes gegen die kristallinen Zentral-Pyrenäen (ASHAUER 1934). Sogar der Faltenbau läßt Ähnlichkeiten mit manchen Teilen der Pyrenäen erkennen (vgl. MISCH 1934). —

In der Linie Martigues-St. Maximin-Barjols-Dranguignan sehen wir den *Nordrand der provençalischen Pyrenäen-Falten*. Die schwachen und wenig einheitlichen Faltelemente der Provence *nördlich*, also außerhalb dieser Grenze können wir nur noch als *Vorketten* auffassen. Sie laufen sich nach außen hin allmählich tot an dem Vaucluse-Plateau im N, dem Pont-Gebiet der unteren Durance im

NNE und dem Plateau der Canjuers im NE. Selbst wenn man die Vorketten noch zu den Pyrenäen rechnen wollte, sehen wir diese noch weit südlich des Alpenrandes aufhören.

Die eigentliche *Ost-Endigung des Nordpyrenäenstammes vollzieht sich im nordwestlichen Randgebiet des Maurischen Massiv-Zuges.*

Die Falten heben sich hier ganz allmählich heraus. Sie verlieren an Intensität immer mehr und ersterben schließlich gegen E mit Erreichen des Kristallinkernes.

Das ungefaltete Gebiet Vaucluse-Canjuers-Tanneron liegt weit außerhalb der Pyrenäen. Es erweist sich durch seine Befaltung von Süden her klar als deren Vorland und verursacht damit eine *scharfe Trennung zwischen Pyrenäen-System und Alpen-Bogen.*

C. Das südöstliche Randgebiet des Zentral-Massivs.

Das südöstliche Randgebiet des Zentral-Massivs — etwa der Bereich zwischen dem Grundgebirge und der Rhône — ist ausgezeichnet durch tektonische Elemente verschiedenen Streichens.

SW-NE bis SSW-NNE, in der Cevennen-Richtung, verlaufende Strukturen treten am deutlichsten heraus. Sie halten sich unmittelbar an den Rand der Alten Masse und charakterisieren sich als ein System von etwa „rheinisch“ gerichteten Störungen.

Im Osten schließt sich ein Bereich an, in dem wir Verwerfungen kaum noch kennen. Hier herrscht eine sanfte Wellung mit W-E-Streichen, soweit sich überhaupt tektonische Umformungen erkennen lassen.

1. Die west-rhodanische Plateau-Zone im Gebiet von Gard und Ardèche.

Das spitze Dreieck zwischen Valence/Rhône im Norden und der Linie Rhônemündung-Montpellier-West im Süden ist ein Gebiet fast ausschließlicher Kreide-Verbreitung, wenn wir von der diskordant liegenden Tertiär-Bedeckung absehen. Es ist vor allem die mächtige Unterkreide, die hier in flachen Wellen auf- und absteigt. Nur in der Mulde von Uzès und in der weiten Schüssel von Bagnols westlich Orange erscheint noch Senon. Und erst bei Montpellier selbst, also unmittelbar am pyrenäischen Außenrande, beteiligt sich auch Jura.

Von einer wirklichen Faltung können wir nur in Bezug auf das Gebiet zwischen Avignon und Alais reden. Sowohl die Mulde von St. Laurent wie auch die von Uzès zeigen eine Aufrichtung ihrer Nordschenkel bis zur Senkrechten. In beiden Fällen neigen

sich die Schichten von Süden her flacher zur Mulde hin. Damit deutet sich eine gewisse Süd-Vergenz an. Doch soll der dazwischenliegende Sattel weiter östlich gegen Norden überschoben sein (Roquemaure/Rhône; vgl. Blatt Avignon).

Im übrigen können wir den gesamten Bereich mit großem Recht als Plateau auffassen. In seinem nördlichen Teil, in dem Gebiet von der Cèze im Süden über die Ardèche bis La Voulte im Norden, sind die Vocontischen Falten längst verklungen; sie überschreiten die Rhône in westlicher Richtung nicht. Das Flußgebiet der Ardèche ähnelt dabei in seinem tektonischen Bau außerordentlich dem Vaucluse-Plateau. Ja, wir können hier dessen östliche Fortsetzung sehen. Die wenigen Falten bei Uzès stehen sowohl regional als auch strukturell (schwache Süd-Vergenz bei W-E-Streichen) in enger Beziehung zu den Chaînes des Alpilles und der Luberon-Kette. Noch weiter südlich, am Gard, bei Nîmes, Sommières usw., ist wieder der gleiche Plateau-Charakter beherrschend wie im Vaucluse- und Ardèche-Gebiet. Ganz im Süden erst, zwischen Montpellier und Lodève, erscheinen die ersten nordbewegten Außenfalten der Pyrenäisch-Provençalischen Ketten.

Irgendwelche *Faltung mit SW-NE-Streichen fehlt* absolut. —

Insgesamt sehen wir also in dem *west-rhodanischen Randgebiet des Zentral-Massivs* einen Raum, der seiner orogenen Struktur nach ganz eindeutig *weder zu den Alpen, noch zu den Pyrenäen* gehört. Bei seiner außerordentlich schwachen Umformung kann dieser Bereich nicht einmal zu den Vorketten des einen oder des anderen Gebirges gestellt werden, — selbst wenn sich mit der schwachen Wellung in ausschließlich W-E-Richtung eine ganz entfernte Verwandtschaft zu den Vocontischen Faltenketten andeuten mag.

Der west-rhodanische Raum zeigt vielmehr ausgesprochenen Plateau-Charakter. Wir sehen dort die Faltenbildung der östlichen Nachbargebiete gegen Westen ersticken, die der südlichen Nachbarschaft gegen Norden ausklingen. Die kaum gefaltete Plateau-Zone vom Estérel im Osten über Canjuers und Vaucluse verschmilzt hier also — unter wesentlicher Verbreiterung — mit dem Zentral-Massiv unmittelbar.

2. Die Rhodanische Bruch-Senke (Cevennen-Rand).

(s. Tafel 10.)

Das Störungsbündel, welches in den Cevennen und ihrer beiderseitigen Verlängerung die Alten Gesteine des Grundgebirgs-Blockes

östlich abschneidet, tritt auf jeder geologischen Karte äußerst auffällig hervor. Bemerkenswert ist besonders die Geradlinigkeit des Massiv-Randes zwischen Narbonne und Valence.

Man hat in dieser Zone — nordwärts gegen Grenoble verlängert — eine unmittelbare Falten-Verbindung zwischen Alpen und Pyrenäen sehen wollen (DE MARGERIE, STAUB u. a.). Es wurde bereits von GERHARD RICHTER (1934) dargestellt, daß diese Auffassung rundweg abzulehnen ist. Wir müssen näher auf die Frage eingehen.

Das gesamte östliche Rand-Gebiet des Zentral-Massivs, der Cevennen-Rand s. l., ist ausgezeichnet durch Verwerfungen, die meistens gegen E einfallen. So findet sich immer wieder in der Literatur der Ausdruck „paquet d'écaillés“ (THIÉRY 1921, KILIAN 1921 u. v. a.); man spricht von Aufschuppungen bzw. „chevauchements“ gegen das Zentral-Massiv. Davon kann deshalb keine Rede sein, weil stets an diesen Störungen Jüngerer über Älterem liegt. Allein HAUG (1906) wandte sich bereits gegen die Auffassung von der Faltung-Natur der „failles en escalier“; er führt sie nur auf das Aufsteigen des Zentral-Massivs zurück, worin wir ihm freilich nicht restlos beipflichten können (vgl. unten).

Normale Brüche.

Die Abbrüche vom Alten Rumpf sind im Gebiet von Valence, Privas, Aubenas, Alais usw. großartig aufgeschlossen. Die Störung, an welcher die Chaîne de Crussol bei Valence vom Zentral-plateau-Kristallin abgesunken und gegen dieses eingekippt ist, fällt flach gegen E und streicht rheinisch, NNE. Zwischen La Voulte und Privas verlaufen die Sprünge ENE („erzgebirgisch“). Die dunklen Kellaway-Oxford-Tone stehen hier in unmittelbarem Kontakt mit dem Grundgebirge. Die Trennungsfläche ist z. B. bei Flaviac so flach gegen E geneigt (etwa 40°), daß man fast an Transgression denken könnte (vgl. Abb. 28, oben); schon MUNIER CHALMAS (1900) und KILIAN (1921) wiesen darauf hin und lehnten eine solche Erklärung auch ab, obgleich die Erscheinung über viele Kilometer hin zu beobachten ist. Bei Privas selbst besteht eine ganze Anzahl von Parallel-Sprüngen, alle mit dem gleichen Verwerfungs-Sinn. Dort ist an einer Stelle durch eine antithetische Gegenstörung ein eigenartiges Bild entstanden: eine Oberjura-Scholle klebt seitwärts an einem Dogger-Berge (vgl. Profil 2 in Abb. 28); KILIAN (1908) möchte hier rezente Rutschungen, „glissements“, sehen; doch paßt die Erscheinung durchaus in das tektonische Bild. Südlich von Privas (östlich Col de l'Escrinet)

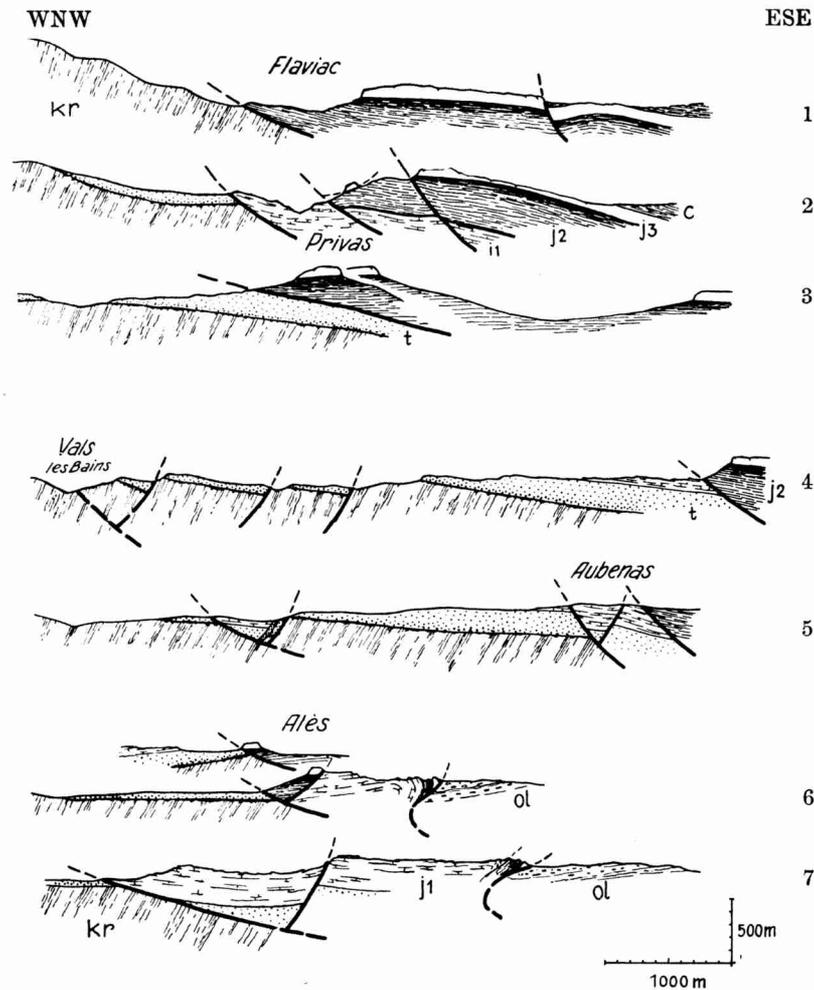


Abb. 28. Die westlichen Randbrüche der Rhône-Senke zwischen Privas und Alès:

Flache rheinisch streichende Sprünge mit Zerrungs-Charakter. Kr Kristallin. t Trias. j₁ Lias. j₂ Dogger. j₃ Oberjura. c Kreide. ol Oligozän.

liegt ein SE-fallender Sprung zwischen höherem Jura und Trias geradezu unwahrscheinlich flach, mit etwa 20° kaum steiler als die Schichten (Abb. 28, Profil 3).

Die Gegend von Aubenas, Vals-les-Bains, Largentière usw. ist durch Verwerfungen ausgezeichnet, welche gegen das Massiv geneigt sind, trotzdem aber normale Brüche darstellen (Abb. 28, Profile 4 u. 5). Es herrscht hier ein ähnlicher Bau mit anti-

thetisch eingekippten Schollen, wie ihn H. CLOOS für den Rhein-Graben beschrieb. Ähnlich sind die Erscheinungen bei Alais und weiter südlich.

Ausnahmen.

Außer diesen flach zur Rhône hin fallenden Absprünge kommen nun in der Gegend von Alais eigenartige Störungen vor, die ohne Zweifel Überschiebungen darstellen. An dem geraden Bruch-Rande von St. Ambroix-Alais ist tatsächlich Urgon auf Oligozän überfaltet, und zwar gegen E. Auf kleinem Raume nimmt diese Übergleit-Bewegung ungewöhnliche Ausmaße an, so daß bei Alais selbst wirkliche tektonische Klippen von Urgon über dem Tertiär liegen.

Noch etwa 3 km von der Randstörung entfernt schwimmen Kreide-Kalke auf dem Oligozän. Bei dem Fehlen jeder sonstigen Faltung ist man zunächst recht abgeneigt, eine flache Überschiebung als Ursache anzuerkennen. Die echte tektonische Klippen-Natur dieser eigenartigen Erscheinung ist aber m. E. kaum zu leugnen; das Profil des Bachrisses bei La Liquière östl. Alais, wo das Oligozän unter einer Kreide-„Mulde“ durchstreicht, kann ich auch nicht anders erklären als THIÉRY (1921), CORROY (1923) und FRIEDEL (1923). Allein die Deutung dieser Klippen als Reste einer weit von E kommenden Decke, etwa in Zusammenhang mit der „nappe de Suzette“ (TERMIER 1923, JACOB 1923 u. a.), ist völlig indiskutabel (vgl. auch Kleindruck auf S. 88). MARCEL BERTRAND (1900) ging dabei sogar so weit, aus dem Vorhandensein derartiger Überlagerungen die gesamten flachen Störungen bis in die Gegend von Valence — obwohl sie doch normale Brüche darstellen! — als Deckenbahnen anzusehen.

Diese flachen Überfaltungen sind als ursprünglich normale Brüche aufzufassen, welche sekundär zu Überschiebungen umgeprägt bzw. einfach umgelegt wurden. Bei St. Ambroix ist der seitliche Zusammenhang bzw. die Entwicklung einer Form aus der anderen klar zu beobachten¹⁵⁾; vgl. Abb. 28, Profile 6 u. 7.

Auch weiter südlich, wie bei St. Hippolyte und in der Mtge. de la Séranne, sind die meisten heute als steile E-Überschiebungen erscheinenden Brüche so zu erklären: flache Abgleitungen sind später zu Aufschiebungen umgeformt. Anders wäre das Nebeneinander beider Phänomene garnicht möglich. Betont doch NICKLÈS

¹⁵⁾ Wir kennen eine solche Umformung von ursprünglich andersartigen Störungen auch aus der rheinischen Zone Deutschlands, z. B. aus den Hessischen Gräben (vgl. MARTINI 1937).

(1899, 1905, 1907), daß in der Mtge. de la Séranne zwar eine gewisse Faltung besteht (sie hält sich fast ausschließlich an die hochmobile Trias!); daß jedoch in der südlich unmittelbar benachbarten Causse de la Selle, „quoique très fracturée“, keine „chevauchements“ mehr vorkommen.

Noch weiter im Süden, bei St. Chinian und Gabian westlich Béziers, sind die Aufschiebungen gegen Westen, gegen das Massiv, gerichtet; wir stehen hier schon innerhalb der Nordpyrenäenketten. Trotzdem sind selbst dort noch Strukturen vorhanden (BARRABÉ & SCHNEEGANS 1935), die nur mit der Präexistenz älterer Sprünge zu deuten sind (Abb. 29).

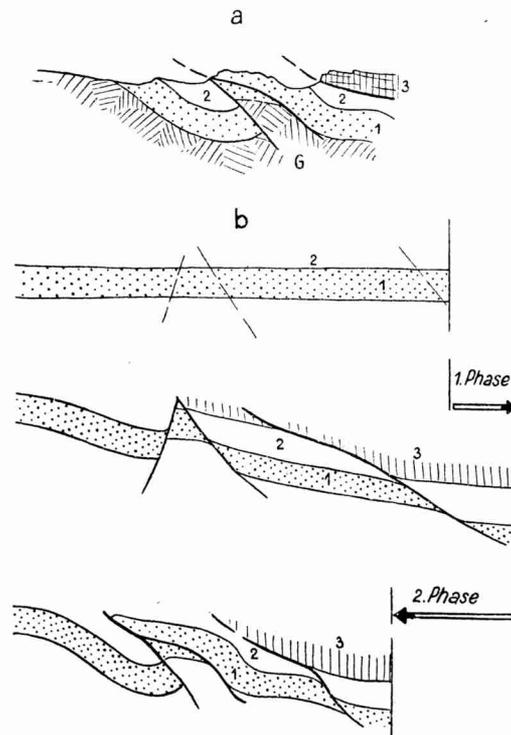


Abb. 29. Profil aus dem Grenzgebiet zwischen Rhodanischer Bruch-Stufe und Pyrenäischem Faltenstrang (Gegend von Gabian nordwestlich Béziers).

- a. Darstellung nach BARRABÉ & SCHNEEGANS (1935): „suppression“ verschiedener Schichten, in der Trias Falten „déversés ou couchés vers NNW“.
- b. Mechanische Ausdeutung dieses Profiles: 1. Phase Zerrung (Rhodanischer Charakter), 2. Phase Zusammenschub (Pyrenäische Strukturen).

G Vorpermisches Grundgebirge.

1 Perm-Buntsandstein. 2 mittl. und obere Trias. 3 Lias.

Gesamt-Charakter.

Der Cevennen-Rand auf der Linie Narbonne-Valence besteht also insgesamt aus einer Schar rheinisch streichender normaler Brüche. Ihr Charakter ist nur im Süden stark verwischt durch Falten und Aufschuppungen gegen Westen, gegen das Zentral-Massiv; diese reichen maximal bis zur Mtge. de la Séranne nordwärts und sind allein als Randfalten bzw. letzte Ausläufer des Nordpyrenäen-Stranges aufzufassen. Es schließt sich dann eine Strecke an, in der örtlich die höhere Scholle sekundär über die tiefere gegen E bewegt wurde, wie bei Alais-St. Ambroix; diese Überfaltungen sind aber nur spätere und prinzipiell unwesentliche Zutaten. Was tatsächlich die Gesamt-Zone auszeichnet, ist die flache Neigung der Cevennen-Abbrüche gegen E und damit ihr eindeutiger *Zerrungs-Charakter*.

Wohl fällt uns zunächst der große vertikale Versetzungs-Betrag auf. So fand HAUG (1906) eine Erklärung mit der aufwärtigen Oszillation des Zentral-Massivs. Nun beträgt aber das Einfallen gerade der bedeutendsten Sprünge meist nicht mehr als 45° . Das bringt für die betroffenen Schollen auch eine wesentliche Horizontal-Bewegung, und zwar ein Auseinander-rücken. Dieser Dilatations-Betrag ist bei dem schwachen Einfallen ganz bedeutend und übertrifft häufig die Vertikal-Bewegung.

Unter Berücksichtigung der vielen Neben-Störungen mag für die gesamte Rhodanische Bruch-Stufe die reine Zerrung etwa 1,5—2 km ausmachen, örtlich vielleicht sogar noch etwas mehr. Um diesen Betrag ist also der Rhodanische Bereich vom Zentral-Massiv abgerückt.



Abb. 30. Schematisches Profil durch die Rhône-Senke:
Der Cevennen-Rand als eine durch Zerrung entstandene Bruch-Stufe.

Nachbargebiete.

Die Nachbarschaft der riesigen Spalte zeigt ganz ähnliche Erscheinungen, wenn auch nicht in diesem Ausmaße.

Kleinere normale Brüche weist zunächst das östliche Grenzgebiet des eigentlichen Cevennen-Randes auf, so nördlich Mont-

pellier (vgl. Blatt Montpellier), so WSW Nîmes (TORCAPEL 1895), zwischen Alais und Uzès (vgl. Abb. 43), bei Le Teil usw. Nicht unbedingt nachweisbar, aber klar genug als Bruch angedeutet ist die große Stufe von Nîmes; nördlich Montélimar vermutete schon PAQUIER (1901) eine Cevennenrand-Parallelstörung im Rhône-Bett (vgl. Taf. 10).

Besonders im Norden bzw. auch innerhalb des Massivs ergeben sich Verwandtschaften. Auffällig ist besonders die schnurgerade rheinische Richtung der „Grande faille houillère“, welche das gesamte westliche Zentral-Massiv zerschneidet und bei Villefranche gegen das Aquitanische Becken verwirft; dort ist das Stamp noch > 300 m abgesunken (THEVENIN 1903).

Die östliche Massiv-Kontur von Valence über Lyon-Macon bis zum äußersten Morvan ist die einfache Fortsetzung des Cevennen-Randes und ebenso gebaut (vgl. z. B. MICHEL LÉVY 1909). Rheinische Brüche mit Zerrungs-Charakter kommen bei Bellegarde im Jura vor (FALLOT, CORROY & GARDET 1933); und bei Basel kennen wir sie ebenso (vgl. DEECKE); sie leiten hier zum Oberrhein-Graben über. —

Die meridionale Richtung findet sich mit ihrem NNW-Element, der Egge-Richtung, ebenfalls vor, und zwar meist als westliche Begleitung der Rhodanischen Bruch-Stufe. Die Gräben der Limagne, die Haupt-Basaltlinien der Auvergne (vgl. GLANGEAUD 1910), die Spalten-Ergüsse bei Privas und im Hérault-Gebiet verlaufen vorwiegend in NNW-Richtung. Das spricht ebenfalls für Auflockerung im meridionalen Streichen. Ein mechanischer Deutungsversuch wurde vom Verf. bereits gegeben (G. RICHTER 1934).

Zusammenfassung.

So stellt die Rhodanische Bruch-Senke mit ihrem Zerrungs-Charakter ein ganz eigenartiges Element dar. Sie findet nordwärts ihre Fortsetzung in das Rheinische Element Deutschlands hinein und südwärts in eine Ost-Spanien durchziehende Bruch-Zone (G. RICHTER 1934). Die Rhône-Senke besitzt keine streichende Faltung, kann also nicht etwa ein unmittelbares Verbindungsstück zwischen Pyrenäen (Narbonne) und Alpen (Grenoble) sein. Die *Rhodanische Bruch-Stufe* ist vielmehr das Teilstück einer großen Zerfalls-Linie, und *durchschneidet das Grenzgebiet Alpen-Pyrenäen als völlig fremdes Element* (vgl. Abb. 51). —

Rückblick: Das orogene Strukturbild des Grenzgebietes Alpen-Pyrenäen.

Im Grenzgebiet Alpen-Pyrenäen unterscheiden wir nach Bau und Anordnung der orogenen Strukturen vier tektonische Haupt-Einheiten:

1. Alpen mit Vorketten,
2. Faltenstrang der Nordpyrenäen,
3. Plateau-Zone Cevennen-Vaucluse-Canjuers-Estérel
(als Vorland zwischen 1 und 2),
4. Rhodanische Bruch-Senke.

1. Die Alpen sind in ihren sämtlichen Teil-Einheiten Vorketten-Subalpin-Briançonnais-Pennin scharf gegen W-SW-S bewegt. Unter den Vorketten bildet das Vocontische Faltenbündel ein W-E streichendes selbständiges Klein-Orogen mit zweiseitigem Bau.

2. Der Faltenstrang der Nordpyrenäen klingt in freien Enden in der Provence aus. Es besteht kein Deckenbau, sondern großzügige Abscherungs-Tektonik. Die Vergenz geht überwiegend gegen Norden; untergeordnet wendet sich die Bewegung südwärts gegen das Massiv Zentral-Pyrenäen-Maures.

3. Die Plateau-Zone Cevennen-Vaucluse-Canjuers-Estérel zeigt nur sehr schwache Faltung; sie ist durch meridionale Zerrungsbrüche zerstückelt. Dieser Streifen stellt eine Vorland-Brücke dar, gegen welche sich die Alpen von Norden, die Pyrenäen von Süden her anfalten. Sie trennt die beiden Orogene von einander, verhindert ihr Zusammentreffen, ihre Scharung.

4. Die Rhodanische Bruch-Senke ist in ihrer NE-Er-streckung nicht gefaltet: Es besteht nur sehr schwache Querwellung mit W-E-Streichen. Sie erhält ihre Struktur durch NNE und NE verlaufende Sprünge mit Zerrungs-Charakter. Damit bricht sie vom Rande des Zentral-Massivs ab (Cevennen-Linie). Die Rhône-Senke ist ein Teilstück der großen rheinischen Zerfalls-Linie West-Europas. Sie zeigt weder zu Alpen noch zu Pyrenäen die geringste Verwandtschaft.