

Die Pyrenäen im Lichte der Deckentheorie.

Von **Albrecht Spitz** (Wien).

(Mit Tafel XIV und 2 Figuren im Text).

1. Literatur.

Im folgenden sind nicht alle, sondern nur die wichtigsten tektonischen Arbeiten der letzten 15 Jahre zusammengestellt. Weitere Literaturangaben finden sich in Nr. 3 und, besonders für die ältere Literatur, in Nr. 15.

1. BERTRAND, L., Sur la tectonique des environs de Biarritz, Bidart et Villefranque (Basses-Pyrénées). C. R. Ac. sc. Paris, 1902 (v. 134), p. 491.
2. BERTRAND, L., Contributions à l'étude géologique des environs de Biarritz, Bidart et Bayonne. Bull. soc. géol. France, 1902.
3. BERTRAND, L., Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. carte géol. France, XVII (1906—7), No. 118. (Mit Literaturangaben).
4. BERTRAND, L., Sur l'existence d'une nouvelle fenêtre de terrains prépyrénéens au milieu des nappes nord-pyrénéennes aux environs d'Arbas (Haute-Garonne). C. R. Ac. sc. Paris. 1908 (v. 147), p. 717.
5. BERTRAND, L., Sur deux points de la géologie pyrénéenne: le Pech-Sauveur et la fenêtre d'Arbas. Bull. soc. géol. France 1910.
6. BERTRAND, L., Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai d'une carte structurale des Pyrénées. Bull. soc. géol. France 1911.
7. BERTRAND, L., Sur l'allure tectonique des environs de Licq-Atherey et de Sainte-Engrace (Basses-Pyrénées). C. R. séances soc. géol. France, 1914.
8. BERTRAND, L. et MENGAUD, L., Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes, et leurs relations probables avec les Pyrénées. Bull. soc. géol. France, 1912.
9. BRESSON, A., Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute-chaine). Bull. soc. géol. France, 1902—3, No. 93.
10. BRESSON, A., Bericht über: Réunion extraordinaire de la soc. géol. de France dans les Pyrénées occidentales (Luz, Gavarnie, les Eaux Chaudes). Bull. soc. géol. France, 1906.
11. CAREZ, L., Sur la cause de la présence du Crétacé supérieur à de grandes altitudes et dans une position stratigraphique anormale sur les feuilles de Luz et d'Urdo. Bull. soc. géol. France, 1903.
12. CAREZ, L., Etudes géologiques sur la feuille de Mauléon (Basses-Pyrénées). Bull. soc. géol. France, 1910.
13. CAREZ, L., Examen comparatif de ces conclusions et de celles de M. Léon BERTRAND sur la structure des Pyrénées. Bull. soc. géol. France, 1910.
14. CAREZ, L., Résumé de la géologie des Pyrénées françaises. Bull. soc. géol. France, 1910.
15. CAREZ, L., La Géologie des Pyrénées françaises. Mémoire carte géol. France I—VI, 1903—1909. Mit erschöpfendem Literaturverzeichnis in I und VI.
16. DONCIEUX, L., Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. Ann. Univ. Lyon, 1903.

17. FOURNIER, E., Etudes géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive. Bull. soc. géol. France, 1905.
18. FOURNIER, E., Nouvelles études sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Ossau et celle de Roncevaux (Valcarlos). Bull. soc. géol. France, 1907.
19. FOURNIER, L., Etudes sur les Pyrénées basques (Basses-Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa. Bull. carte géol. France, 1908, No. 121.
20. FOURNIER, E., Sur la tectonique de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées. Bull. soc. géol. France, 1911.
21. LONGCHAMBON, L., Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées orientales et ariégeoises. Bull. carte géol. France, 1912 (No. 131).
22. MENGEL, O., Stratigraphie et tectonique de l'ilot primaire de la Guardia entre le Sègre et la Naguera Pallaresa. C. R. Ac. sc. Paris, 1910, (v. 151) p. 836.
23. MICHEL-LEVY, A. et BERTRAND, L., Note sur une série de contacts anormaux dans la région sous-pyrénéenne occidentale. C. R. Ac. sc. Paris, 1900 (v. 130), p. 1736.
24. ROUSSEL, M., Tableau stratigraphique des Pyrénées. Bull. carte géol. France, 1904, No. 97.
25. ROUSSEL, M., Contribution à l'étude de la stratigraphie des Pyrénées. Bull. soc. géol. France, 1912.
26. SUSS, E., Antlitz der Erde, III. Band, 2. Hälfte, p. 260 ff. 1909.
27. TERMIER, P., Les brèches de friction dans le granite et dans le calcaire cristallin à Moiné-Mendia, près Hélette (Basses-Pyrénées) et leur signification tectonique. Bull. soc. géol. France, 1904.
28. TERMIER, P., Sur la structure géologique de la Cordillère cantabrique dans la province de Santander. C. R. Ac. sc. Paris, 1905 (v. 141), p. 920.
29. TERMIER, P., Sur la structure géologique de Pyrénées occidentales. C. R. Ac. sc. Paris, 1905 (v. 141), p. 966.
30. TERMIER, P., Explication de la feuille St. Jean-Pied-de-Port 1907.
31. TERMIER, P. et BERTRAND, L., Sur la tectonique du pays basque français. C. R. Ac. sc. Paris, 1911.

Infolge unregelmäßiger Lieferung der französischen Zeitschriften, die dann durch den Ausbruch des Krieges gänzlich unterbunden wurde, fehlen in allen mir zugänglichen Bibliotheken die Jahrgänge 1913 und 1914. Wie Nr. 7 (Sonderabdruck!) beweist, sind in diesen Jahren wieder einige einschlägige Arbeiten erschienen, die aus den angeführten Gründen nicht berücksichtigt werden konnten.

An Karten sind — abgesehen von den Übersichtskärtchen in BERTRANDS Arbeiten (3, 6) — fast alle die Pyrenäen umfassenden Blätter der Carte géol. de France im Maßstabe 1 : 80000 erschienen.

2. Einleitung.

Überschiebungsphänome sind in den Pyrenäen schon seit langem bekannt, sowohl vom Nordrand des Gebirges, wie ganz besonders vom Südrand der Zentralzone, wo sie in der berühmten Region von Gavarnie und Eaux-Chaudes gewaltige Dimensionen erreichen.

Doch erst etwa 10 Jahre später als in den Alpen wurde der Versuch unternommen, in die Tektonik der Pyrenäen die Vorstellung größerer Deckenüberschiebungen einzuführen. Es fehlt eben hier an stratigraphischen Kontrasten, die alpinen Verhältnissen vergleichbar wären.

Zentralzone, beide Kalkzonen, und Vorland sind nahezu gleichartig entwickelt, nur die Lücken sind bald hier, bald dort größer oder geringer. Der auffallendste Faciesgegensatz — die Marmorisierung der Jura- und Kreidekalke in gewissen Teilen der Nordpyrenäen — erweist sich zudem an keine tektonische Grenze gebunden. Man kennt ferner in den Pyrenäen keine Erscheinungen von der überzeugenden Kraft der Schwyzer Klippen oder des Glarner Flyschfensters. Dennoch fordern auch hier klippenähnliche Phänomene den Scharfsinn der Erklärer heraus, und bei der Analyse der nordpyrenäischen Zentralmassive stößt man ähnlich wie am Nordrande der Alpen auf das Problem: lokaler Fächer oder regionale Deckenüberschiebung.

LÉON BERTRAND war es, der im Jahre 1902 (1, 2) in den Klippen von Biarritz zum ersten Male ortsfremde, von S. herstammende Schollen zu erkennen glaubte. Später wandte er diese Betrachtungsweise auf die Klippen am Salat und auf manche der nordpyrenäischen Zentralmassive an, und so erwuchs ihm schließlich — nicht ohne Widerspruch (13, 14, 20, 25) — eine geschlossene Vorstellung vom Deckenbaue der Ost- und Zentralpyrenäen (3), die er zuletzt (6) auch auf die Westpyrenäen und das cantabrische Land (8) ausdehnte.

Dank dieser zusammenfassenden Darstellung, die außer den eigenen Studien auf den Ergebnissen der unermüdlichen Arbeit älterer französischer Forscher basiert, und dank den vortrefflichen geologischen Karten der französischen Landesaufnahme ist es möglich, den ersten Versuch deckentheoretischer Synthese einer eingehenderen Kritik zu unterziehen; das ist der Zweck der folgenden Zeilen.

3. Das Deckenschema Léon Bertrands.

Ost- und Zentralpyrenäen. Die Pyrenäen zerfallen, wie bekannt, in eine paläozoische und archäische Zentralzone, und je eine nördliche und südliche, mesozoische Kalk- (und Schiefer-)Zone (vgl. Kartenskizze Taf. XIV). Die nördliche, die sogenannte nordpyrenäische Zone, gliedert BERTRAND (3) in mehrere Untergruppen. Ganz im N. liegt das subpyrenäische Vorland, ausgezeichnet durch reichliche Entwicklung von Oberkreide und Eocän; in ihm taucht der alte Kern der Corbières hervor. Es ist nur bescheiden gefaltet, doch ist sein südlicher Teil als selbständige präpyrenäische Decke (*Z*) abgerissen und beträchtlich nach N. vorgeschoben worden. Südlich von *Z* folgt die nordpyrenäische Region im engeren Sinne, deren Schichtfolge mit dem Albien schließt; erst auf der südlichen Abdachung der Zentralzone stellen sich wieder Oberkreide und Eocän in reichlicher Entwicklung ein. Die tiefste nordpyrenäische Serie, *A* — zugleich die normale postvariscische Bedeckung der Zentralzone — ist stark auf die Decke *Z* übergeschoben, sodaß letztere in Form mehrerer Fenster ($\bar{5}_3$, Arbas; $\bar{5}_4$, Oust; $\bar{5}_5$, Tarascon) unter *A* erscheint. Auf *A* liegt als nächsthöhere mesozoische Decke *B*, in Form eines ununterbrochen durchstreichenden,

fächerähnlichen Gebildes; in ihrer Mitte treten zahlreiche alte Kerne auf (B_4 , Milhas; B_5 , Castillon; B_6 , 3 Seigneurs; B_7 , Camurac; B_8 , Salvezines; B_9 , Agly; B_{10} , Corbières orientales). In ähnlicher Weise liegt auf B eine dritte mesozoische Decke C , gleichfalls mit mehreren Zentralmassiven (C_5 , Barousse; C_6 , Arize; C_7 , St. Barthélemy; C_8 , Belcaire; C_9 , Bessède); die Erosion hat sie in unzusammenhängende Deckschollen zerstückelt. Alle drei Decken sind, wie erwähnt, faziell gleich ausgebildet. Nur die Decke B ist durch Marmorisierung des Mesozoicums ausgezeichnet; doch verschwindet diese Eigenschaft gegen $W.$ und wird im Osten von A übernommen. Südlich der Corbières ist die Decke C verschwunden; A und B schwenken mit NO.-Streichen gegen die provençalischen Ketten ein, deren Fortsetzung sie darstellen.

Sekundäre Bewegungen haben starke Verstellung, ja stellenweise vollständige Umkipfung der primären Deckenkontakte herbeigeführt. Die Decken läßt BERTRAND nicht durch liegende Falten, sondern durch Abgleiten der mesozoischen Bedeckung von der Zentralzone entstehen, wobei die obersten Teile der letzteren abgeschert und mit nach $N.$ geschleppt wurden; es sind die heutigen nordpyrenäischen Zentralmassive.

Westpyrenäen. In diesem Abschnitt ist BERTRANDS Auffassung (6) bedeutend weniger klar und großzügig. Auch hier unterscheidet er subpyrenäisches Vorland, präpyrenäische Decke Z , deren $N.$ -Schub südlich Orthez noch nicht genügend sichergestellt ist, und die Decken A , B , C . Am Nordrande von A erscheinen wieder präpyrenäische Fenster (ζ_1 , Ainhoa; ζ_2 , Espelette). A selbst führt hier, im Gegensatz zu den Ostpyrenäen, auch Zentralmassive (A_1 , Rhune; A_2 , Labourd). Auch B enthält mehrere Zentralkerne (B_{1a} , Baygoura; B_{1b} , Aldudes; B_2 , Hosta; B_3 , Larrau). Besonders verwickelt gestalten sich die Verhältnisse südlich von Mauléon. Die paläozoischen Massive C_1 (Mendibelza), C_2 (Igounce), C_3 (P. de Bergon) und C_4 (Béost-Asté) überlagern im $N.$ die Decke B , im $S.$ die spanische Oberkreide, welche hier die Zentralzone gänzlich überwölbt hat. Da sich nun weder innerhalb der spanischen Kreide, noch weiter im $N.$ eine Wurzel für sie ausfindig machen läßt, so muß ihre Wurzel etwa dort gesucht werden, wo sie heute liegen; doch sind sie nicht einfache Pilze, sondern Reste der Decke C , die zuerst mit A und B gegen $N.$ geschoben und erst später gegen $S.$ zurückbewegt wurde. Dabei nahmen die ursprünglich südfallenden Wurzeln $N.$ -Fallen an, so daß heute die Wurzel von B mit nördlicher Neigung über der Wurzel von C liegt (»Einwicklung«); zu gleicher Zeit quoll auch B als »repli B' « gegen $S.$ über den $N.$ -Rand von C über (vgl. Textfig. 2, S. 301). Eine Stütze für diese Anschauung sieht BERTRAND auch darin, daß man in dieser Region statt der gewohnten Aufschiebung von A und B auf das Cenoman von Z umgekehrt dieses letztere in einem weit südwärts einspringenden Winkel auf B gelagert findet, wobei es Störungen in B überdeckt. Namentlich aus letzterem Grunde kann es sich nach BERTRAND nicht um eine Transgression handeln, sondern

um eine Überschiebung. Auch hier läge also die tiefere Decke *Z* über der höheren *B*, sowie in der Wurzelregion diese auf *C*. Diese südgerichteten Einwicklungen hält er für gleich alt wie gewisse Südüberschiebungen innerhalb von *B*, die großen Südüberschiebungen von Gavarnie und Eaux-Chaudes und die südlich gekehrte Faltungsrichtung in der Zentralzone überhaupt.

Cantabrische Kette. Hier sind die Dinge noch nicht genügend geklärt. Schon im Baskenlande ist die Zentralzone von Oberkreide vollständig zugedeckt worden. Nun werden auch die altmesozoischen Bildungen von *A* und *B* — *C* erreicht nicht den atlantischen Ozean — südlich von S. Sebastian fast vollständig von Kreide ummantelt; man wird auf die tektonische Deutung dieser Stelle gespannt sein dürfen. Bei Santander ist wieder älteres Mesozoicum vorhanden. TERMIER (28) meldet von hier größere Überschiebungen, und noch weiter westlich, im Gebiete des P.^{os} de Europa stellen sich nach BERTRAND und MENGAUD (8) ausgedehnte Decken von Carbon und Devon ein; sie schwimmen auf Kreide, welche die Fortsetzung der nordpyrenäischen Decken bildet. Die Richtung des Schubs ließ sich bisher noch nicht feststellen.

4. Diskussion der Synthese León Bertrands.

Wir beginnen im nachstehenden, der Darstellung BERTRANDS folgend, mit den Ostpyrenäen auf Blatt Quillan. Man vergleiche dazu beständig die Übersichtskarte Taf. XIV.

Decken *A* und *Z* auf Blatt Quillan.

Deutlich sind in der Osthälfte dieses Blattes die Überschiebungen am Nordrande des Gebirges ausgeprägt: *Z* auf die subpyrenäische Zone, und *A* auf *Z*, wobei *A* die auf der Übersichtskarte auffallende, kapartig gegen N. vorspringende Deckscholle des P. de Bougarach bildet.

Im westlichen Abschnitt des Blattes liegt *A* unmittelbar auf der subpyrenäischen Zone, *Z* ist nach BERTRAND in der Tiefe zurückgeblieben. Das Kartenbild auf Blatt Quillan lädt zu einer anderen Deutung ein: Verfolgt man die Überschiebung der Aptkalk von *A* auf die Oberkreide der Decke *Z* vom Kap des P. de Bougarach gegen Westen, so wird aus ihr allmählich eine liegende, schließlich eine stehende Falte; das heißt, der anormale Kontakt zwischen *A* und *Z* verschwindet etwa südlich vom Orte Quillan. Auf der Karte erscheint *Z* hier als eine flache Platte von Cenoman und Albien, die im N., an der Überschiebungsgrenze auf die subpyrenäische Zone, durch ein Band von Aptkalk unterlagert, im S. von den Aptkalken von *A* begrenzt wird. Gegen W. heben sich die jüngeren Schichten zwickelförmig aus (SO.-Fallzeichen bei Ginoules), so daß sich beide Aptbänder vereinigen. Das Kartenbild — besonders der Verlauf der Mergelzüge im Aptkalk — ergibt keinerlei Anhaltspunkte dafür, daß an dieser Stelle ein anormaler Kontakt den Aptkalk zerschneidet und so die Überschiebung des P. de Bougarach

(im Osten) mit der Überschiebung von *A* auf die subpyrenäische Zone (im W.) verbindet, wie BERTRAND annimmt.

Im Einklang mit dieser Kritik steht die Beobachtung von FOURNIER (20, S. 97), daß bei Lescale, westlich von Quillan, die Aptkalke von *A* eine nach N überlegte Muldencharnière bilden, in deren Kern das subpyrenäische Eocän liegt. Zwischen *A* und der subpyrenäischen Zone bestände demnach kein Überschiebungs-, sondern ein normaler Überfaltungskontakt; *Z* hätte zwischen beiden keine Existenzberechtigung. Nicht weit von dieser Stelle treten an der Grenze beider Zonen allerdings wieder ältere Gesteine auf, eine Erscheinung, die für gewöhnlich den Überschiebungsrand von *A* zu bezeichnen pflegt; andererseits wäre hier auch die Transgression des Eocän in Rechnung zu ziehen.

Decken *A* und *Z* am Ostende der Corbières.

Weiter östlich, wo BERTRANDS Karte südwestlich Narbonne noch einmal *Z* verzeichnet, sind die Verhältnisse nach seiner eigenen Angabe (3, S. 100) noch nicht genügend studiert. Dagegen ist die Überschiebung der subpyrenäischen Zone durch die südöstlich gelegenen mesozoischen Kalk- und Schiefermassen deutlich markiert (16). Eine tektonische Kontinuität mit der Randüberschiebung von *A* ist allerdings vorläufig nicht nachweisbar, denn dazwischen scheint die Serie *A*, mit Trias beginnend, normal dem (subpyrenäischen) Paläozoicum der Corbières aufzuliegen. BERTRANDS Übersichtskarte verzeichnet hier allerdings eine auffallende Deckscholle von *A* auf dem jungen (subpyrenäischen) Mantel der Corbières, die Mte. de Tauch. Doch ist ihr Kartenbild ein widerspruchsvolles. Ihre Aptkalke liegen rings auf (subpyrenäischem) Lias, nur am SO.-Rande auf Oberkreide. In dieser ist nach CAREZ (15, S. 3300 und Taf. 35) ein gegen N. gerichtetes liegendes Knie [Mulde oder Antikline?] zu beobachten. Es ist nicht recht zu verstehen, weshalb die Oberkreide nicht auch im übrigen Umkreise die Unterlage des Aptkalkes bildet. Der schnurgerade und durch keinerlei Unregelmäßigkeit des Terrains beeinflusste Verlauf der Grenzlinie zwischen fraglicher Deckscholle und Oberkreide würde eher auf einen Bruch hindeuten.

Nordrand von Decke *B* auf Blatt Quillan.

Es besteht kein Zweifel, daß die Hauptmasse von *B*, die hier, wie im ganzen Osten, starke Metamorphose zeigt, mit ihrem Nordrande auf *A* übergeschoben ist. Ob jedoch alle unregelmäßigen Deckschollen und Keile, welche die Übersichtskarte verzeichnet, zu *B* gehören, sei dahingestellt. Die Überdeckungen sind gewöhnlich an der Überlagerung von Albienmergel durch Aptkalke kenntlich; da aber die letzteren in beiden Decken Mergeleinlagerungen einschließen, die nicht immer leicht vom Albienmergel zu unterscheiden sind (BERTRAND, 3, S. 14), erscheint so manche Überlagerung von Mergel durch Kalk nicht ohne weiteres tektonisch deutbar. Das gilt ebenso für die antiklinal-

ähnlichen Aufwölbungen von Mergeln unter Kalken (z. T. am Axat südlich von Quillan), wie für die auf den Mergeln schwimmenden Kalkmassen (Puilaurens, P. de Lauzieret). Auch CAREZ (15, Taf. 28, Prof. 4) und ROUSSEL (25, S. 42) halten sie für stratigraphische Wechsellagerungen. Diese Meinung gewinnt für die nördlich der Hauptmasse von *B* liegenden Keile und Inseln noch dadurch an Wahrscheinlichkeit, daß diese im Gegensatz zur Marmorfazies der Hauptmasse keinerlei Metamorphose zeigen.

Übrigens betrifft diese Frage nur das Ausmaß der Überschiebung, keineswegs die Tatsache ihrer Existenz.

Nordrand von Decke *B* am Ostende der Corbières.

Ähnlich wie bei *A*, verliert man auch bei *B* an dieser Stelle die Spuren tektonischer Abgrenzung gegen NW., indem das trennende Albienband zwischen den Aptkalken von *A* und *B* im Verlauf gegen NO. auskeilt. BERTRAND zieht allerdings durch diese vereinigten Aptmassen die Überschiebungslinie weiter, doch widerspricht dem das Kartenbild auf Blatt Narbonne. Quer über die angenommenen Überschiebungen hinweg, und ohne sich von ihr irgendwie stören zu lassen, zieht nämlich vom Ostrand der Corbières eine tiefe Erosionsbucht, welche die älteren Schichten bis zum Kristallin entblößt, ostwärts zu den kristallinen Massiven *B*₁₀ (Corbières orientales), welche dadurch tektonisch an die Hauptmasse der Corbières gefesselt werden. Nach BERTRAND (3, S. 97) wären sie allerdings deutlich gegen NW. aufgeschoben, und auch CAREZ (15, S. 3664) spricht von Bewegungen, welche zur Unterdrückung verschiedener Schichtglieder zwischen Apt und Kristallin geführt haben (eine in *B* nicht seltene Erscheinung), doch fallen diese Störungen mit der von BERTRAND gezogenen Linie räumlich nicht zusammen.

Wenn *B* auch hier noch von *A* getrennt sein sollte, dann läge es näher, die Linie weiter im Osten, etwa bei Roquefort des Corbières zu suchen, wo Aptkalke gegen NW. mit anormalem Kontakte an Lias stoßen. Doch wäre es nicht überraschend, wenn infolge der jähen Knickung des Streichens die Überschiebungen hier ihre Kontinuität verlören und durch vicariierende Elemente abgelöst würden. Daß auch hier noch die Neigung zu bedeutenden N.-Überschiebungen vorwaltet, ist schon wegen des wahrscheinlichen Zusammenhanges mit den Ketten der Provence glaubhaft.

Südrand von Decke *B* auf Blatt Quillan.

Im S. der Decke *B* stößt man auf die Zentralzone mit aufgelagerten mesozoischen Resten von *A*; diese werden bei Sournia auf eine größere Strecke durch die Zentralzone überschoben. Im N. überlagert die Decke *B* im Massiv *B*₉ (Agly) ihrerseits diese Reste, an einer recht steil nordwärts fallenden Fläche. Weiter östlich liegt das Kristalline von *B*₉ unmittelbar auf dem Kristallinen der Zentralzone, allerdings mit tekto-

nischem Kontakt (scharfes Abschneiden von kristallinen Schiefen gegen Granit, im Gegensatz zu dem sonst in den Pyrenäen üblichen unscharfen Kontakt). CAREZ (15, S. 3305) und ROUSSEL (25, S. 40) widersprechen auf das entschiedenste der Angabe BERTRANDS (die auch in der Topographie keine Stütze findet), daß die erwähnten Reste von *A* gegen Osten fensterförmig unter der kristallinen Brücke *B*₉-Zentralzone versinken; damit bestreiten sie zugleich die prinzipielle Berechtigung einer tiefgreifenden Trennung von *B* und Zentralzone.

Südlich von Massiv *B*₈ (Salvezines), das als Kuppel unter den Marmoren von *B* erscheint, ist der N-fallende Südrand von *B* nach N. umgelegt: Albienmergel von *A* liegen hier auf Aptkalken von *B*. Allerdings ist nach BERTRAND stellenweise Kristallin dazwischen eingeschoben, und die Aptkalke von *B* beschreiben eine gegen N. geöffnete Synklinalcharnière, was mit der Annahme, sie seien das normale Liegende der Albienmergel, nicht gut übereinstimmen würde. Der Überschiebungskontakt erscheint also hier umgefaltet und geht erst weiter im Westen, südlich von *C*₉ (Bessède) in sein normales Nordfallen zurück. Diese Umfaltung ist nach BERTRAND ein sekundärer Akt. Damit würden sich die Verhältnisse am Nordrand der Zentralzone in Einklang bringen lassen: Im Osten, bei Sournia, ist sie auf *A* überschoben; im W., südlich *C*₉ (Bessède) erscheint in ihr nach BERTRANDS Profilen (auf Blatt Quillan nicht verzeichnet) eine nordwärts überfaltete mesozoische Mulde von *A*; der umgefaltete Südrand von *B*₈ (Salvezines) mag als verbindendes Stück zwischen beiden die Lücke im Verlaufe dieser nordwärts gefalteten Zone ausfüllen.

Von dieser Ausnahme abgesehen, ist die Gestalt von *B* eine fächerförmige; wir stehen hier zum erstenmale vor der Frage: Fächer oder wurzellose Masse. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß der Südrand von *B* in den Profilen von CAREZ (15) und ROUSSEL (25) — im Gegensatz zu der flach nördlichen Neigung, die BERTRAND zeichnet — vorwiegend als nahezu saigere Linie erscheint.

Decke *C* auf den Blättern Quillan und Foix.

Am Westrande des Blattes Quillan stoßen wir zum erstenmal auf die Decke *C* in Form des Massivs *C*₉ (Bessède), wobei wir von *C*₈ (Belcaire) absehen, dessen Zugehörigkeit zu *B* oder *C* BERTRAND unentschieden läßt. Im Gegensatz zu den ununterbrochen hinstreichenden Decken *A* und *B* ist die Decke *C* nach BERTRAND in einzelne Deckeschollen aufgelöst. *C*₉ zeigt am N.- und S.-Rand wieder fächerförmige Gestalt. Entscheidend für die Beurteilung seines tektonischen Verhaltens sind Ost- und Westrand. Während es nun am Westrand tatsächlich so aussieht, als würde das Paläozoicum von *C*₉ auf dem Rücken einer Albienmulde von *B* ausheben, scheinen am Ostende gerade umgekehrt die Jurakalke, welche sich hier zweifellos den alten Gesteinen auflagern, in der Forêt de Miayro unter die bedeutend überhöhenden

Aptkalke von *B* regelmäßig unterzusinken. Das ist auch die Auffassung von ROUSSEL (25, S. 37) und selbst BERTRAND, der das gerade Gegenteil beobachten zu können glaubt, gesteht (3, S. 55, Anmerkung), daß hier die Unterscheidung von Fallen und Klüftung auf Schwierigkeiten stoße. ROUSSEL behauptet weiter (25, S. 36) — in vollem Gegensatze zu BERTRAND — die kristallinen Marmore von *B* auch über dem Grundgebirge von *C*₉ angetroffen zu haben; dieser Widerspruch mag in der nicht immer leichten Unterscheidbarkeit von mesozoischen Marmoren und paläozoischen Kalken seine Erklärung finden.

Ähnlich widerspruchsvoll liegen die Dinge bei den Massiven *C*₇ (Saint-Barthélemy) und *C*₆ (Arize), die nur durch eine Querstörung getrennt sind. Am Nordrand ist stellenweise Überschiebung oder Überkippung gegen N. vorhanden. Doch nur mit Widerstreben folgt man BERTRANDS Versuchen, die vom Kristallinen bis zum Cenoman, anscheinend regelmäßig absteigende Schichtfolge (BERTRAND, 3, S. 126; ROUSSEL, 25) auf die vier nordpyrenäischen Decken aufzuteilen. Die Bedenken werden nicht geringer, wenn er am NW.-Rande von *C*₆ (Arize) mitten durch ein- und dasselbe Triasband, wiewohl es nur auf eine kurze Strecke hin durch eine Liaseinfaltung gegliedert erscheint, die Grenze zwischen zwei Decken zieht (vgl. auch ROUSSEL [25] S. 27). Die Südgrenze von *C*₆—*C*₇ ist eine tektonische, nach den übereinstimmenden Darstellungen von CAREZ (15, Taf. 19, 20) und ROUSSEL (25) jedoch ganz erheblich steiler nach N. geneigt (beinahe saiger!), als es BERTRAND zeichnet. Nach ROUSSEL (25) wiederholt sich am Ostende des Massivs wie bei *C*₉ das Untersinken der normal auf *C*₇ liegenden Jurakalke unter die Aptkalke von *B*, und auch BERTRAND gibt hier die Deckengrenze nur gestrichelt, weil (3, S. 125) neue Studien notwendig wären. Der Westrand des Doppelmassivs ist allerdings ein tektonischer; er schneidet die Faltenzüge von *B* schräg ab. Doch steht diese Fläche steil und läuft mit dem Kontakt am Südrande unter spitzem Winkel zusammen. Die alten Gesteine enden keineswegs an der Talfurche des Salat, sondern setzen sich jenseits, ohne auf die Orographie Rücksicht zu nehmen, noch ein gut Stück weit fort und werden von den Kalkmassen, die BERTRAND zu *A* rechnet, um 400 m überragt. Es bleibe nicht unerwähnt, daß auch das Massiv *B*₅ (Castillon), trotzdem es an seinem Westende ganz das gleiche Bild einer in den Südrand umschwenkenden Dislokation zeigt, von BERTRAND als Unterlage der westlich angrenzenden Kalkmassen gedeutet wird!

Decken *A* und *Z* bei Foix.

Die Überschiebung beider gegen N. erscheint zweifellos, wenn auch die Überschiebungsflächen nach CAREZ bedeutend steiler stehen (15, Taf. XX), als BERTRAND sie zeichnet. An der Basis von *Z* treten klippenförmig ältere Gesteine auf (z. B. *Z*₅, Camarade). Unsicher, aber bloß das Ausmaß der Überschiebung von *A* betreffend, ist die Lagerung der

Kette des Pech du Foix und Saint Sauveur, jenes langen Spornes von *A*, der sich östlich von Foix bis gegen Layelanet in die subpyrenäische Zone erstreckt. Er erscheint nord- und südwärts über jüngere Bildungen überschoben. BERTRAND betrachtet ihn als Ausleger der Decke *A*. Damit steht CAREZ' Angabe (15, S. 2589) in Widerspruch, daß er nicht innerhalb einer Synkline, sondern einer Antikline des Untergrundes liegt und gegen Osten regelmäßig unter diesen untersinkt.

Decke *B* und Fenster von *Z* auf Blatt Foix und westlich davon.

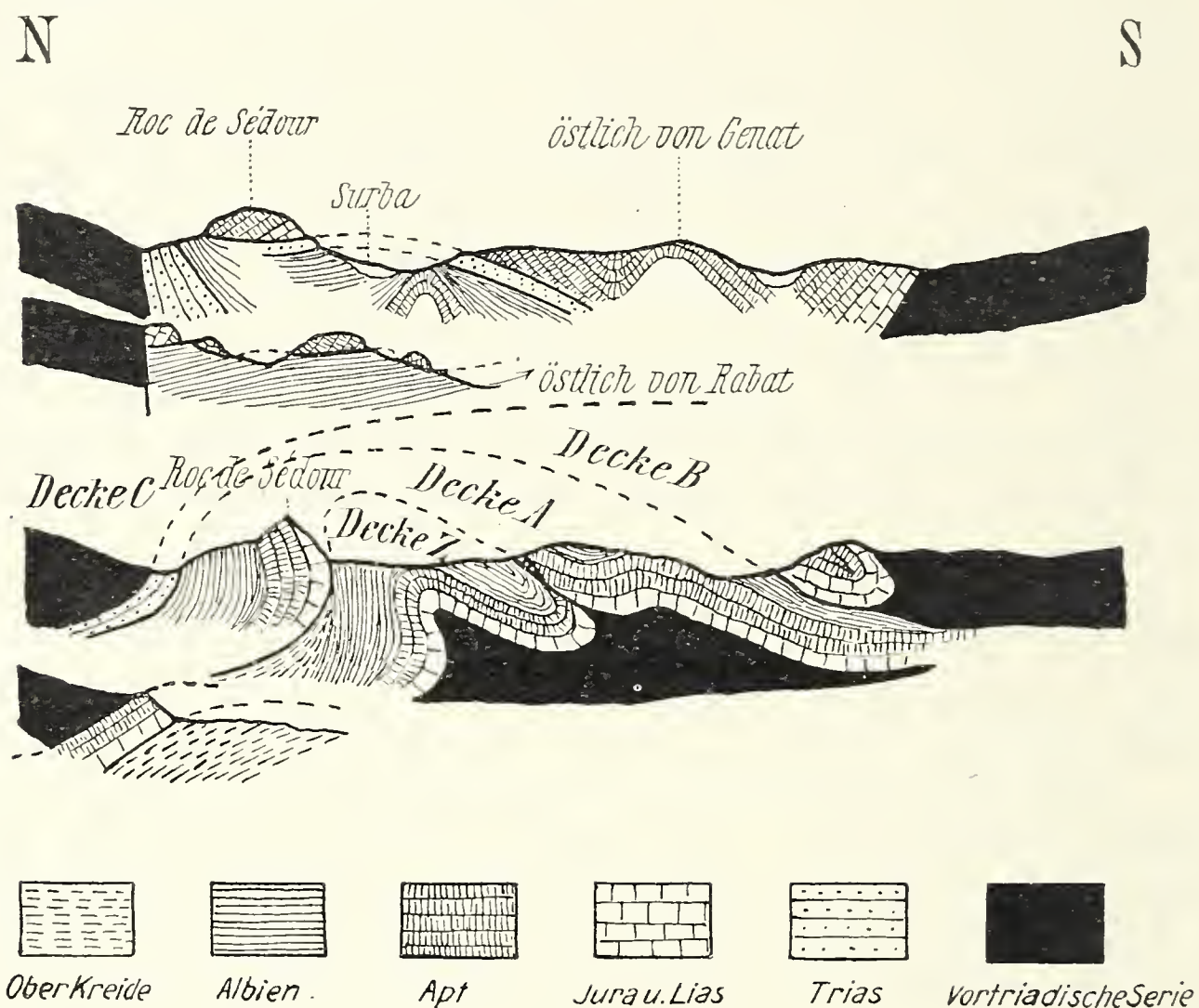
Sehr interessant ist die Region südlich der Massive C_6 — C_7 . Hier ist vorwiegend *B* mit den kristallinen Kernen B_6 (3 Seigneurs) und B_5 (Castillon) entwickelt. Die mesozoischen Kalke von *B* berühren unmittelbar die Zentralzone, längs einer steilstehenden (nach W. bis nahe an die Garonne verfolgbaren) Störung, die durch das Abstreichen der beiderseitigen Faltenzüge an ihr besonders augenfällig wird. Die Neigung dieser Fläche ist bald nach S., unter die Zentralzone, bald nach N., von ihr weg gerichtet, ganz ähnlich, wie wir es auch auf Blatt Quillan sahen. Ob man berechtigt ist, längs ihr die ganze mesozoische Serie von *A* unterdrückt zu denken, erscheint fragwürdig, wenn man bedenkt, daß ein wenig weiter östlich, am Ariège (und ähnlich noch weiter östlich, bei Sournia auf Blatt Quillan) diese selbst mit Jura- oder Kreidekalken, also längs einer ähnlichen Störung an das Paläozoicum der Zentralzone stößt.

Am Nordrande von B_6 (3 Seigneurs) liegen die beiden Ober-Kreidebecken von Oust und Tarascon; BERTRAND faßt sie als Fenster auf, in denen *Z* sichtbar wird. Unter einer Antiklinale von *A* erscheint — korrespondierend mit dem Auftauchen des kristallinen Kerns B_6 gegen W. — eine Unterkreide-Zone, der die Oberkreide des Beckens von Tarascon aufgelagert ist. Das Westende des Kreidebeckens ist leider durch Schutt verdeckt. Während aber BERTRAND alle diese Schichten im N. fensterförmig unter Reste von B_1 und mit diesen unter *C* hinabgehen läßt, zeichnete CAREZ (15, Prof. 1, 2 auf S. 2587) und ROUSSEL (25) hier einen lotrechten, bruchähnlichen Kontakt, der die überschobenen Schollen jäh abschneidet (vgl. Textfigur 1, S. 296). Die Gegensätze zwischen CAREZ und BERTRAND werden am besten verdeutlicht durch die Gegenüberstellung ihrer Profile über das Becken von Tarascon zum Roc de Seidou. CAREZ zeichnet hier *A* auf B^1) und *B* auf *C* gelagert, und auch BERTRAND spricht (3, S. 114) von einer Umfaltung der Überschiebungsfläche; die Trennung der Anteile von *A* und *B* am Nordrande ist also eine recht heikle Angelegenheit. Auch am Südrand ist BERTRANDS Lösung dieser Aufgabe keine überzeugende. In der Gegend

¹) Allerdings anormal: Gault auf Trias; doch findet man ähnliche Lücken sehr häufig zwischen den alten Kernen von *B* und ihrer normalen mesozoischen Decke; um ein Beispiel aus der Nähe anzuführen, liegt südlich von Oust (BERTRAND, 3, S. 117) Albien auf Kristallin.

von Verdun und westlich Genat zieht er — ganz im Widerspruche zu CAREZ — eine tektonische Linie zwischen gleichaltrigen Schichten hindurch, geleitet von dem durchaus denkbaren, aber nichts weniger als notwendigen Prinzip von der regionalen Kontinuität der Dislokationsflächen (3, S. 111). So erscheint die Deckenzerteilung hier künstlich und willkürlich, umsomehr als auch gerade hier *B* sein abweichendes metamorphes Aussehen verliert. Bemerkenswert ist, daß die gegen N. gerichteten Teilfalten, die BERTRAND hier zeichnet, auf den Profilen CAREZS fehlen.

Als sicher kann man nur soviel bezeichnen, daß vom Nordrande des Massivs *B*₆ aus nordwärts gerichtete Überschiebungen im Mindestausmaße von 5 km erkennbar sind.



Textfig. 1.

Querprofil durch das Kreidebecken von Tarascon. Höhere Darstellung nach CAREZ (15, t. 21, Prof. 5, 6), tiefere nach BERTRAND (3, t. 5, Prof. 5, 6).

Viel weniger deutlich liegen die Verhältnisse beim Becken von Oust-Massat, das ganz innerhalb der kristallinen Kerne *B*₅—*B*₆ gelegen ist. Am Südrande fällt die Kreide bald gegen das südlich begrenzende Kristallin, bald von ihm gegen N. ab. Daß das Nordfallen nichts für normale Auflagerung der Kreide auf dem Kristallinen beweist, wie BERTRAND (3, S. 119ff.) umständlich ausführt, versteht sich von selbst; gerade so wenig läßt sich aus dem Südfallen allein das umgekehrte Verhältnis ableiten. Beweisend ist eben nur der unmittelbare Kontakt, und der ist hier nirgends beobachtet. Seine Stellung läßt sich auch nicht aus dem

Kartenbilde konstruieren, ebensowenig wie die Karte darüber belehrt, ob der lappenförmige Vorsprung von Paläozoicum am Nordrande der Kreide auf ihr schwimmt (BERTRAND, 3, S. 122) oder unter ihr wurzelt. — Am Westrande des Kreidebeckens streichen Paläozoicum und Kreide unter rechtem Winkel gegeneinander ab. An der Nordgrenze tritt an zwei Stellen unter Kreidekonglomeraten Granit zutage, der unmittelbar das Paläozoicum der nördlichen Begrenzung berührt, ein Umstand, der zur Zuweisung beider zu zwei verschiedenen Decken (*Z* und *B*) nicht gerade einlädt. Sporadisch sind zwischen Kreide und dem genannten Paläozoicum schmale mesozoische Züge eingeschaltet, die BERTRAND den Decken *A* und *B* zuweist. Es ist aber auffällig, daß die paläozoische Begleitung der Scholle *A* ebenso von Silur gebildet wird, wie im benachbarten *B*; wo das Kalk-Bündel ausläßt, ist eine Trennung beider oft schwierig. Dazu kommt noch, daß *B* ähnlich wie am Südrand von Tarascon seine eigenartige Metamorphose verloren hat! Am Ostende des Kreidebeckens zeigt sich kein Ost-, sondern Nordfallen (3, S. 124 und Kärtchen Taf. 4). Noch weiter östlich, oben auf dem Col de Port (keine Tiefenlinie!) trifft man isolierte Blöcke von Kreide, in denen BERTRAND ein Verbindungsfenster mit dem Becken von Tarascon erblickt. Ebensowenig harmonisiert mit der Vorstellung des Vorsinkens der Kreide gegen W. das Ausheben der mesozoischen Bedeckung zwischen *B*₅ und *B*₆ in dieser Richtung.

Westlich, im Bereiche des Massivs *B*₄ (Milhas) zeichnet BERTRAND ein drittes Oberkreide-Fenster. Erst vor kurzem wurde das cretacische Alter dieser Schichten erkannt (BERTRAND, 4, 5), früher hatte man sie für paläozoisch gehalten. CAREZ zeichnete diese vermeintlich alten Schichten auf seinen Profilen (15, Prof. 6, Taf. XV) nicht als antiklinalen Aufbruch, sondern zwischen saigern Grenzen eingeschlossen. Doch spricht der unregelmäßige Umriß der Kreide auf der Karte nicht für diese Darstellung, freilich auch nicht für eine flache Überschiebung, ebensowenig wie das wechselnde Fallen in der Kreide; diese Verhältnisse könnten immerhin noch durch eine Transgression der Kreide erklärt werden. Allerdings ist gerade hier das Zusammenfallen der Kreide mit der Achse einer kräftigen Aufwölbung in *B* (*B*₄, Milhas) ein starkes Argument für BERTRANDS Auffassung.

Zusammenfassend kann man sagen: Ein einwandfreier Nachweis für die Fensternatur läßt sich bisher bei keinem der drei Vorkommnisse erbringen. Im Becken von Tarascon sind zweifellos größere Überschiebungen gegen N. vorhanden. Bei diesem und dem Vorkommnis von Arbas ist die Lage im Kerne von Antiklinalen BERTRANDS Deutung günstig. Trotz vielfach ungeklärter Verhältnisse muß man also mit dieser Möglichkeit rechnen. Da jedoch die Aufteilung der umgebenden Kalkmassen auf *A* und *B* anfechtbar erscheint, wäre die Vorstellung einer Block-Überschiebung der gesamten nordpyrenäischen Kalkzone über die Oberkreide von *Z* nicht auszuschließen.

Massiv C_5 (Barousse) und Kalkklippen zwischen Lourdes und Bagnères-de-Bigorre.

Westlich Foix, auf Blatt Bagnères-de-Luchon ist die Decke B das herrschende Element; ein Stück weit übergreift sie A und liegt unmittelbar auf Z . An ihrem Südrande trifft man auf das Massiv C_5 (Barousse). Seine Nordgrenze steht nach CAREZ (15, Prof. XIV, XV) saiger. An der Südgrenze überschiebt es nach BERTRAND die Kalke von B , allerdings »immer mit der Möglichkeit einer leichten Umkipfung« der Überschiebungsfläche »gegen N., wodurch manchmal die wirklichen Beziehungen anscheinend umgekehrt werden« (3, S. 135); hier ist also die Überschiebung nicht so ohne weiteres deutlich. Am Ostende zeigt die Karte, daß die mesozoischen Kalke, welche hier C_5 bedecken, in der Forêt du Gars unvermittelt an die gleichaltrigen Marmore von B stoßen. Nach CAREZ (15, Prof. XIV, XV) erscheinen sie als saigere Auffaltung zwischen den Kalkzügen von B ; dem widerspricht jedoch auf das Entschiedenste der unregelmäßige Verlauf des Kontaktes auf der Karte. Diese Verhältnisse würden gar sehr zur Annahme einer Überschiebung einladen. Doch verliert der Gegensatz zwischen metamorphen und nicht metamorphen Kalken bedeutend an tektonischer Verwertbarkeit, wenn man dieselbe Erscheinung etwas weiter östlich ebenso jäh innerhalb der Serie B auftreten sieht.

Anders liegen die Dinge am Westende. Das Paläozoicum von C_5 versinkt hier zwar unter eine mesozoische Serie, diese bildet aber die unmittelbare Fortsetzung der Kalkklippen zwischen Lourdes und Bagnères-de-Bigorre. Leider hat BERTRAND diese komplizierte Gegend nicht näher behandelt, und das vorliegende Material (vor allem Blatt Tarbes) reicht zu einem sicheren Urteil nicht aus, da es zweifellos Unrichtigkeiten enthält. Das folgt schon aus dem Widerspruche, daß die Klippen, welche nach CAREZ (15, Taf. XII) Reste einer Überschiebungsdecke darstellen, sich gegen W. als zusammenhängende Masse von Aptkalken fortsetzen, auf der sich südwestlich von Lourdes dieselben Albienmergel, die bisher den Klippen als Unterlage dienten, in normalem Verbandsauflagern und schließlich gegen W. als echte Mulde ausheben! In ähnlicher Weise ist die östliche Fortsetzung der Klippen ohne jede erkennbare Grenze sowohl mit C wie mit A verknüpft.

Die Stellung der meisten Klippen ist häufig eine ebenso steile wie die ihrer Unterlage; der Gedanke an eine Aufpressung aus der Tiefe kann also nicht ganz abgewiesen werden. Selbst wenn man den nördlichen Klippenzug, der nach CAREZ stellenweise mit mittelsteilem Südfallen auf der steilen Unterlage sitzt, schwimmen läßt, könnte seine Wurzel im südlichen Klippenzuge liegen. Allerdings sollten dann die einzelnen isolierten Streifen dieses letzteren im Streichen zusammenhängen. Es erscheint aber nicht als unmöglich, daß künftige Untersuchungen innerhalb der Albienmergel noch verbindende Stücke, etwa in Form von Liasmergeln, aufdecken werden, wenn man bedenkt, wie

schwierig hier die Stratigraphie ist; dafür zeugt die Angabe CAREZ' (15, S. 1159), daß er die Albienmergel östlich von Lourdes auf Grund ihrer Faziesentwicklung (und irrtümlicher Angaben über Graptolithenfunde) für paläozoisch hielt. Auch allerhand stratigraphische Unregelmäßigkeiten sind in der Nähe vorhanden. So traf nach CAREZ (15, S. 1163) eine Bohrung bei Soms (nördlich Lourdes) unter dem Albienmergel direkt die Trias; ähnlich liegt bei Sévignac das Carbon direkt unter dem Albien. Auch das Perm von Bagnères-de-Bigorre wird nach CAREZ (15, S. 1164) von Albien überlagert, das an der Berührungsstelle konglomeratisch ist.

Dieses Vorkommen liegt in der Taltiefe und wurde von BERTRAND zuerst (3, tektonische Karte) folgerichtig als Basis der umgebenden Kalke zu *B* gezogen; später rechnete er es jedoch (6, Karte) ohne weitere Erklärung zu *C*. Ähnliche Schwankungen in der Deckenabgrenzung dieser Region sind bei BERTRAND nicht selten. Die Klippen z. B. wurden von ihm zuerst als zu *C* gehörig aufgefaßt — dem Zusammenhang mit *C*₅ (Barousse) entsprechend —, später als *B*; auch hier blieb er eine Begründung schuldig. Ebenso wechsellvoll ist seine Abgrenzung von *A* und *B*. Sie stößt hier auch auf besondere Schwierigkeiten; denn von *Z* angefangen bis zu den Klippen am Südrande der nordpyrenäischen Zone ist nur bei Lourdes eine unbedeutende Störung vorhanden; die nach beiden Seiten hin zwischen Apt und Albien rasch ausklingt, ohne irgendeine Spur zu hinterlassen. Es erhellt aus alledem, wie ungeeignet die Gegend von Lourdes für die Dreiteilung der Decken ist. Wenn BERTRAND trotz dieser Verhältnisse und trotzdem er selbst (3, S. 134) für diesen Abschnitt nur den Aufschub von *Z* auf die subpyrenäische Zone als gesichert hinstellt, einige Jahre später behauptet (6, S. 133), die Kontinuität der Decke *B* vom Mittelmeer bis zum Baskenlande sei eine sichergestellte Tatsache, so kann man das nur als unbegründeten Optimismus bezeichnen.

Decken *B* und *C* auf Blatt Mauléon.

Wenn im folgenden die Bezeichnung *B* für die Kalk- und Schiefermassen, die sich westlich von Lourdes auf Blatt Mauléon ausbreiten, verwendet wird, so geschieht das also nicht in Zustimmung zu BERTRANDS Gliederung, sondern nur zum Zwecke der leichteren Verständigung; ähnliches gilt für die Zentralkerne Mendibelza und Igounce (*C*₁ und *C*₂), die BERTRAND auf Grund der Auflagerung auf seine Decke *B* bei *C* einreicht.

Die genannten Massive sind durch eine höchst eigenartige Tektonik ausgezeichnet. Sie bestehen hauptsächlich aus Carbon und Perm, das ringsum von einem fast ununterbrochenen Ring von Trias umgeben wird. An ihrem Nordrande sind sie vielfach auf diese Trias aufgeschoben und mit ihr auf die jüngeren Sedimente von *B*, wobei sich (südlich von Tardets) ziemlich weit nach N. ausholende Deckschollen herausbilden.

An ihrem Südrand überschoben sie gleichfalls ohne Ausnahme mit nördlicher Neigung das südliche Triasband und mit diesem die spanische Kreide, welche hier die paläozoische Zentralzone (durch transgressive Überdeckung) abgelöst hat. Soweit sind sich alle Beobachter im Wesentlichen einig.

Große Differenzen bestehen jedoch in der Auffassung der Ost- und Westenden. BERTRAND erschließt aus dem Kartenbild (ohne nähere Kenntnis der Gegend) eine Auflagerung des Carbon—Perm auf die umgebende Trias, die er zu *B* stellt. In der Tat empfängt man aus der Karte durchaus diesen Eindruck; besonders an beiden Enden von C_2 , im Osten, wo jenseits einer queren Tiefenlinie von Trias die kleine Perm-masse des Serrot deu Bouch (C_{2c}) wie eine Deckscholle in der Höhe tront, im Westen, wo die einander spiegelbildlich entsprechenden Carbon—Permzüge der Massive $C_1—C_2$ durch einen fensterähnlich an eine Talfurche geknüpften Querstrang von Trias auseinandergerissen werden. In diesem Querstrang erscheint bei Larreau Devon, das BERTRAND gleichfalls zu *B* stellt (B_3).

In vollstem Widerspruch dazu stehen die Angaben von CAREZ (12) und FOURNIER (17—20); beide fassen C_1 und C_2 als wurzelnde Fächer auf. C_2 taucht im Osten unter die Trias, aus der sich das Perm des Serrot deu Bouch (C_{2c}) als südwärts überlegte Falte nochmals emporhebt; ähnlich ist ein kleines, noch weiter östlich (bei Bédous) gelegenes Carbonvorkommen (*C* nach BERTRAND!) eine steile Auffaltung innerhalb der Trias mit sichtbarer Antiklinalcharnière (20, Prof. 3, S. 86ff.), und die Trias zwischen C_1 und C_2 eine Mulde, die dem Carbon—Perm flach aufgelagert ist. Ganz im Gegensatz zu BERTRAND zeichnen beide Beobachter die Stellung des Carbons in beiden Massiven beinahe saiger.

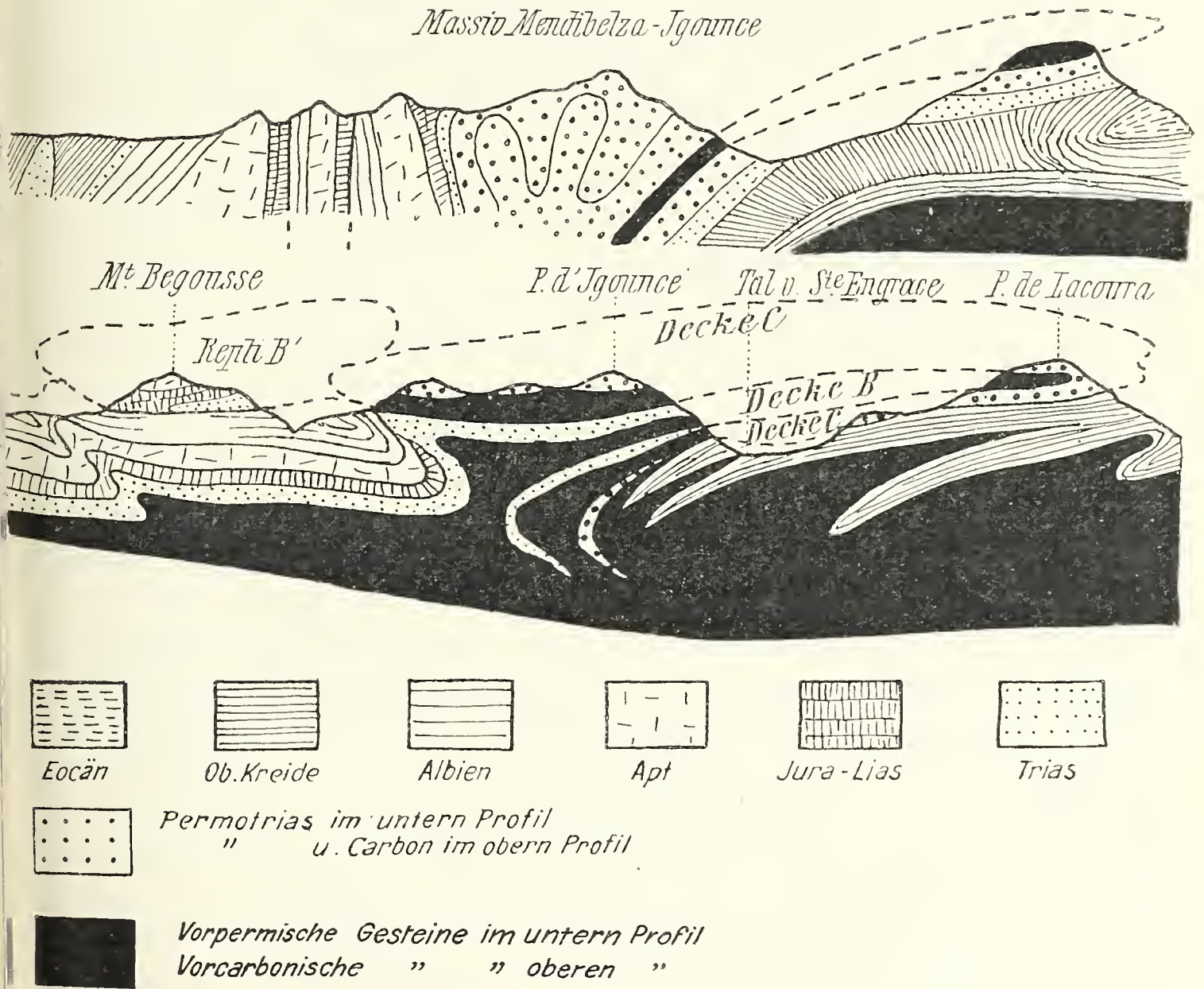
Leider läßt sich über diese letztere Frage aus der Karte mangels an Fallzeichen nicht urteilen. Überhaupt sind die Widersprüche zwischen Profilen und Karte ohne Kenntnis des Terrains kaum zu lösen. Doch ist es zweifellos möglich, daß eine Betrachtung der Karte allein zu unrichtigen Schlüssen führen kann. Die Permo-Trias liegt transgressiv, und das könnte manche Unregelmäßigkeiten im Kartenbilde verschulden.

Die Südüberschiebung von C_2 auf die spanische Kreide hat noch ziemlich weit im S., auf dem P. de Lacoura, eine Deckscholle hinterlassen (C_{2b}); an ihr ist neben Perm auch etwas Silur beteiligt. Darin sieht CAREZ (12), dem sich BERTRAND hierin anschließt, eine Schwierigkeit für ihre Herleitung aus $C_1—C_2$, wo als Ältestes Carbon entblößt ist. Nur in dem queren Triaszug (*B*) zwischen C_1 und C_2 ist bei Larrau das schon genannte Devon vorhanden. Mit diesem will BERTRAND (vgl. unsere Textfigur 2) das Silur von Lacoura (als zu *B* gehörig!) verbinden, wobei aber zu bemerken ist, daß das Devon von Larrau sehr bald verschwindet und daß gerade im Meridian dieser Deckscholle keinerlei Spur einer paläozoischen Wurzel innerhalb des südlichen Triasbandes von *B* sichtbar ist. Alle diese Schwierigkeiten entfallen jedoch

sofort, wenn man mit FOURNIER (20, vgl. unsere Textfigur 2) die Wurzel der Deckscholle nicht im Karbon C_2 oder der Trias B sucht, sondern südlich davon, nahe der Überschiebungsfläche des südlichen Triasbandes auf die spanische Kreide, an welcher sich hier und da, bis ans Westende von C_1 hin, kleine Lamellen von Devon zeigen, die also das Vorhandensein einer zweiten paläozoischen Zone südlich des genannten Triaszuges andeuten. Damit erledigt sich auch BERTARND'S Einwurf, daß sich

N

S



Textfig. 2.

Querprofile durch das Massiv Mendibelza-Igounee. Höhere Darstellung nach FOURNIER (20, p. 93), tiefere nach BERTRAND (6, p. 135).

C_2 bei Lacoura noch soweit gegen S. übergeschoben zeige, nur wenige Kilometer weiter (an seinem Ostende) aber sprunghaft unter die Trias tauche. Indem BERTRAND das Silur von Lacoura zu B , das Perm zu C rechnet, erhält er die Einwicklung an der Wurzel beider Decken (vgl. Textfigur 2); diese Annahme ist zwar reichlich kompliziert, aber, wie wir eben sahen, vollständig unbeweisbar, ja sogar höchst unwahrscheinlich. Konsequenterweise faßt BERTRAND die Carbonmassive des P. de Bergon und von Béost-Asté gleichfalls als Bestandteile von C auf (C_3 und C_4),

die auf ihrer Unterlage (*B*) von Trias und Devon schwimmen. Wieder steht er hier in schärfstem Widerspruch zu den übereinstimmenden Profilen von CAREZ (12), BRESSON (10, S. 842, Profile) und FOURNIER (17, S. 710, Profile, 18, S. 141, 142, Profile). Auf diesen erscheint C_3 von der Trias am N.- wie am Südrande, sowohl unterlagert, wie auch, stellenweise ziemlich weitgehend überdeckt, so daß sich gegen N. und gegen S. kleine Antiklinalcharnièren herausbilden. Um eine ähnliche streckenweise Auflagerung des Mesozoikums *B* (in normaler Reihenfolge!) auf den paläozoischen Nordrändern von C_1 und C_2 zu eliminieren, sah sich BERTRAND gezwungen, ein nachträgliches Überquellen der Unterlage *B* gegen S. auf die übergeschobenen Massive *C* anzunehmen (»repli B_1 «), wodurch er seine ohnehin verwickelte Tektonik um eine weitere Komplikation bereichert.

Mit dem Fern-Aufschub von C_3 nach N. steht es also nicht am besten. Der Südrand ist auch hier eine deutliche Überschiebung von Carbon über Trias und spanische Kreide. Am SO.-Ende wird die Kreide zu einer schwächtigen Zunge zwischen dem Carbon von C_3 und dem Devon der Zentralzone reduziert. Noch weiter östlich liegt sie bereits vollständig auf dem Carbon (im Bois Espacte), trägt aber noch eine kleine (von N. herzuleitende) Deckscholle von Carbon. Das beweist, daß die tektonische Fläche mitten in das Carbon hineinschneidet. Am Ostende von C_3 ruht denn auch Carbon direkt auf Devon und es fehlt jeder Anhaltspunkt, zwischen beiden eine tektonische Grenze zu ziehen.

Sehr eigenartig liegen die Verhältnisse bei C_4 (Béost-Asté). Am Westrande besteht es aus Carbon, in dessen Mitte eine lange Devonzunge verläuft. Plötzlich endet es, nur von einem schmalen Permgürtel umsäumt, an den Oberjura- und Kreidefalten (von *B*), so unvermittelt, daß BERTRAND (siehe unsere Übersichtskarte Taf. XIV) hier die Überschiebungsgrenze zieht; die mesozoische Serie überhöht allerdings das Carbon nicht unbeträchtlich. Die erwähnte Devonzunge setzt sich gegen Osten in die Zentralzone fort, zwischen deren Falten die Carbonzüge ihren normalen Platz finden; BERTRAND selbst spricht davon (6, S. 132), daß hier *C* seine Wurzel innerhalb der Zentralzone finde. Es ist dann nicht recht zu verstehen, weshalb die Zentralzone — in Form des genannten Devonzuges, der also mit der Wurzel von *C* identisch ist — an ihrem Westende die Decke *B* überschiebt, die doch nördlich von *C* wurzeln muß! Im Massiv des P. de Bergon (C_3) treten Reste von *B* sogar noch südlich von *C* auf — jene oft erwähnte Triaszone, die, stets nördlich unter *C* einfallend, den Südrand von C_1 — C_2 begleitet. Im Gegensatz zu letzteren gibt es aber südlich C_3 kein Paläozoicum zwischen Trias und spanischer Kreide mehr, das, wenn es sein müßte, die Wurzel für C_3 abgeben könnte, kein Anzeichen einer Einwicklung ist erkennbar, so daß BERTRAND in unlösbareren Widerspruch mit seinem eigenen Deckenschema gerät, das *B* nördlich von *C* seine Wurzel anweist. (Ähnlich schließt FOURNIER, 20, S. 92.) — Am Ostende von

C_4 treten kleine Triasfetzen auf, die BERTRAND zu B stellt (weshalb nicht zu A ?). Wie eine Brücke ziehen sie sich vom Nordrande dieses Massivs über Carbon und Devon hinweg an seinen Südrand. Auch hier keine Spur einer Einwicklung, welche diese Deckeninversion aus der Welt schaffen würde! — Ganz ähnlich steht es auch am Westende von C_1 , in der Gegend von Valcarlos; B liegt von hier ab gegen W. immer direkt auf der spanischen Kreide, und nichts verrät, daß man zwischen beiden die Wurzel von C suchen sollte.

Decke Z auf Blatt Mauléon.

Zugunsten seiner Einwicklungshypothese führt BERTRAND auch die Verhältnisse südlich der Stadt Mauléon ins Treffen, wo Z direkt mit B in Berührung kommt. Noch zwischen Lasseube und Arudy ist die gewohnte Überschiebung von A auf die präpyrenäische Decke Z und von dieser letzteren auf die subpyrenäische Zone zu sehen. Weiter westlich legt sich aber das Cenoman von Z deutlich auf die nordpyrenäische Serie (hier B), wobei es zugleich weit nach S. vorspringt. CAREZ (12) berichtet von Konglomeraten an der Basis des Cenoman, wie das ja der tiefgreifenden Transgression innerhalb der ganzen Decke Z (vgl. die Auflagerung auf die alten Gesteine der Klippen 34-5) entspricht. BERTRAND dagegen faßt die Auflagerung von Z auf B nicht als Transgression, sondern als Überschiebung von N. gegen S. auf, die also das gewohnte Verhältnis von nordpyrenäischer Serie zu Z in sein Gegenteil verkehrt — ein Gegenstück der Einwicklungen an C_1 — C_2 . Die Konglomerate CAREZ' hält er z. T. für Reibungsbreccien (6, S. 141), z. T. allerdings für echte Konglomerate, die aber mit ihrem alten Untergrund (z. B. der Trias von Menditte, zwischen Mauléon und Tardets) über B geschoben sind. Die Hauptstütze für diese Anschauung sieht er darin, daß die auf unserer Übersichtskarte verzeichneten südwärts gerichteten Überschiebungen bei Lurbe (südlich von Oloron) durch das Cenoman überlagert werden. Da er diese Überschiebungen derselben Phase zuordnet, welche die nordpyrenäische Serie über Z bewegte, so kann die Auflagerung des Cenomans nur eine tektonische sein. — Es genügt, sich das Verhältnis von vorgosauischen Bewegungen innerhalb der Ostalpen zur nachgosauischen Blockbewegung der letzteren über die Flyschzone zu vergegenwärtigen, um die Unzulänglichkeit dieser Argumentation zu erkennen¹⁾. Möglicherweise ist auch der südwärts gerichtete Aufschub der Trias von Menditte (siehe oben) über B jenem von Lurbe gleichzustellen; es ist aber keineswegs unmöglich, daß die Trias zugleich mit dem Cenoman in einer noch jüngeren Phase bewegt wurde.

Weiter im W. zeigen sich bald die inneren Widersprüche von BERTRANDS Auffassung: Im einspringenden Winkel zwischen den Massiven

¹⁾ Über vorcenomane Tektonik in den Pyrenäen soll noch gesprochen werden (S. 312).

B_2 und B_{1a} treten innerhalb des Cenoman kleine isolierte Massen von Trias und jüngeren Schichten auf, welche die Übersichtskarte nicht verzeichnet. Sie sind nach BERTRAND dem Cenoman teils auf-, teils untergelagert, und er betrachtet sie entsprechend teils als Deckschollen der Decken A und B über, teils als Fenster dieser Decken unter Z ; die Trennung erscheint ihm noch nicht überall sicher. Ehe man jedoch die Decken A und B wieder in gewohnter Weise auf Z übergeschoben findet, muß die Einwicklung verschwunden sein; mit anderen Worten: eine quere Zunge von A - und B -Gesteinen mit östlichem Axialgefälle muß die Cenomanzone trennen in einen östlichen (auf B übergeschoben) und einen westlichen (unter A — B liegenden) Teil; erst hier können sich Deckschollen von A und B herausbilden. Keinerlei Angabe der Karte rechtfertigt diese Annahme. Erst viel weiter nördlich, beim Massiv B_{1a} , müßte BERTRAND aus der Karte das Ende der Einwicklung erschließen. Seine Vorstellung von der Einwicklung der Massive C_1 — C_4 dürfte also in der Cenomanzone schwerlich die Stütze finden, deren sie allerdings sehr bedürfte.

Westende der Pyrenäen.

In der Gegend von St. Jean Pied-de-Port und Bayonne ist die Decke C endgültig verschwunden; nur A und B sind zwischen spanischer Kreide im S. und Z im N. vorhanden. Die Trennung beider ist nicht besonders klar. Über die Grenze von A_2 (Gneis) gegen B_{1a} (Silur) ist kaum viel mehr bekannt, als daß sie eine »Dislokation« ist (STUART-MENTEATH). Am Westrand von B_{1a} fassen TERMIER und BERTRAND (31) den Kontakt von B (Silur) und A (Carbon) als Überschiebung auf. Von da gegen S. ziehen sie die Grenze mitten durch ein Perm-Trias-Gebiet, ohne daß man aus der Karte Anhaltspunkte dafür entnehmen könnte. Sehr anfechtbar ist BERTRANDS Auffassung des sichelförmigen Kreidezifels bei Valcarlos (zwischen C_1 und B_{1b}) als Fenster unter B . Am Ostrande fällt die Kreide unter ältere Gesteine. Am Westrande sind nur auf eine kurze Strecke Störungen von vorläufig nicht näher geklärtem Charakter bekannt; für den übrigen, größeren Teil seines Verlaufs würde man aus den Fallzeichen der Karte folgern, daß die Kreide dem Massiv B_{1b} aufgelagert ist, daß also hier ein ähnliches Verhältnis vorwaltet, wie an den Überschiebungen von Eaux-Chaudes und Gavarnie. Nicht unwahrscheinlich ist nach Analogie zum Osten die Überschiebung von A auf Z , und die Deutung der Kreide von Ainhoa als präpyrenäisches Fenster; allerdings verzeichnet die Karte im Triaszug ihrer südlichen Umrahmung N.-Fallen.

Nach CAREZ (15) liegen am Nordrande von Z gegen die subpyrenäische Zone, dort, wo BERTRAND die Überschiebungslinie durchzieht, mehrere klippenförmige Vorkommnisse älterer Gesteine, wie wir sie ähnlich auf Blatt Mauléon im Cenoman sahen. Mag sein, daß sie Klippen an der Randüberschiebung von Z darstellen, wie weiter im Osten, oder

Deckschollen auf dem Cenoman, wie auf Blatt Mauléon. An die auffallenden Klippen von Biarritz knüpft sich der erste Versuch, größere Decken zu konstruieren (BERTRAND 1, 2); geklärt ist ihre tektonische Stellung noch nicht. Sie liegen zwar an der Nordgrenze von *Z*, fallen aber schuppenförmig nach N. unter Kreide hinein, gerade so, als wären sie nach S. bewegt (23).

Infolge der starken Beteiligung von salz- und gipsreicher Trias an diesen Klippen ist bei der Frage der Entstehung salinärer Auftrieb nicht auszuschließen; doch wird er zur Erklärung kaum ausreichen, da ja auch Jura- und Kreidegesteine an ihnen teilnehmen. Auch das starke Übergreifen der Kreide ist nicht aus dem Auge zu verlieren. Zahlreiche Lücken im älteren Gebirge, auch die lokale Überschiebung von Moiné-Mendia (im Massiv *A*₂) deutet TERMIER (27, 29, 30, 31) als Anzeichen tektonischer Bewegungen, wenn auch — von den erwähnten Ausnahmen abgesehen — keine größeren Deckenüberschiebungen sichtbar sind.

In der cantabrischen Kette sind die Dinge noch nicht soweit geklärt, daß sie eine Beurteilung erlaubten.

5. Kritische Zusammenfassung.

Berechtigung der Deckentrennung.

Es ist das die erste Frage, die wir rückblickend aufwerfen müssen. Am besten erscheint *Z* begründet; doch mußten wir bei Quillan seine Selbständigkeit anzweifeln. Was *A*, *B* und *C* anbelangt, so ist BERTRANDS Schema keinesfalls zwingend. Die Störungen zwischen *A* und *B*, und selbst zwischen diesen beiden und den mesozoischen Anteilen von *C* bringen gewöhnlich nur wenig altersverschiedene Glieder zur Berührung (sehr häufig z. B. Apt und Albien); aus ihrer Erscheinungsform allein würde man nicht auf regionale Bedeutung schließen. Die Trennung von *A* und *B* kann im größeren Teile der Pyrenäen nur jemand durchführen, der von vornherein von der regionalen Natur dieser Störungen überzeugt ist; aber gerade das ist es, was ja erst bewiesen werden soll! Erinnern wir uns der künstlichen und gewaltsamen Abgrenzung von *A* und *B* am Ostende der Corbières, in der Gegend von Tarascon und Oust, am Nordrand der Massive *C*₆—*C*₇, in der Gegend von Lourdes! Der mesozoische Teil von *A* hinwiederum ist im größeren Teil seines Verlaufes (mit Ausnahme der Region südlich von *C*₉ und *C*₅) von seiner normalen Unterlage, der Zentralzone, durch Störungen getrennt, gar nicht anders wie der mesozoische Anteil von *B* gegenüber seinen eigenen Zentralmassiven und gegenüber der Zentralzone. Und doch wird nur der letztgenannten Störung regionaler Charakter zuerkannt, ein Beispiel dafür, daß BERTRANDS tektonische Auswertung der Störungen nicht frei von Willkür ist.

Auch eine tiefgreifende Abtrennung mancher nordpyrenäischer Zentralmassive (z. B. *B*₉, Agly; *B*₆, 3 seigneurs; *B*₅ Castillon) von der Zentralzone stößt auf Bedenken. Fast durchaus saiger stehen nach

CAREZ die schmalen Kalkbündel, welche B_5 von der Zentralzone einerseits, von den Massiven C_6 und C_7 andererseits trennen. Ganz ähnlich ist die gegenseitige Position dieser Massive wie bei Aarmassiv und Gott-hard; und doch sollen sie von S. her übereinander gewanderte Tauchdecken sein?

Deckschollen oder Fächer?

Am einschneidendsten für die Tektonik der Pyrenäen ist jedenfalls die Deutung der C -Massive. Im vorigen Abschnitte sahen wir, mit wie vielen Widersprüchen BERTRANDS tektonische Formel für das Baskenland behaftet ist und welch verwickelten Apparat von Hilfsypothesen er benötigt, um seine Grundhypothese von der Wurzellosigkeit der Massive $C_1—C_2$ zu stützen. Wessen sich deckentheoretische Lösungen sonst am meisten zu rühmen pflegen, Durchsichtigkeit und Klarheit der Konzeption, Großzügigkeit und Ökonomie des Bewegungsbildes, das alles ist in BERTRANDS Synthese schon für die östlichen Pyrenäen nicht erreicht, für die westlichen vollständig ins Gegenteil verkehrt. Wenn man auch eine Hypothese kaum direkt widerlegen kann, insoweit sie auf Unbeobachtbarem beruht, weil sie durch Hilfsypothesen stets aufs neue gestützt werden kann, so muß man doch sagen: die innere Wahrscheinlichkeit hat BERTRANDS Hypothese nicht für sich. Es drängt sich die Frage auf, ob man bei gleichem Aufwande an Komplikation nicht die Widersprüche vermeiden kann, in die sich BERTRAND verwickelt. Zwei Auswege erscheinen da gangbar: 1. $C_1—C_3$ sind wurzelnde Fächer, deren Stiel vollständig abgequetscht und daher in den queren Triasstreifen nicht erkennbar ist. 2. $C_1—C_2$ sind Deckschollen; ihre Wurzel liegt in dem schmalen paläozoischen Streifen zwischen der Triaszone ihres Südrandes und der spanischen Kreide. Von hier gehen die Überschiebungen fächerförmig gegen S. (P. de Lacoura, C_{2b}) und gegen N. ($C_1—C_2$) aus. Nach Osten streicht die Wurzelzone, bzw. die tektonische Linie an der Grenze von Trias und Kreide, durch welche die Wurzel nach dem Verschwinden des Paläozoicums vertreten wird, unter der von Alluvium bedeckten Lücke in der Trias des Südrandes von C_3 (westlich des P. de Bergon) in dieses Massiv hinein; C_3 bildet also bereits einen wurzelnden Fächer.

Sollte sich aber in Zukunft die Darstellung auf den Profilen CAREZ' und FOURNIERS gegenüber dem tektonischen Anschein des Kartenbildes behaupten und durchsetzen, dann wäre die bisherige Auffassung beider Forscher eine viel befriedigendere und zugleich die bei weitem einfachste Lösung: $C_1—C_3$ wären wurzelnde Fächermassive, die an den Enden jäh untertauchen. Ähnlich quere Segmentierungen sind zweifellos in der Nähe vorhanden. So versinken die nach Süd übergeschobenen mesozoischen Falten von Bielle (nördlich Bédous) an ihrem Westende ganz jäh unter der Kreide, was auch BERTRAND nicht leugnet. Nach BERTRANDS Auffassung müßten solche Querwellen auch an anderen Stellen vorhanden sein, wobei sie häufig in den aufeinanderfolgenden Zonen

ihr Vorzeichen wechseln: dem Versinken des Fensters von Oust (Z_4) gegen W. steht im gleichen Meridian das Ausheben der Sedimentbrücke zwischen B_5 und B_6 gegenüber. Die Querelevation zwischen C_5 (Barousse) und C_6 (Arize) machen auch die inneren Falten der Zentralzone mit; in dem dazwischen gelegenen nördlichsten Faltenzug der Zentralzone erfolgt jedoch das Gegenteil, usw.

Auch für die östlichen C -Massive (C_5 — C_8) kann die Auffassung als wurzelnde Fächermassive bisher nicht als widerlegt gelten, weil ihr Ausheben an den queren Enden keineswegs sichergestellt ist. Selbst B kann im Osten, wo es A gegenüber die größte Selbständigkeit zeigt, als Fächer gedeutet werden. Mit Recht hat ROUSSEL (25, S. 35) betont, daß seine Kontinuität im Streichen nirgends unterbrochen ist. Mehr als die nord- und südwärts gerichteten Bewegungen, die BERTRAND im Baskenlande annimmt, brauchen wir für den Fächer auch nicht. Nicht den Fächer, den PILZ hat die Deckentheorie diskreditiert; den Fächer konnte sie weder in den autochthonen Zentralmassiven der Alpen, noch im rückgestauten Deckenland vermeiden.

Nord- und Südbewegungen.

Tatsächlich haben wir in den Pyrenäen für beide Richtungen genügend Beispiele. An Nordbewegungen ist am ganzen Nordrand des Gebirges, an Südbewegungen auf der Südseite kein Mangel. Innerhalb der nordpyrenäischen Zone stehen sich nördlich Bédous (bei Bielle, Blatt Mauléon) gegeneinander gerichtete Antiklinalen, in der Zentralzone bei Amélie-les-Bains (südlich Quillan) gegeneinander gekehrte Synklinalen nach Art von Doppelfalten gegenüber. Im Baskenland faßt BERTRAND (6) die Südbewegungen in der Kalkzone und in den C -Massiven mit den großen Südüberschiebungen von Eaux-Chaudes und Gavarnie in eine Phase zusammen, die jünger ist als die N.-Bewegung. Für die Zentral- und Ostpyrenäen ist er wenige Jahre vorher (3) zu dem entgegengesetzten Schluß gekommen. Er macht keinen Versuch, den Widerspruch zu lösen. Doch scheint die ältere Auffassung besser begründet. Man braucht nicht allzuviel Gewicht auf seine Angabe zu legen, daß in der Zentralzone am P. de Mauberné (Blatt Bagnères-de-Luchon) die Stirnen der südlich überlegten Falten gegen N. umgebogen seien (als Wirkung der über sie hinweggegangenen nordpyrenäischen Decken, 3, S. 156 ff.), denn das Kartenbild ist hier noch nicht geklärt¹⁾; aber es erscheint von Bedeutung, daß in der Doppelmulde von Amélie-les-Bains die südgerichteten OSO.-streichenden Falten von einer nordgerichteten ONO.-streichenden Überschiebung abgeschnitten werden (3, S. 166 ff.), und daß nach BRÉSSON (10, S. 844—5) am P. de l'Arcizette bei Eaux-

1) Das Profil verzeichnet im Kern einer nordwärts geschlossenen Silurmulde eine Devonmasse; auf der Karte erscheint diese jedoch zugleich gegen S. fensterförmig geschlossen, ohne daß zu ersehen wäre, wo sie weiter südlich wieder auftaucht!

Chaudes die Kreide nach Eintritt der großen Südüberschiebungen nochmals in eine nordwärts überlegte Falte zusammengestaucht ist. Damit würde auch die nordgerichtete Umfaltung des Südrandes von *B* bei *B*₈ (Salvezines) gut harmonieren. Dieser jüngeren Phase zählte BERTRAND im Jahre 1907 die übrigen nordgerichteten Bewegungen auf der Südseite der Pyrenäen (La Guardia, Amélie-les-Bains, Überschiebungen südlich von Coustouges bei St. Laurent de Cerdan, vgl. auch 22) zu. Es ist wenig überzeugend, wenn er in der gleichen Arbeit (3, S. 158, 166 ff.) erklärt, es gäbe in tertiärer Zeit nur einen, nordgerichteten Schub, der aber in den vorpermisch angelegten Südüberschiebungen der Zentralzone neuerliche Bewegungen gegen S. auslöse, und nur dort als N.-Bewegung erscheine, wo er das Streichen der vorpermischen Falten stark schneide (z. B. bei Amélie-les-Bains). Nun ist aber die Schubrichtung der variszischen Gebirgsbildung, wie wir noch sehen werden, nicht so leicht zu bestimmen; vor allem widerlegen aber die oft erwähnten Südüberschiebungen innerhalb der nordpyrenäischen Kalkzone nördlich Bédous auf das Entschiedenste diese Auffassung.

Wenn wir also — wie es den Anschein hat und wie das auch BERTRAND schon 1907, jedenfalls aber 1911 tat — Nord- und Südbewegungen zeitlich trennen, so zerlegen wir auch die Entstehung der Fächer in zwei Phasen. Bei der sehr geringen Breite mancher Fächermassive (z. B. *B*₈, *C*₉) wäre man sonst in Verlegenheit, wo die begrenzenden Störungen in der Tiefe den Raum finden sollten, um sich auszurichten und zu verschwinden. Auch diese letzte mechanische Schwierigkeit des Fächers fällt nun dahin.

Die Wurzelfrage.

Umgekehrt steigen die Schwierigkeiten, wenn man nach der Wurzel der schwimmenden Massen Umschau hält. Nach Abwicklung der Decken *A—C* käme man, wie ROUSSEL (25) betont hat, weit über den nordwärts bewegten Saum der Zentralzone nach Spanien hinein, in Gegenden, die vollständig unter der Herrschaft des Südschubs stehen; die wenigen nordwärts gerichteten Bewegungen (vgl. oben) sind streng lokalisiert, und nichts berechtigt zu der Annahme (3), daß Teile der südblickenden Falten nach N. umgelegt und als nordpyrenäische Decken passiv verschleppt wurden. Auch die Fazies ist hier spanisch entwickelt, d. h. die Oberkreide liegt auf Lias oder älteren Schichten, Jura und Unterkreide sind ganz im Gegensatz zur nordpyrenäischen Region wahrscheinlich gar nicht zur Ablagerung gelangt (3, S. 15, 25; 15, S. 3209; 14). Desgleichen zeigen sich im Paläozoicum nach ROUSSEL (25) merkliche Differenzen zwischen Zentralzone und nördlichen Zentralmassiven. Man könnte diesen Schwierigkeiten nur durch die Annahme ausweichen, daß die Decken im nördlichen Saume der Zentralzone wurzeln, daß aber der zwischen Wurzel und Decken gelegene palaeozoische Untergrund bei der Deckenbildung viel stärker verkürzt worden sei, als die Decken selbst.

Das stünde allerdings in Widerspruch mit BERTRANDS Vorstellung von dem passiven Abgleiten der Decken gegen N., wobei stärkere Verkürzungen durch Faltung auch in der Zentralzone unterblieben. BERTRAND scheint sich dieser Schwierigkeit nicht bewußt zu sein. Denn obwohl er den genannten Ausweg nicht beschreitet, sucht er (3, S. 26) dennoch die Wurzeln am Nordrand der Zentralzone, in ihrem nördlich bewegten Teile; dort läßt er z. B. B_9 (Agly) wurzeln, auch $C_1—C_4$, wie wir sahen. Es ergibt sich aber da sofort, besonders für die Massive $C_5—C_7$ (über $C_1—C_4$ wurde schon gesprochen), eine weitere Schwierigkeit. Diese Massive enthalten — was in der Darstellung unserer Übersichtskarte nicht hervortritt, große Massen von kristallinen Schiefen und Granit. In dem schmalen nordwärts bewegten Teil der Zentralzone, der für die Wurzeln in Betracht kommt, sind jedoch nur Granit- und Gneisflecken von beschränkter Ausdehnung im Streichen vorhanden; kontinuierliche, im Streichen mit den Vorkommnissen in C korrespondierende Massen fehlen! (Vgl. auch Referat über 3 in Mitteil. Wiener geol. Ges. 1909, S. 243).

Übrigens spricht auch die Bemerkung LONGCHAMBONS (21, S. 49 ff.), daß sich die K-reichen Granite der Zentralzone von den Na-reichen Graniten der nordpyrenäischen Massive im allgemeinen gut unterscheiden, gegen eine tektonische Beziehung beider.

Ob wir nun die Wurzeln im N. oder im S. der Zentralzone suchen, durchwegs stoßen wir auf schwer zu überwindende Schwierigkeiten! Auch der letzte Ausweg, die ganze Zentralzone als schwimmende Decke aufzufassen (TERMIER), ist nicht gangbar, denn sie versinkt im W. unter der Kreide. Nicht einmal für Teile der Zentralzone ist diese Auffassung möglich; die größte Überschiebung innerhalb der paläozoischen Zentralzone, die Linie von Mérens, löst sich nach BERTRAND im Streichen in eine geschlossene Falte auf (3, S. 152); überdies verbürgen die engen stratigraphischen Beziehungen von A (= Zentralzone) zu Z und damit zum subpyrenäischen Vorland die enge Zusammengehörigkeit aller drei.

Die grünen Gesteine.

Eine ähnliche Schwierigkeit ergibt die Betrachtung der lherzolitischen Intrusionen in dem Mesozoicum von B (zu unterscheiden von den Ophiten, welche Ergüsse in der Trias bilden!), die offenbar mit der Marmorisierung von B und der stellenweisen Ausbildung von Kontaktmineralien (z. B. Dipyrr) in Zusammenhang stehen. Da sie mechanisch beeinflußt sind, hält BERTRAND ihre Intrusion für älter als die Deckenbildung. Nun fehlt aber in der Zentralzone, dem »Wurzelgebiete« der Decken, jede Spur lherzolitischer Schlote. BERTRAND wird daher zu der Hypothese gedrängt, die grünen Gesteine seien endomorphe Randbildungen von jungen Graniten, welche in die Kalke der Decke B — die als mittlere der drei Decken die tiefste Stelle innerhalb der »nordpyrenäischen Geosynklinale« einnimmt — intrudierten. Er kann sich dabei

petrographisch auf ähnliche Veränderungen stützen, die LACROIX vom Kontakt des Granits von Quérigut (Zentralzone südlich Quillan) mit paläozoischen Kalken beschrieb, geologisch auf das tatsächliche Vorhandensein junger Granite, die bei Lourdes die Kreide im Kontakt verändern. Seine Hypothese wurde von seinem Schüler LONGCHAMBON weiter ausgebaut (21). Dieser beschreibt vom Südrand des Massivs B_6 (3 seigneurs) einen allmählichen Übergang von Granit über Alkaligranit und Hornblendegranit zu Lherzoliten, die in den Kalken stecken¹⁾. In ansprechender Weise versuchte er, die chemischen Modifikationen des Eruptivgesteins mit der Aufschmelzung der mesozoischen Serie — Salz (Na!)-reiche Trias, Ca- und Mg-reiche Kalke und Dolomite des Lias-Jura — in Beziehung zu setzen. Bei der Einschmelzung der Ca- und Mg-Sedimente werden die »fumerollen« Bestandteile des Magmas (Si, Al, Alkalien) ausgetrieben; sie gehen durch die Kalke hindurch, ohne mehr zu bewirken als ihre Marmorisierung, werden dagegen in den tonig-mergeligen Schichten des Lias und dann wieder des Albien gewissermaßen abfiltriert und erzeugen hier reichlich Kontaktminerale. So wird in geschickter Weise die schon von BERTRAND (3, S. 143) hervorgehobene Erscheinung erklärt, daß zwar Grüngesteine, Kontaktminerale und Marmore offenbar gemeinsamer Entstehung, aber doch räumlich voneinander unabhängig sind.

Gegen diese Vorstellungsreihe läßt sich einwenden, daß in den beiden, von LACROIX und LONGCHAMBON beschriebenen Fällen ganz offensichtlich Ausnahmen vorliegen (dies ist auch die Ansicht von SUESS, 26, S. 274). Wären solche Verhältnisse die Regel, dann müßte man sie ja überall an den so zahlreichen Primärkontakten von Graniten und paläozoischen Kalken der Zentralzone antreffen. In Wirklichkeit fehlen sie fast durchwegs; dagegen findet man bei Lourdes in der Decke *A* — also nicht in der Mitte der Geosynklinale, sondern an ihrem Nordrande! — Stöcke von jungen Graniten neben Gängen von jungen Peridotiten und Lherzoliten, die beide in denselben Gesteinen stecken, nämlich den Mergeln des Albien. Es folgt daraus, wie auch STEINMANN betont hat (10, S. 825 ff.), daß derartige Aufschmelzungen lokal sehr wohl vorkommen können, daß man aber die Differentiationen der Magmen nicht allein aus diesem Gesichtspunkte beurteilen darf, da sie offensichtlich unabhängig sind von der chemischen Beschaffenheit der Nachbargesteine.

Alter der Überschiebungen.

Es ist nun allerdings die Frage zu stellen, ob man die Intrusion der grünen Gesteine wegen ihrer mechanischen Beeinflussung wirklich für älter halten muß als die Deckenbildung, oder ob man sich damit be-

¹⁾ Recht auffallend erscheint in diesem Zusammenhang das Fehlen von Aplit- und Pegmatitgängen in der mesozoischen Nachbarschaft des Granits (S. 53)!

gnügen kann, sie älter als die letzte Phase der Gebirgsbildung anzusetzen, wie das auch für die Grüngesteine der Alpen von manchen Forschern angenommen wird; damit würden die Schwierigkeiten bezüglich ihrer Wurzel entfallen. Daß die Gebirgsbildung in den Pyrenäen in Phasen und Abschnitte zerfällt, ist eine seit langem eingewurzelte Ansicht.

Im allgemeinen ist man heute der Ansicht BRESSONS (9, 10), daß es drei große Dislokationsperioden gibt: vor dem Perm, vor dem Cenoman, vor dem Eocän; alle drei genannten Ablagerungen führen Konglomerate. Allerdings kann man nur an wenigen Stellen kräftige Diskordanzen beobachten; so kam es, daß CAREZ anfänglich nur die letzte Phase gelten ließ. Das Eocän liegt trotz der gewaltigen Anhäufung von Puddingen gewöhnlich direkt und annähernd konkordant auf der Kreide. Die Permotrias sitzt am P. de Bergon (C_3), am Ostende von C_4 und südlich B_5 (Castillon) stark diskordant auf ihrer Unterlage; allerdings wird sie im ersteren Falle von CAREZ (12), in letzterem von BERTRAND (6) für aufgeschoben (*B*) gehalten! Bei Gavarnie zeichnet BRESSON (9, S. 816, 817) an der Basis des flachliegenden Cenoman einen damit vollständig konkordanten Fetzen von Perm, der die Schichtköpfe des Paläozoicums abschneidet. Auch wo dieser fehlt, ist die diskordante Auflagerung des Cenoman sehr deutlich ausgeprägt; aber gerade diese Stelle beweist, daß die Diskordanz hier bereits vorpermisch ist. Auch weiter westlich sitzt Perm der spanischen Bedeckung diskordant auf Carbon (CAREZ, 15, Prof. 6 auf Taf. XXXIX, nach BRESSON). Nur CAREZ' Profile (12) durch C_1 und C_2 zeigen die Oberkreide mit starker Diskordanz auch auf Permotrias sitzend.

Allerdings hielt CAREZ ursprünglich (10, 11, 15, S. 1154ff.) die ganze spanische Kreide für eine von S. her aufgeschobene Decke. Wenn sich in den großen Überschiebungen von Eaux-Chaudes und Gavarnie gewiß auch basale Gleitflächen und tektonische Stockwerke herausgebildet haben, so läßt doch das Vorkommen von gerundeten Blöcken des Untergrundes in der Kreide, von Ostreenbänken, u. a. m. an ihrer autochthonen Natur keinen Zweifel, wie später auch CAREZ (10, S. 848) anerkannt hat. Eine Schwierigkeit könnte das Vorhandensein einer (von CAREZ zuerst tektonisch gedeuteten) Peneplain an ihrer Basis bilden; doch ist bei der großen Lückenhaftigkeit der mesozoischen Serie in der Zentralzone eine terrestrische Entstehung für sie ganz gut vorstellbar.

Was die Richtung der älteren Überschiebungen anbelangt, so hat BRESSON (10) und mit ihm BERTRAND (3) eine südliche Bewegung für die variszische Faltung angenommen. Noch viel weiter ging ROUSSEL (24), der vom Primär bis ins Tertiär 9 gebirgsbildende Phasen mit bald nord-, bald südgerichteter Bewegung und darauffolgender Transgression annahm. Es ist aber aus den wenigen profilmäßigen Diskordanzen, die sichergestellt sind (vgl. oben) die Schübrichtung nicht ohne weiteres zu

entnehmen, weil die transgredierenden Schichten nicht etwa Falten oder Überschiebungen überdecken, sondern höchstens isoklinal geneigte Bündel gleichaltriger Schichten; daraus lassen sich aber keine Schlüsse ziehen. Nur das S. 311 erwähnte Permorkommnis am Südrand der Zentralzone transgrediert eine bereits nach S. leicht übergelegte Carbonfalte. Ähnlich liegt die diskordante Trias südlich B_5 (Castillon) auf einer Falte, die aber leicht gegen N. überkippt ist (15, Taf. 15, Prof. 7). Diese Stelle wäre von Bedeutung, wenn sich BERTRANDS Vorstellung von der tektonischen Natur der Diskordanz nicht bewähren sollte.

Eine Ausnahme macht auch das Cenoman (Z) in der Gegend nördlich von Bédous (Blatt Mauléon), das hier eine gegen S. gerichtete Überschiebung überlagert; die Stelle wird von BERTRAND allerdings tektonisch gedeutet (vgl. S. 303). Es ist aber eine auffällige Tatsache, daß innerhalb der ganzen nordpyrenäischen Zone, — mit Ausnahme der präpyrenäischen Fenster, — die Oberkreide gänzlich fehlt. Ihre Tektonik könnte ganz gut vorcenoman sein; nachcenoman (sogar nacheocän) dagegen ist der randliche Aufschub gegen N. und S. und die Bewegungen an den »Fenstern«, sei es, daß man in diesen autochthone, randlich zusammengeschobene Transgressionsbecken sieht (wie das neuerdings wieder für die Gosaubecken der Alpen vertreten wird), sei es, daß man die Kalkzone en bloc über die präpyrenäische Zone übergeschoben denkt.

Analogien mit den Alpen.

Manche der im vorhergehenden berührten Punkte haben ihr Gegenstück in den Alpen. BERTRAND, SUESS (26), LONGCHAMBON haben das für die grünen Gesteine hervorgehoben. In beiden Fällen die Trennung in Tuffe und Intrusiva, in beiden Fällen nicht unbedeutende Metamorphose der benachbarten Sedimente, ohne daß sie räumlich streng an die Intrusionen gebunden erschiene, in beiden Fällen die gleiche Vorstellung aufsteigender »colonnes filtrantes«, die in den Pyrenäen allerdings im Gegensatz zu den Beobachtungen, die man z. B. an den Pegmatiten der Tonalezone machen kann, nicht in den Kalken, sondern den tonreichen Sedimenten niedergeschlagen werden. Diese pneumatolytische Hypothese TERMIERS hat allerdings durch die Beobachtung, daß bei Genua die grünen Gesteine zwischen ganz unveränderten Sedimenten liegen, bei ihrem eigenen Urheber beträchtlich an Gewicht eingebüßt. BERTRANDS Vorstellung von der geosynklinalen Lage der grünen Gesteine berührt sich mit STEINMANN'S Idee ihrer Verknüpfung mit Tiefseebildungen. Letzterer Annahme sind allerdings gerade in den Pyrenäen — wie SUESS hervorgehoben hat (26, S. 274) — die Verhältnisse nicht günstig; auch an tektonische Flächen erscheinen hier die Grüngesteine nicht geknüpft.

Nordpyrenäen und Alpen haben auch gemeinsam, daß ihre Sedimente vielfach zu Unrecht als Bildungen einer Geosynklinale bezeichnet werden. Im Paläozoicum sind die Pyrenäen noch über die Corbières mit dem Zentralplateau verbunden. Die Permotrias ist eine landnahe

Bildung; nach Ablagerung des kalkigtonigen Lias kommen recifale Jura-dolomite zum Absatz, denen nach einer großen Lücke im Malm und der unteren Kreide neuerdings recifale Kalke im Apt folgen. Die Albienmergel mögen eine größere Tiefe andeuten, aber schon im Cenoman treffen wir wieder recifale Hippuritenkalke in der Zentralzone und auf den Corbières, getrennt (!) durch die strandnahen Konglomerate der präpyrenäischen Zone. Der Geosynklinalcharakter beschränkt sich also darauf, daß gewisse Ablagerungen in einem Gebiete relativer Depression zwischen zwei stärker verlandeten Streifen (Zentralzone, Corbières bzw. Vorland) zum Absatz kamen; dem trägt (immer noch zu wenig) BERTRAND Rechnung, wenn er die Nordpyrenäen als mesozoische Geosynklinale 2. Ordnung bezeichnet (3, S. 26). Die höhere Oberkreide ist bereits überall als Flysch entwickelt, und es ist im Gegensatze zu den Alpen interessant, daß die Entstehung dieser — übrigens so universell verbreiteten — Facies hier noch nicht mit der Deckenbildung in Zusammenhang gebracht wurde. Erst mit dem Eocän (Puddinge von Palassou und Montserrat!) läßt BERTRAND letztere beginnen, mit dem flachliegenden Aquitanien bereits abgeschlossen sein (3, S. 179). Es sind also die letzten Phasen der Gebirgsbildung in den Pyrenäen älter als in den Alpen.

Manche Ähnlichkeit findet man auch in der Zonengliederung des Nordrandes beider Gebirge. So entspricht die subpyrenäische Zone der alpinen Molasse, die präpyrenäische Zone (Z) der ostalpinen Flyschzone; die nordpyrenäischen Decken erinnern an die helvetischen Kalkalpen (mit ihren Zentralmassiven), wobei der Decke C (nach BERTRANDS Auffassung) die Rolle der Préalpes zufiele, dem Albien jene des Flysches (SUESS, 26, S. 264).

Nirgends sind aber solche Faziesunterschiede vorhanden wie in den Alpen. Von der sekundären Metamorphose der Decke B abgesehen — die im Osten übrigens auf A überspringt — sind alle Zonen, selbst Vorland- und Zentralzone (mit ihrer spanischen Bedeckung) im wesentlichen gleich ausgebildet; die Unterschiede beschränken sich hauptsächlich darauf, daß einzelne Schichtglieder, die in gewissen Zonen vorhanden sind, in anderen fehlen.

Eine weitere bedeutsame Analogie liegt in den Fächerstrukturen. Auf die Ähnlichkeit der nordpyrenäischen Zentralmassive mit den Kernen der Mt. Blanc-Zone wurde schon hingewiesen (S. 306); aber auch die Fächerstellung der Pyrenäen im großen erinnert an das Bild von Alpen + Dinariden, ohne daß hier eine tektonische Linie beide Teile des Gebirges scheidet. Und wie in den Westalpen die Innenfaltung tief in den Körper der Alpiden eindringt, andererseits sich in den Dinariden möglicherweise Anzeichen nordgerichteter Bewegungen werden ausfindig machen lassen, ähnlich überkreuzen sich beide Schubrichtungen auch in den Pyrenäen. Westalpen-bzw. Alpenfächer überhaupt, und Pyrenäenfächer scheinen doch mehr zu besagen als einen bloßen Rückstau

gegen Senkungen¹⁾ (Suess 26, S. 273); das ganze Dinaridenproblem — und damit die Frage asiatischen Schubs in Europa — erscheint damit gleichbedeutend. Auch die Frage erhebt sich, ob die »Rückfalten« durch Über- oder Unterschiebung entstanden seien. BERTRAND sucht die Südbewegung in den Pyrenäen, die allen älteren Forschern als hervorstechendster Zug der Tektonik galt, zu eliminieren, indem er sie teils als gegen S. gerichtete Auslösung einer nordwärts wirkenden Kraft (3); teils als Wirkung einer Unterschiebung darstellt (6); es wären also nur nordwärts gerichtete Kräfte tätig gewesen. Mit demselben Rechte kann man den Spieß auch umdrehen und nur südwärts wirkende Kräfte anerkennen. Es fehlt eben derzeit noch ein Kriterium, das die Feststellung der absoluten Bewegungsrichtung ermöglichte. Solange man ein solches nicht gefunden hat, ist man ohne zwingende morphologische Züge im Bewegungsbild durchaus nicht berechtigt, nord- und südbewegte Krustenteile mit zweierlei Maß zu messen; man muß bei beiden in gleicher Weise die aktive Bewegung entweder in die Antiklinen oder in die Synklinen verlegen: sonst verfielen man in reine Willkür.

Soviel ist in den Pyrenäen wie Alpen sicher, daß die Fächerstellung nacheocäner Entstehung ist; in beiden beginnen sich Zeichen einer zeitlichen Gliederung der verschiedenen gerichteten Schübe abzuheben. Es knüpft sich daran die Frage, ob fächerförmige Gebilde mit streng gleichzeitiger Entstehung beider Flanken möglich sind.

Schlußwort.

Wenn man das vorhandene Material über die Tektonik der Pyrenäen einer kühlen und nüchternen Beurteilung unterzieht, so kann man sagen: die bisherigen deckentheoretischen Lösungen sind nicht imstande, die mancherlei Schwierigkeiten, welche der Aufbau der Pyrenäen bietet, durch ein einheitliches Bild in zwingender Weise zu lösen. Sicher festgestellt erscheinen ausgedehnte Nordbewegungen am Nordrand, ausgedehnte Südbewegungen am Südrand der Kette, stellenweise Übergreifen beider Bewegungen übereinander; fraglich bleibt die Deutung der nordpyrenäischen Zentralmassive. Angesichts der Widersprüche, die BERTRANDS Synthese anhaften, sind wir noch nicht berechtigt, von der Vorstellung der älteren Forscher abzugehen; es bleibt vorläufig beim Bilde eines großen Fächers, der sich nördlich der Achse in kleinere Fächerzonen gliedert.

Selbstverständlich müssen bei einer Beurteilung vom grünen Tisch aus zahlreiche Fragen offen bleiben, die sehr rasch durch Arbeit im Felde zu lösen wären: dieser gehört in Zukunft das Wort.

¹⁾ Auch die Granite von Lourdes, ihrem Alter nach ein — freilich räumlich viel beschränkteres — Gegenstück der periadriatischen Intrusionen, liegen auf der Nordseite des Gebirges!

Tektonische Kartenskizze der Pyrenen

Nach LÉON BERTRAND (etwas vereinfacht)



Subpyreneische Region

- Trias - Eozän
- Vormesozoische Serie

Praepyreneische Decke

- Oberkreide, selten ält. Mesoz.
- Vormesozoische Serie

Nordpyreneische Decken

- Mesozoikum von A.
- Mesozoikum von B.
- Mesozoikum von C.
- Vormesozoische Serie v.A.
- Vormesozoische Serie v.B.
- Vormesozoische Serie v.C.

Zentralzone

- Vormesozoische Serie

Südpireneische Region

- Oberkreide u. Eozän
- Tieferes Mesozoikum Albien - Permo-Trias

Störungen und anormaler Deckenkontakt

Südüberschiebungen in der Decke B und in der Zentralzone

Nordüberschiebungen

Grenzen der Kartenblätter 1:80000

Wichtigste Zentralmassive der nordpyreneischen Decken (von S gegen N übergeschoben):

- Decke Z**
- Z₁ Klippe von Capvern
 - Z₂ Klippe von Salles-de-Salat
 - Z₃ Klippe von Betchat
 - Z₄ Klippe von Bagert
 - Z₅ Massiv von Camarade
 - Z₆ Klippe des Pic de Montgaillard
 - Z₇ Klippe der Umgebung von Freychenet.
- Decke A**
- A₁ Massiv von Rhune
 - A₂ Massiv Labourd
- Decke B**
- B₁ Massiv von Baygoura (B_{1a}) und Aldudes (B_{1b})
 - B₂ Massiv von Hosta
 - B₃ Massiv von Larrau
 - B₄ Massiv von Milhas
 - B₅ Massiv von Castillon
 - B₆ Massiv von Trois-seigneurs
 - B₇ Massiv von Camarac
 - B₈ Massiv von Salvézines
 - B₉ Massiv von Agly
 - B₁₀ Vorkommnisse der Corbières orientales

- Decke C**
- C₁ Massiv von Mendibelza
 - C₂ Massiv von Igouaze (C_{2a} Pic de Lacour) (C_{2b} Serrot deu Boach)
 - C₃ Massiv des Pic de Bergon
 - C₄ Massiv von Béost-Aslé
 - C₅ Massiv von Barousse
 - C₆ Massiv von Arize
 - C₇ Massiv von Saint-Barthélemy
 - C₈ Massiv von Belcaire-Espezel
 - C₉ Massiv von Bessède

- Wichtigste Fenster der praepyreneischen Region:
- F₁ Fenster von Anhoaz
 - F₂ Fenster im S von Espelette
 - F₃ Fenster von Arbas
 - F₄ Fenster von Oust-Massat
 - F₅ Fenster von Rabat (Tarascon)

Maßstab etwa 1:1.000.000

NB. Das Mesozoikum von A reicht von Permo-Trias bis zum Albien

Verlag von Wilhelm Engelmann in Leipzig.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1915

Band/Volume: [6](#)

Autor(en)/Author(s): Spitz Albrecht

Artikel/Article: [Die Pyrenäen im Lichte der Deckentheorie 286-314](#)