

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1934

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0012|log3

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

ABHANDLUNGEN
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN
MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHE KLASSE. III. FOLGE, HEFT 12

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 13

DER BAU
DER MITTLEREN SÜDPYRENÄEN

MIT 6 TAFELN UND 51 ABBILDUNGEN IM TEXT

VON

PETER MISCH

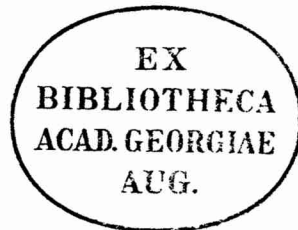
IN GÖTTINGEN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1934



Vorgelegt in der Sitzung am 1. Dezember 1933 durch V. M. GOLDSCHMIDT.



210. 24. 55a Z

Inhalt.

	Seite
Vorwort	1
Einleitung	2
Problemstellung S. 2. — Lage und Gliederung des untersuchten Gebietes	
S. 2. — Topographische Unterlagen S. 3.	
Teil A. Stratigraphie und tektonische Geschichte	4
I. Das variszisch gefaltete Paläozoikum	4
II. Stephan	6
III. Permotrias	6
IV. Mittel- u. Obertrias (einschl. „Röt“ u. Carniolas)	8
a. „Röt“	8
b. Muschelkalk	10
c. Keuper	11
d. Carniolas	11
V. Jura	14
VI. Kreide	15
1. Stratigraphie der Subzentralen Kreidezone	15
a. Urgon	15
b. Unterkreide—Cenoman—Mergel	16
c. Oberkreidekalk	20
d. Senonmergel und Maastricht-Kalksandstein	26
2. Stratigraphie der Sierrenkreide	28
a. Unterkreide des Monsech	28
b. Senon des Monsech	28
c. Senon der südlichen Sierren	29
3. Paläogeographisch-tektonische Geschichte der Kreide	29
VII. Garumnium und seine marine Vertretung	38
VIII. Eozän	41
1. Die Zone von Treppe und die Südseite der Mont Perdu-Gruppe	41
2. Die Südseite des Monsech	46
3. Die südlichen katalanischen Sierren	47
4. Paläogeographisches Gesamtbild der Eozänzeit	48
IX. Oligozän	49
Teil B. Der Bau der Südpirenäen zwischen Segre und Esera	55
I. Die Noguera-Zone sowie ihre Grenzen gegen die Axialzone und die Kreidezone	55
a. Die autochthone Tektonik der zweiseitig vergenteten Falten und Schuppen im Raum zwischen Segre und Flamisell	55
Der Kreidenordrand an der Pallaresa und der Sattel von Pujol	

	Seite
S. 55. — Die Schuppe der Coma de Tó an der Pallaresa. S. 59.	
— Die Mulde von Balastuy und der Sattel von Bretuy. S. 59.	
Die Schuppe von Useu. S. 60. — Die Schuppe der Coma de Tó zwischen Segre und Flamisell. S. 61. — Die Schuppe von Arcalis und die Mulde von Escós. S. 63. — Die Schuppe von Mencuy. S. 65. — Der Sudrand der Axialzone und die Quermulde von Sort. S. 65.	
Zusammenfassung	66
b. Der Übergang von der autochthonen Tektonik mit zweiseitiger Vergenz in den scheinbar allochthonen Bautyp der „Deckschuppen“ im Gebiet zwischen Flamisell und Mañanet . . .	67
Die Sierra de Sta Coloma. S. 67. — Die Schuppe von Vilella. S. 68. — Die Schuppe von Iglesias. S. 69.	
c. Die zweiseitig vergentenden autochthonen „Deckschuppen“ zwischen Mañanet und Ribagorzana	69
Die Grenze der Masse von Gotarta gegen die Kreide. S. 69. — Der Ostteil der Masse von Gotarta mit den Schollen von Castellás und Sentis. S. 70. — Der Westteil der Masse von Gotarta. S. 73. —	
d. Der autochthone Charakter der Masse von Las Paules zwischen Ribagorzana und Esera	75
Das Ostende der Masse von Las Paules. S. 75. — Der Südrand der Masse von Las Paules. S. 77. — Das Paläozoikum der Masse von Las Paules. S. 77. — Der nordliche Permotrias-Zug. S. 78. — Das Nordwestende der Masse von Las Paules. S. 79. — Der Gesamtbau der Masse von Las Paules. S. 79. — Der Südrand der Axialzone. S. 80.	
Zusammenfassung	81
Die Bedeutung des Kreidenordrandes. S. 81. — Der Südrand der Axialzone. S. 82. — Die Grundzüge im Bau der Noguerras-Zone und die Bedeutung der zweiseitigen Vergenz. S. 82.	
II. Die Subzentrale Kreidezone und die Zone von Tresp	85
a. Der einfache Bau der Kreidezone zwischen Segre und Flamisell und das Ostende der Zone von Tresp	85
b. Die Fortsetzung des Kreidezuges des Flamisell bis westlich der Ribagorzana und die weiter nördlich liegenden Kreideschollen und Triasaufbrüche	87
c. Die Längs- und Querspalten östlich der Isabena bis östlich der Esera	91
d. Nachligozäne Bewegungen	94
Zusammenfassung	95
III. Die katalanische Sierrenzone	97
a. Die vorligozäne („pyrenäische“) Südfaltung des Monsech	98
b. Die pyrenäische und die nachligozäne Tektonik im Südteil der katalanischen Sierren	103
1. Das Gebiet zwischen Artesa und Camarasa	103
α. Die pyrenäische Querspaltenfaltung	103
β. Die junge Faltung und der Rand des Ebrobeckens	104

Inhalt.

v

	Seite
2. Das Gebiet zwischen Camarasa und Os	108
α. Die Überschiebung von Camarasa westlich des Segre und das Gebiet der Sa. de Montroig	108
β. Das Gebiet südlich der Überschiebung von Camarasa .	109
Die alte Quer- und Längsfaltung. S. 109. — Die junge Sudfaltung. S. 110.	
γ. Das Triasgebiet von Avellanes	111
3. Das Gebiet zwischen der Trias von Avellanes und der Ribagorzana	113
α. Die vorwiegend alte Längsfaltung des Nordteils (bis einschl. der Mulde von Os)	113
β. Die Falten im Süden der Mulde von Os	114
Die pyrenäische Langs- und Schrägfaltung. S. 114. — Die nacholigozäne Sudfaltung. S. 116.	
Zusammenfassung	117
1. Die pyrenäische (voroligozäne) Tektonik	117
2. Die nacholigozäne Tektonik	117
Teil C. Der Bau der Südpirenäen zwischen der Esera und dem Mont Perdu	120
I. Die Deckentektonik am Sudrande der Axialzone .	120
a. Die Schubmasse der Punta Suelza und die autochthone Faltung zwischen Esera und Bielsa	120
b. Die Decke von Gavarnie zwischen Bielsa und dem Port de Gavarnie	124
Zusammenfassung	129
II. Die Subzentrale Kreidezone von der Esera bis zum Mont Perdu	132
a. Der sudvergente Falten- und Schuppenbau der Mont Perdu- Gruppe	133
Zusammenfassung	138
b. Der Kreidezug von Barbaruens und die Klippe der Sa. de Chia	138
c. Der Bau der Cotiella-Masse	140
1. Der Überfaltungs- und Überschiebungsbau an der Stirn der Cotiella-Masse	140
Das Gebiet der Peña Montañesa und der Punta Llerga S. 140. — Die Stirn der Cotiella-Masse an ihrem Nord- westende. S. 142. — Die Klippe des Castillo Mayor. S. 142. — Das Ausklingen von Überschiebung und Überfaltung an der Stirn der östlichen Cotiella-Masse. S. 143.	
2. Der Faltenbau im Innern der Cotiella-Masse und die Scholle von Armeña	144
Die Falten des Gebietes der Esera. S. 144. — Der Zug der Coma Carina. S. 145. — Die Falten im Gebiet west- lich des Coma Carina-Zuges. S. 146. — Die Scholle von Armeña. S. 147.	
3. Der Überschiebungsbau am Nordrand der Cotiella-Masse und deren Westende	149

(v)

Die Randüberschiebung im Osten der Scholle von Armeña. S. 149. — Die Teilschuppe am Nordrand der Scholle von Armeña. S. 149. — Die Randüberschiebung zwischen der Scholle von Armeña und Sarabillo. S. 150. — Die Trias von Sin. S. 150. — Der Nordrand der Cotiella-Masse westlich der Trias von Sin. S. 150. — Das Westende der Cotiella-Masse. S. 151.	
Zusammenfassung über den Bau der Cotiella-Masse	151
Zusammenfassung und Ergebnis	154
Literatur	165
Berichtigungen	167

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in den Rahmen ausgedehnterer Untersuchungen über das westliche Mittelmeergebiet ein, die seit einigen Jahren unter der Leitung von Professor H. STILLE von dem Göttinger Geologischen Institut ausgeführt werden, und ich bin meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor H. STILLE, für die Anregung zu dieser Arbeit, für die Ermöglichung ihrer Durchführung und für sein stetes Interesse bei den Untersuchungen in Spanien wie bei der Ausarbeitung in Deutschland zu größtem Dank verpflichtet. Ferner danke ich Herrn Privatdozenten Dr. F. LOTZE, dem ich einen Teil meines Arbeitsgebietes zeigen konnte, für mancherlei Ratschläge, Herrn Dr. G. RICHTER, der mir bei der Drucklegung der Karte mit seinem Rat zur Seite stand, und den Herren SUPPRIAN und KINDER vom Centro de estudios alemanes y de intercambio in Barcelona, die mich in mancherlei praktischen Fragen unterstützten. Schließlich sei der freundlichen Aufnahme gedacht, die ich in den spanischen Städten und Bergdörfern wie in den Felshöhlen der Pyrenäenhirten fand.

Für die Arbeiten im Gebiete östlich der Pallaresa bis zur Esera war während der Jahre 1930 und 1931 ein Aufenthalt von 8 Monaten in Spanien erforderlich. Der Adolf von Koenen-Gedächtnis-Stiftung zu Göttingen habe ich für Beihilfen dazu zu danken. Für die Untersuchung des Gebietes von der Esera bis zum Mont Perdu verbrachte ich im Jahr 1932 weitere 2¹/₂ Monate in den Pyrenäen. Bei dieser Gelegenheit wurde auch im Osten der Pallaresa der Anschluß an die inzwischen erfolgten, bis zum Westufer des Segre reichenden Aufnahmen von H. ASHAUER hergestellt. Für die Ermöglichung dieser weiteren Untersuchungen habe ich der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft und der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen zu danken.

*) Die in Klammern gesetzten Seitenzahlen beziehen sich auf die Gesamtheit der „Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete“.

Einleitung.

Problemstellung.

Die vorliegende Arbeit will einen Beitrag zur Klärung des Baues der Südpirenäen geben und zwar für ihren mittleren Teil, wo sie ihre größte Breite und Mannigfaltigkeit besitzen. Es wurde versucht, die Stellung der Südpirenäen im Gebirgssystem des westlichen Mittelmeergebietes von diesem Abschnitt aus zu klären. Im Vordergrund stand dabei die Frage, ob man die Südpirenäen als den Süd Stamm eines zweiseitigen Orogens ansprechen darf (H. STILLE 1927). Im Zusammenhang damit war der Faltungstyp zu untersuchen, der gerade für den mittleren Teil der Südpirenäen besonders umstritten war. Dazu kam die Frage nach der Vorgeschichte der Faltung in ihren Beziehungen zu dem orogenen Bild. Um diese Fragen zu beantworten, mußte auch die Stratigraphie teilweise neu bearbeitet werden; aber vielfach konnte doch auf die stratigraphischen Arbeiten von VIDAL, MALLADA, CAREZ und DALLONI zurückgegriffen werden.

Lage und Gliederung des untersuchten Gebietes.

Der bearbeitete Ausschnitt aus den Südpirenäen umfaßt Teile der Provinzen Lérida (Katalonien) und Huesca (Aragonien). Das Gebiet wird begrenzt im Norden durch die palaeozoische Axialzone der Pyrenäen, im Osten durch den Segre, im Südosten und Süden durch das Ebrobecken und im Südwesten, wo die gleichzeitigen Aufnahmen der Sierras Ober-Aragoniens von SELZER (1934) anschließen, zunächst durch die Ribagorzana (den Grenzfluß von Katalonien und Aragonien) und dann durch eine von Tolva zur Südseite der Peña Montañesa und von dort zum Südabfall der Mont Perdu-Gruppe verlaufende Linie. Dieser Bereich setzt sich aus mehreren tektonischen Zonen zusammen, die morphologisch stark ausgeprägt sind. Im Norden liegt das palaeozoische Hochgebirge der Axialzone, dessen höchste Erhebungen von Granitstöcken gebildet werden. Nach Süden schließt sich vom Segre bis zur Esera ein niedriger gelegener, verhältnismäßig dicht be-

(1598)

siedelter Streifen an, der aus mit Palaeozoikum verfalteter und verschuppter Trias besteht, die Noguerras-Zone¹⁾. Es folgen die vorwiegend von Kreide aufgebauten, südlichen Kalkpyrenäen. Sie seien als „Subzentrale Kreidezone“ bezeichnet. Diese besteht aus einer Reihe von Massiven, die von den tief eingeschnittenen Schluchten der Flüsse durchschnitten werden; Hochgebirgscharakter besitzt sie nur im Westen des Gebietes (Gruppen des Turbón, der Cotiella und des Mont Perdu). Im Süden schließt sich eine von flachem Tertiär aufgebaute, eine Reihe von Senken enthaltende Zone an, die ich „Zone von Tresp“ nennen möchte²⁾. Weiter südlich stellen sich wieder Kreidefalten ein, welche der weit nach Westen sich fortsetzenden „Sierrenzone“ der spanischen Geologen angehören. Im Süden davon liegt das von Tertiär erfüllte Ebrobecken. Insgesamt haben wir es also von Nord nach Süd mit folgenden Zonen zu tun:

(Nord)

Axialzone
 Noguerras-Zone (im Westen fehlend)
 Subzentrale Kreidezone
 Zone von Tresp
 Sierrenzone
 Ebrobecken

(Süd)

Topographische Unterlagen.

Die topographische Unterlage für die geologische Kartierung bestand in dem „mapa militar itinerario de España“ 1:200 000 und für den Norden des Gebietes außerdem in der alten „Carte des Pyrénées Centrales“ 1:100 000 von SCHRADER. Bei der Ungenauigkeit des mapa militar, dem zudem jede Geländedarstellung fehlt, und bei der völligen Unzuverlässigkeit der „Carte des Pyrénées Centrales“, die überhaupt nur in den Hochgebirgsgruppen verwendbar ist, stieß eine geologische Spezialkartierung auf erhebliche technische Schwierigkeiten. Wenn die Aufnahme trotzdem im Maßstab 1:50 000 und in besonders verwickelt gebauten Gebieten in noch größerem Maßstab durchgeführt wurde, so konnten

1) Als „Rios Noguerras“ werden die Gebirgsflüsse Pallaresa, Flamisell, Tor und Ribagorzana bezeichnet, die diese Zone durchfließen. Nach ihnen benannte DALLONI (1913) die „Noguerras-Decke“, die er im Raum dieser Zone annimmt.

2) Sie entspricht dem Ostteil der „Zone von Aragonien“ der französischen und spanischen Geologen; aber diese Bezeichnung möchte ich vermeiden, weil weiter westlich in Aragonien im Fortstreichen das Tertiär nach A. SELZER (1934) gefaltet ist.

die genauen Größenverhältnisse vielfach nicht gewahrt bleiben; auch eine Verzerrung der Richtungen ließ sich nicht immer vollständig vermeiden. Von dem ausgezeichneten neuen „Mapa topografico nacional“ 1:50000 liegen für das bearbeitete Gebiet leider nur 2 Blätter vor, und diese sind auch erst nach Durchführung der geologischen Aufnahme erschienen. In der Wiedergabe mußte die Karte (vgl. Tafel 1) stark verkleinert werden. Neben der Vereinfachung des geologischen Kartenbildes wurden auch die topographischen Angaben stark eingeschränkt; es wird versucht, dafür durch Hinweise im Text nach Möglichkeit einen Ersatz zu geben.

A. Stratigraphie und tektonische Geschichte.

I. Das variscisch gefaltete Palaeozoikum.

Im Norden des bearbeiteten Gebietes liegt die von Palaeozoikum und variscischen Granitintrusionen aufgebaute Axialzone der Pyrenäen. Die Stratigraphie des Palaeozoikums im Berichtsbereich ist vor allem von VIDAL (1875), DALLONI (1910, 1913, 1930) und H. SCHMIDT (1931) untersucht worden. Sie wird in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt; wohl aber ist die Frage der variscischen Faltung von Wichtigkeit. Das Stephan — oder, wo dieses fehlt, die Permotrias — liegt diskordant auf einem gefalteten Untergrund. Letzterer enthält im Westen an der Esera noch Westfal (s. S. 5), dagegen liegt im Osten am Flamisell bei Aguiró unter dem Stephan das Westfal noch konkordant, wie DALLONI (1930) angibt und ASHAUER (nach freundlicher Mitteilung) bestätigen konnte. Teilweise ist die variscische Diskordanz zwar

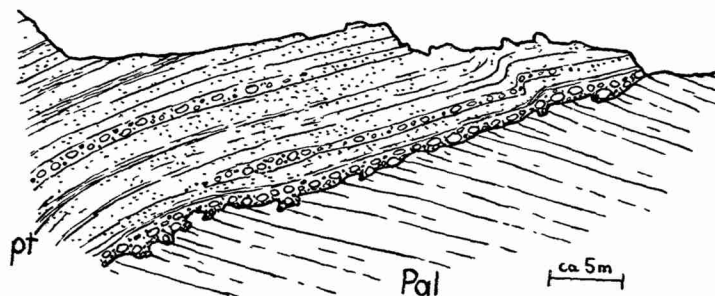


Abb. 1. Die variscische Diskordanz an der Westseite der Esera nördlich von Vilanova.

Permotrias (pt) auf südüberkipptem Mittel- u. Ober-Devon-Kalk (Pal).

(1600)

nur schwach (z. B. an der Pallaresa südlich von Gerri), aber oft ist sie recht erheblich. Am schönsten ist die Diskordanz an der Esera bei Vilanova aufgeschlossen (Abb. 1), wo die Permotrias auf einer südüberkippten Schichtfolge transgrediert, die im Silur beginnt und nach H. SCHMIDT (1931) bis zum Westfal reicht³⁾. Im Osten des untersuchten Gebietes ist die Diskordanz z. B. nördlich von Gerri besonders schön zu sehen (Abb. 2). Im Westen liegt



Abb. 2. Die variscische Diskordanz an der Ostseite der Pallaresa nördlich von Gerri.

Variscisch gefaltetes Altpalaeozoikum — vorwiegend helle Devonkalke — (auf den Beschauer zustreichend) stößt ab an der Basis der Permotrias. Man blickt auf deren hangende Schichtflächen (Vordergrund).

die Permotrias auf Granit und metamorphem Palaeozoikum, woraus hervorgeht, daß die Intrusion der Granite und die damit verbundene Metamorphose der palaeozoischen Sedimente variscisch ist. Westlich von Bielsa ist zwar auch Permotrias neben Granit metamorph verändert worden, jedoch handelt es sich dort um örtliche Dynamometamorphose in einer Zone intensiver Pressung, wie sie in der Nähe (Crête de Barroude, s. unten) auch an einem Kontakt von Permotrias gegen nichtmetamorphes Palaeozoikum örtlich festzustellen ist.

Die variscische Diskordanz liegt unter dem Stephan, soweit dieses vorhanden ist. An der Esera ist Westfal mitgefaltet, und da die hier transgredierende Permotrias wenige Kilometer weiter östlich noch konkordant von Stephan unterlagert wird, ist wohl ein asturisches Alter der Hauptfaltung anzunehmen. Vorwestfälische Bewegungen sind an der Esera nach H. SCHMIDT (1931) in

³⁾ Hier ließ sich das Westfal-Alter der Schichten zwar nicht durch Pflanzen belegen, aber weiter nördlich (im Plan des Étangs) beschreibt ZEILLER (1886) aus ihnen eine Flora des Westfal.

einer ganz schwachen Diskordanz angedeutet. Dagegen ist im Osten bei Aguiró (s. S. 4), wo Stephan und Westfal konkordant liegen, die Hauptfaltung schon sudetisch.

II. Stephan.

Das Stephan ist von der variscischen Faltung nirgends mehr erfaßt worden. Es setzt sich in erster Linie aus Ergußgesteinen und deren Tuffen zusammen. Dabei handelt es sich um grüne, schwarze und violette, oft Feldspat-Einsprenglinge führende Porphyrite und Orthophyre, die sich z. T. als horizontbeständige Decken verfolgen lassen (z. B. im Gebiet Erill Castell-Aguiró). Die dazu gehörigen, in den verschiedensten Farben auftretenden Tuffe zeigen große Mannigfaltigkeit und stehen in allen Übergängen zu hellgelben, mürben Sandsteinen, zu weißen, hellgelben und violetten, splittrigen kieseligen Gesteinen, zu grünen, grauen und bräunlichen Tonschiefern, Grauwacken und Konglomeraten. Im Gebiet Erill Castell-Batlliu de Sas finden sich im Oberteil dieser Schichten Pflanzen des Stephans (Fossilisten bei DALLONI 1930). Es handelt sich um eine Folge von schwarzen kohleführenden Schiefern und feinplattigen bis dickbankigen grauen Sandsteinen, die im Hangenden der Eruptiva und der Tuffe liegen. Dieselben Stephanpflanzen treten weiter östlich bei Aguiró auf (DALLONI 1930), von wo auch Floren des Westfals beschrieben sind (RÓUSSEL 1904, DALLONI 1913 und 1930). Westlich von Erill Castell keilt das Stephan am Südrand der Axialzone aus, und die Permotrias liegt auf Oberdevon, bis östlich des Rio Tor ein Zug von dunkelgrauen Tonschiefern einsetzt, der sich weit nach Westen verfolgen läßt. Diese Schiefer sind nicht die Fortsetzung des Stephans von Erill Castell, wie VIDAL und DALLONI annehmen, sondern sie sind älter, und mehrfach lassen sich auch zwischen ihnen und der Permotrias Winkeldiskordanzen nachweisen. Das Stephan ist von diesen Schichten schon durch seine petrographische Eigenart leicht zu unterscheiden. Stephan findet sich jetzt nur noch weiter südlich in der Noguerras-Zone, wo es östlich der Esera auch auskeilt, und weiter westlich tritt in dem Berichtsgebiet nirgends mehr Stephan auf. Noch weiter im Westen sind nach H. SCHMIDT (1931) bei Jaca marines Westfal und Stephan vorhanden.

III. Permotrias.

Auf das Stephan folgt eine ebenfalls festländische Formation von roten Sandsteinen, sandigen Tonschiefern und Konglomeraten, die als Permotrias bezeichnet wird. Sie kommt ebenso wie die
(1602)

älteren Gesteine nur im Norden des bearbeiteten Gebietes zu Tage und ist dort, abgesehen vom äußersten Westen, durchgehend vorhanden. Damit steht sie im Gegensatz zu dem Stephan. Letzteres mag zwar ursprünglich auch überall abgelagert worden sein, ist jedoch infolge geringer saalischer Bewegungen weitgehend abgetragen worden; es wird von der Permotrias vielfach ganz schwach diskordant überlagert. Im Liegenden dieser Diskordanz und im Hangenden des Stephans finden sich an der Pallaresa südlich von Baró schwarze Schiefer mit Pflanzen des Unterrotliegend (DALLONI 1913 und 1930, H. SCHMIDT 1931). Darüber beginnt die Permotrias mit Konglomeraten. Auch sonst ist meist ein Basalkonglomerat ausgebildet. Im Gebiet der Pallaresa und örtlich noch einmal weiter im Westen bei Iguerri (nördlich von Pont de Suert an der Ribagorzana; vgl. Abb. 16, Prof. 2) wird es mächtiger. Die Konglomerate setzen sich weit überwiegend aus wohlgerundeten, einige Zentimeter großen Quarz-Geröllen zusammen. Bei Iguerri herrschen ausnahmsweise Kalkgerölle vor. Auf die basalen Konglomerate folgen die roten Sandsteine und roten sandigen Letten, in denen verschiedentlich noch Konglomeratbänke vorkommen. Im Westen findet sich im Gebiet der Punte Suelza und der Cinca eine leitende Konglomeratbank dicht unter der Obergrenze der Permotrias. Östlich der Esera ist in der Noguerras-Zone die Permotrias örtlich etwas abweichend ausgebildet, indem sich viel graue Tonschiefer einschalten. Im Hangenden der Permotrias leiten dunkelgrüne tonige Grenzschichten zur höheren Trias über (s. Kap. IVa). Zumindest der Oberteil der Permotrias entspricht also dem Buntsandstein. Das wird durch Triaspflanzen bestätigt, die DALLONI (1913 und 1930) bei Guils (zwischen Segre und Pallaresa) auffand. Die Mächtigkeit der Permotrias schwankt von etwa 150 bis gegen 1000 m. Sie ist am größten am Rand der Axialzone zwischen Battliu de Sas und Aguiró. Hier tritt auch innerhalb der Schichtfolge eine Diskordanz von 20° auf, die eine etwa 200 m mächtige, mit einer Konglomeratbank beginnende obere und eine bis gegen 800 m mächtige untere Abteilung trennt. Die Annahme liegt nahe, daß es sich hier um eine pfälzische Diskordanz handelt. Dann entsprächen die Schichten über der Diskordanz dem Buntsandstein. Die untere Schichtfolge ist einerseits jünger als Stephan und sicher auch als die schwarzen Pflanzenschiefer des Unterrotliegenden von Baró; andererseits ist sie älter als Buntsandstein. Ob sie Oberrotliegend und Oberperm vollständig vertritt, steht dahin. Wo die Diskordanz fehlt, ist es unmöglich, eine Untergrenze des Buntsandsteins innerhalb der Schichtfolge

festzulegen. Daß der Buntsandstein in der Permotrias stets enthalten ist, steht fest; dagegen ist fraglich, wie weit auch Perm vertreten ist. Es ist durchaus möglich, daß dort, wo die Mächtigkeit stark zurückgeht, das Perm fehlt. Die Schwankungen der Mächtigkeit sind recht groß und häufig; das Maximum liegt am Rand der Axialzone westlich des Flamisell (s. o.), außerdem finden sich besonders große Werte in der Nogueras-Zone östlich der Esera⁴⁾. Auf die von G. RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) von Keltiberien aus im Raum des Ebrobeckens für den Buntsandstein vermutete Schwelle lassen die Südpirenäen keinen Schluß zu, da die Permotrias dort auf den Rand der Axialzone beschränkt ist.

IV. Mittel- und Obertrias (einschließlich „Röt“ und Carñiolas).

Auf den Buntsandstein folgt die Mittlere und Obere Trias (am Rand der Axialzone und der Nogueras-Zone gegenüber der Permotrias als „höhere Trias“, weiter südlich schlechthin als „Trias“ bezeichnet). Sie besitzt hier wie sonst in Spanien germanische Fazies. Infolge ihrer mechanischen Eigenschaften hat sie auf die Faltungen besonders stark reagiert, so daß normale Profile selten sind und aus dem bearbeiteten Gebiet kein einziges gänzlich ungestörtes und zugleich vollständiges Profil angeführt werden kann. Die besten Triasprofile finden sich in den Sierren, wo die Durchbewegung meist weniger stark ist als im Norden.

a. „Röt“.

Die Basis der „höheren Trias“ kommt nur im Norden des Berichtsgebietes heraus. Auf die roten sandigen Letten und Sandsteine des Buntsandsteins folgen dort mehrere Meter dunkelgrüner bis schwärzlicher Schiefertone, in denen sich nach oben hin dünne Bänke von gelben dolomitischen, z. T. zelligen Mergeln einstellen („obere Grenzsichten“ des Buntsandsteins). Aus diesen Zellendolomiten gehen dann die grauen Kalke des Muschelkalkes hervor. Diese Grenzsichten sind überall vorhanden, wo der Kontakt normal ist. In ihrem Oberteil treten vielfach auch Rauchwacken auf, so im Gebiet von Bielsa. Dort werden die Grenz-

4) Bei einer Auswertung der Mächtigkeiten zur Rekonstruktion einer Beckengliederung, wie sie ASHAUER (1934) für den Osten gibt, würde große Vorsicht deswegen geboten sein, weil ja zwischen Perm und Trias bedeutsame Abtragungen stattgefunden haben und außerdem der Buntsandstein meist nicht vom permischen Anteil zu trennen ist. Auch ist im Westen der mittleren Südpirenäen und ebenso in weiten Teilen der östlichen Südpirenäen der Buntsandstein vor jüngeren Transgressionen mehr oder weniger abgetragen worden.

schichten 20—25 m mächtig, wie ein Profil am Westhang des Cincatales südlich von Bielsa zeigt (Abb. 3a). Verschiedentlich findet sich zwischen den schwarzgrünen Schiefertönen und dem

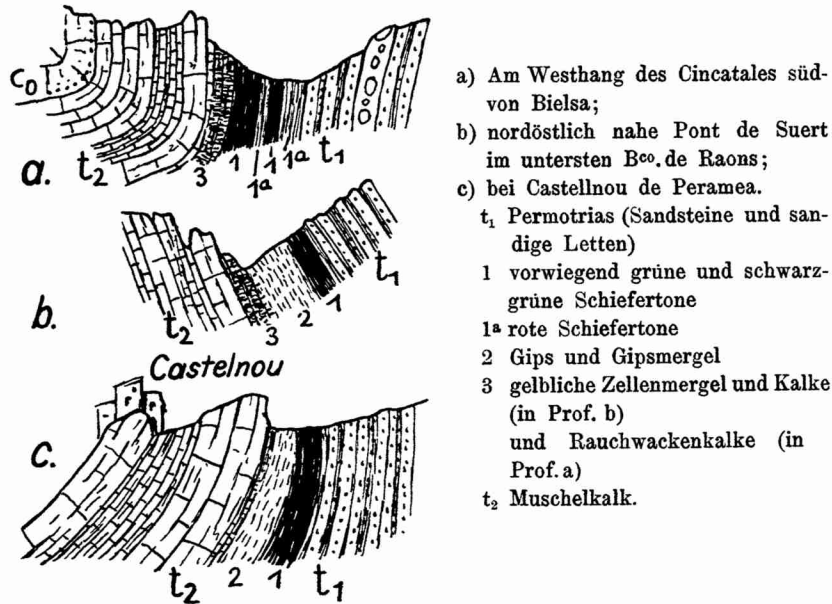


Abb. 3. Drei Profile durch die Grenzschichten von Buntsandstein und Muschelkalk.

Muschelkalk auch Gips, so z. B. nördlich von Espés Alto (westlich von Alins (Isabena), östlich von Neril (am Rand der Axialzone westlich der Baliera), nahe Pont de Suert (Ribagorzana) im unter-

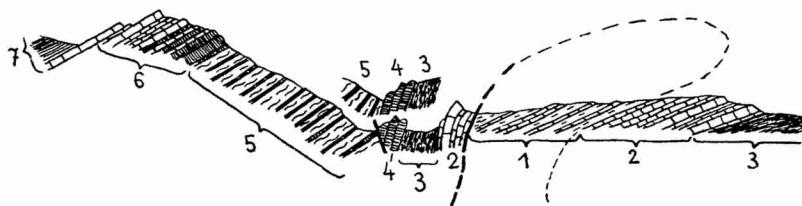


Abb. 4. Triasprofil von Camarasa.

- 7 = fossilführender mittlerer Lias
- 6 = obere dolomitisch-brekiöse Kalke und helle Platten
- 5 = weißer Gips mit grauen mergelig-dolomitischen Lagen
- 4 = untere dolomitisch-brekiöse Kalkbänke
- 3 = roter Gipskeuper
- 2 = Plattenkalke mit kompakten Bänken: Muschelkalk
- 1 = grauer Gips mit dunklen Plattenkalke: „Röt“

sten B^{oo}. de Raons (Abb. 3b), wo die Schiefertone und der Gips zusammen 20 m mächtig sind, ferner im Osten bei Castellnou de Peramea (östlich der Pallaresa am Südflügel des Sattels der Coma de Tó; Abb. 3c) oder auch weiter östlich im Norden von Tahús.

Auch in den Sierren scheint ein liegender Gips vorzukommen. So finden sich am Südhang der Sierren in dem Triasprofil von Camarasa (am Segre, s. Abb. 4) inmitten von Muschelkalk graue Mergel mit Gips, die mit einer Wechsellagerung von schwärzlichen Plattenkalken und grauen Gipsbänken in Muschelkalk übergehen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich hier um das Liegende des Muschelkalkes; sein Hangendes sieht anders aus, und es besteht auch kein Grund, einen salinaren Mittleren Muschelkalk anzunehmen. Auch aus den im Westen angrenzenden Sierren Aragoniens beschreibt SELZER (1934) einen liegenden Gips. Dagegen weist ASHAUER (1934) auf das Fehlen entsprechender Schichten östlich des Segre hin.

Die geringmächtige Schichtfolge zwischen Buntsandstein und Muschelkalk ist nach ihrer Fazies in Analogie zur mitteldeutschen Trias als Röt zu bezeichnen. Aus den Keltiberischen Ketten ist schon eine Rötfazies beschrieben worden (TRICALINOS 1928, LOTZE 1929, HAHNE 1930, G. RICHTER 1930).

Auf der Karte konnten die 20 m Röt nicht dargestellt werden. Das Röt stellt einen wichtigen Abscherungshorizont dar; denn sowohl in der subzentralen Kreide wie in den Sierren kommt sein Liegendes nirgends zu Tage.

b. Muschelkalk.

Der Muschelkalk ist infolge starker Faltung und infolge von Auslaugungen in der Trias meist sehr unruhig gelagert und besonders in der Nogueras-Zone meist gleitbrettartig aufgelöst. Am Rand der Axialzone liegt er im Westen nach dem Auskeilen des Keupers auch ruhiger. Dort, z. B. an der Cinca südlich Bielsa (Abb. 3a), beträgt seine Dicke etwa 35 m; allerdings ist hier sein oberster Teil bereits vor der Transgression der Kreide abgetragen worden. In den Sierren lassen einige Profile die Mächtigkeit auf mindestens 50—60 m schätzen.

Der Muschelkalk besteht aus schwärzlichgrauen bis grauen, gelbgrauen, auch bräunlichen mergeligen, gelegentlich fossilführenden, dem deutschen Wellenkalk recht ähnlichen Plattenkalken und aus kompakten grauen bis graublauen, vielfach dolomitischen Kalkbänken. Nahe der unteren und oberen Grenze treten öfter gelbe dolomitische zellige und rauchwackenartige Kalke auf.

(1606)

c. Keuper.

Auf den Muschelkalk folgt der Keuper. Er setzt sich zusammen aus einer Folge von bunten, meist roten Mergeln mit Gips, der stark vorherrschen kann. In der Tiefe findet sich auch Salz, wie Solquellen bezeugen. In die Gipsmergel schalten sich basische Ergußgesteine, die sogenannten Ophite, als linsenförmige Körper ein, die stellenweise die Hauptmasse des Keupers ausmachen. Dieser Vulkanismus ist der einzige „alpinotype“ Einschlag in der Trias der Pyrenäen.

Eine Mergelfolge leitet zu den Kalken der Carñiolas über. In den Sierren finden sich mehrfach ungestörte Profile dieser Schichten. Dort gehen aus den vorwiegend roten Gipsmergeln mattgrüne Mergel mit dunkelroten und violetten Lagen hervor; vereinzelt erscheinen noch Bänke von weißem Gips in den sonst gipsfreien Mergeln, so südlich von Anberola (östlich von Tragó am Nordrand der Mulde von Os) oder an der Nordwestseite der S^a. de Monteró (am Segre südwestlich von Camarasa), wo sich mehrere bis 0,5 m dicke Gipsbänke einschalten). Nach oben zu werden die Mergel hellgrünlich-grau, fester und vielfach dolomitisch und zerfallen in scharfkantige Bruchstücke; diese Schichten werden dem Steinmergelkeuper Mitteldeutschlands sehr ähnlich. Im Hangenden gehen sie ohne scharfe Grenze in die Dolomite und Kalke der Carñiolas über.

Die Mächtigkeit des Keupers läßt sich schwer bestimmen, da er — abgesehen von der hangenden Mergelserie — überall infolge seiner hohen Mobilität tektonisch angehäuft oder ausgedünnt ist. Immerhin mag seine Mächtigkeit bis 200 m betragen. Dazu kommt noch das Salz, das nahe der Oberfläche ausgelaugt ist. Die größten Keupermassen erscheinen in der südlichen Sierrenzone und in der Noguerras-Zone. Westlich vom Ende der Noguerras-Zone tritt am Rand der Axialzone der Keuper stark zurück. Er keilt schließlich aus, ohne die Cinca zu erreichen. Nur innerhalb der Kreidezone ist er im Gebiet der Cinca noch vorhanden.

d. Carñiolas.

Aus dem Keuper entwickelt sich eine Folge von Dolomiten und Kalken, die im Hangenden in fossilführenden Mittleren Lias übergeht; sie vertritt also etwa Rät und Unteren Lias und ist den Carñiolas gleichzusetzen, die m. W. aus dem Berichtsgebiet bisher nicht beschrieben worden sind.

Die Carñiolas sind hier weniger gleichmäßig ausgebildet als die tieferen Glieder der Trias. In den Sierren sind ungestörte

Profile der Carñiolas häufig, da diese in die Spezialtektonik der Trias meist nicht mehr einbezogen sind.

Im Südwestteil der katalanischen Sierren handelt es sich um eine Folge von grauen, auch rötlichen und gelblichen, dichten Plattenkalken, in die sich kompakte Kalkbänke einschalten; neben den Kalken finden sich vielfach (und zwar besonders im Unterteil der Folge) dunkle, z. T. auch weißlich verwitternde, oft brekziöse dolomitische Gesteine. Als Hangendes dieser 40—60 m mächtigen Schichtfolge ist unter dem transgredierenden Senon teilweise noch ein weißer gebankter Gips erhalten geblieben, der von grauem mergelig-dolomitischem Material durchsetzt ist (am Südwestrand der großen Eozän-Mulde von Os und jenseits der Ribagorzana in dem nördlichsten der südlich anschließenden Sättel).

Dieselbe hangende Gipsfolge tritt in den südöstlichen Sierren bei Camarasa (Abb. 4) auf, wo sie etwa 200 m mächtig wird. Ihr Liegendes bilden dort einige Bänke von grauen, z. T. mergeligen, dolomitischen, brekziösen, auch zelligen Kalken. Diese Bänke vertreten die ganze Carñiolasfolge, wie wir sie weiter westlich unter dem weißen Gips kennengelernt haben; auch die grünen Übergangsschichten im Oberteil des Keupers fehlen im Profil von Camarasa. Aber im Hangenden des Gipses liegt hier noch eine gegen 60 m mächtige dolomitisch-kalkige Schichtfolge, deren Ausbildung stark an die unter dem Gips liegenden Carñiolas der südwestlichen katalanischen Sierren erinnert. Sie beginnt mit meist dunklen brekziösen, auch zelligen Dolomiten, aus denen graue, rötliche oder violette, z. T. mergelige dichte plattige, z. T. sehr feingeschichtete Kalke mit Einschaltung von kompakten Kalkbänken hervorgehen; die feingeschichteten Kalke kann man vielfach als lithographischen Kalk bezeichnen. Im Hangenden geht die Folge in fossilführenden Mittleren Lias über. Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich, daß der weiße Gips mitten in die Folge der Carñiolas hineingehört; denn im Westen könnte er nur jünger und im Osten bei Camarasa umgekehrt nur älter sein als die Hauptmasse der Carñiolas. Die Carñiolas besitzen im westlichen Katalonien also stark salinaren Einschlag.

Im Südwesten von Camarasa (nordwestliche S^a. de Monteró, Südseite des Eozän-Massivs von S^a. Lorenzo) werden die Carñiolas durch graue und gelbe Plattenkalke vertreten, an deren Basis die Übergangsschichten des obersten Keupers wieder entwickelt sind (s. o.).

In den südöstlichen Sierren nordöstlich von Camarasa findet sich unter dem Lias wie bei Camarasa eine dolomitisch-kalkige

Schichtfolge, in der lithographische Kalke auftreten. Eine Einschaltung von Gips fehlt hier; als saline Fazies erscheinen nur noch Zellendolomite.

Weiter nördlich sind saline Einlagerungen nicht einmal mehr angedeutet. Im Monsech geht aus dem grünen Mergel des obersten Keupers dieselbe von Mittlerem Lias überlagerte dolomitisch-kalkige Schichtfolge wie weiter südlich hervor. Auch hier finden sich lithographische Kalke, die an der Ribagorzana in dem Sattel südlich des Monsech äußerst dünn-schichtig werden. Westlich der Ribagorzana treten im Monsech de Aragon bei Monfalcó in den Carniolas sehr stark bituminöse schwarze dünnplattige Kalke auf.

Auch im Norden des bearbeiteten Gebietes sind trotz der starken Durchbewegung der höheren Trias gute Profile der Carniolas erschlossen, da diese die Spezialtektonik der Trias nicht mitmachen und die Basis der abgescherten Jura-Kreide-Masse bilden. Sie bestehen z. B. nördlich von Pont de Suert aus einer mindestens 50 m mächtigen Folge von vielfach recht dunklen blaugrauen und grauen, z. T. dolomitischen wohlgebankten kompakten Kalken, aus der im Hangenden der fossilführende Mittlere Lias hervorgeht. Außer den kompakten Kalken treten graue Plattenkalke auf, die an der Isabena überwiegen und dort dem Muschelkalk recht ähnlich werden. Oft finden sich auch bezeichnende weißlichgraue feingeschichtete mergelige Kalkbänke, die an den lithographischen Kalk der Sierrren erinnern (z. B. Umgegend von Pont de Suert oder S^a. de Chia). Westlich der Esera keilen die Carniolas aus.

Versteinerungen enthalten die Carniolas in den mittleren Südpirenen nicht. Aber weiter östlich hat ASTRE am Llobregat in ähnlichen Gesteinen unter dem fossilführenden Lias *Avicula contorta* gefunden (DALLONI 1930). Anzeichen einer salinaren Fazies fehlen nach ASHAUER (1934) in den Ostpyrenen.

Ein besonderer pyrenäischer Sedimentationsraum der höheren Trias ist von dem bearbeiteten Gebiet aus nicht zu erkennen. Hier wie sonst in den Pyrenen herrscht die im Westmediterrangebiet so verbreitete germanische Fazies, und es bestehen keine Unterschiede gegenüber der Entwicklung, wie sie etwa in den Keltiberischen Ketten vorliegt, abgesehen von der salinaren Ausbildung der Carniolas in den südlichen Sierrren. Die Ophite, welche im Keuper der Pyrenen so häufig sind, finden sich auch in Keltiberien wieder, dort allerdings nach G. RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) nur in den tiefsten Beckenzonen. Dagegen fehlen sie im kata-

lanischen Küstengebirge, das stärkeren Vorlandcharakter besitzt. Deutliche Ränder des Beckens sind nur gegen das Französische Zentralplateau (s. ASHAUER 1934) und gegen die Kastilische Masse (G. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933) festzustellen. Für ein etwaiges Abtragungsgebiet im Raum des Ebrobeckens fehlt jedes Anzeichen, vielmehr dürften dort Muschelkalk und Keuper abgelagert worden sein. Dasselbe ist wohl für die Carñiolas anzunehmen, wenn diese auch nach ASHAUER (1934) in den Ostpyrenäen eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden erkennen lassen.

Irgendwelche Spuren von altkimmerischen Bewegungen fehlen.

V. Jura.

Aus den Carñiolaskalken geht der fossilführende Mittlere und Obere Lias hervor. Er ist sehr gleichförmig ausgebildet. Auf einige graue Kalkbänke folgen schwarze Mergel, die meist in regelmäßiger Wechsellagerung mit schwarzen, vielfach gelb anwitternden, stark mergeligen Kalkbänkchen stehen. Sandige Einschaltungen fehlen. Die Mächtigkeit beträgt etwa 50 m; im Süden des Monsech an der Ribagorzana ist sie ausnahmsweise größer. Die aus Cephalopoden, Brachiopoden und Austern bestehende Fauna zeigt im Süden und im Norden das gleiche Gepräge. Ausführliche Fossilisten geben VIDAL (1875, 1898), MALLADA (1878) und DALLONI (1910, 1930).

Der fossilführende oberste Lias geht in eine Folge von Schichten über, die mehrere 100 m mächtig wird, z. T. auch geringermächtig ist (so etwa 60 m bei La Guardia westlich des Segre). Es handelt sich um massige schwachgebankte meist schwarze vielfach brekziöse Dolomite und dolomitische Kalke. Versteinerungen fehlen dieser Schichtfolge; da sie mit dem Oberen Lias durch Übergänge verbunden ist, stellt man sie in den Dogger. Das Hangende der Dolomite bildet meist der Urgonkalk. Die Grenze ist oft wenig scharf, und bei La Guardia (westlich des Segre) verzahnen sich die obersten Bänke des Dolomits mit Kalken, die dem Urgon ähneln. Dieselben Kalke finden sich in einer Mächtigkeit von etwa 100 m im östlichen Monsech. Sie enthalten keine Versteinerungen, werden aber hier noch von dünnplattigen lithographischen Kalken mit einer reichen limnischen Fauna überlagert, die VIDAL auffand und in den Kimmeridge stellte. DALLONI (1930) reihte sie in das Portland ein, während F. BROILI neuerdings (1932) wieder der VIDAL'schen Auffassung zustimmte. Diese Schichten werden von Urgon überlagert.

Der gleichmäßig ausgebildete Jura entspricht dem der übrigen (1610)

Pyrenäen. Der gleichförmig aus Mergeln und Mergelkalken bestehende, überall Cephalopoden führende und dabei durchgehend geringmächtige Lias läßt auf einen nur schwach sinkenden und wenig differenzierten Bildungsraum schließen. Ferner fehlt jede Andeutung eines südlichen Beckenrandes gegen eine etwaige Ebromasse, vielmehr hat es den Anschein, als ob ein Zusammenhang mit dem Keltiberischen Raum bestanden hätte; erst an der Kastilischen Masse finden sich im Lias Spuren von Strandnähe (G. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933). Im Dogger finden wir dann eine den Pyrenäen eigentümliche, aber keineswegs hochmarine Fazies, nämlich die des fossilereeren schwarzen Dolomits; jetzt werden auch in den Pyrenäen größere Mächtigkeiten erreicht, die diejenigen Keltiberiens übertreffen. Im Dogger tritt also eine gewisse Selbständigkeit des pyrenäischen Raumes in Erscheinung. Ein Beckenrand ist jedoch nicht festzustellen. Nach der Ablagerung des schwarzen Dolomits wurde der Hauptteil des Pyrenäengebiets en bloc herausgehoben, während in Keltiberien und im südlichen Katalonien die marine Sedimentation andauerte. Von dieser Festlandszeit zeugen in den Nordpyrenäen Beauxitvorkommen. Jüngere Jurabildungen finden sich im Berichtsgebiet nur örtlich (Monsech) in Form von Süßwasserkalken.

VI. Kreide.

Die wichtigste Formation der Südpirenäen, die Kreide, besteht im untersuchten Gebiet aus einer mächtigen Folge von Kalken und Mergeln, in der räumliche Faziesunterschiede und zeitliche Fazieswiederholungen häufig sind. Daher bereitet dort, wo die Lagerungsverhältnisse verwickelt sind, die Gliederung der Kreide oft Schwierigkeiten.

1. Stratigraphie der subzentralen Kreidezone.

Im Norden des Berichtsgebietes zerfällt die Kreide in vier petrographisch zu unterscheidende Hauptglieder, die nicht alle strenge Altersstufen sind. Diese vier Glieder sind der Urgonkalk, die Unterkreide-Cenoman-Mergel, der Oberkreidekalk und die Senonmergel (bzw. der Maastricht-Kalksandstein des Mont Perdu).

a. Urgon.

Auf den schwarzen Dolomit des Doggers folgt die dem Unterapt entsprechende Kalkmasse des Urgons. Auffälligerweise ist oft keine völlig scharfe Grenze zu erkennen (vgl. oben). Das Urgon besteht aus einer überall gleich ausgebildeten Folge von dickbankigen, hellgrau anwitternden, im frischen Zustand selten hellen, sondern meist graublauen bis blauschwarzen, manchmal schwach

mergeligen Kalken mit Requierien (*Requienia ammonia* GOLDF.) und Toucasien. Nahe der Obergrenze tritt häufig eine reiche Korallenfauna auf, und besonders die obersten Bänke können ganz aus Korallenrasen bestehen. Die Mächtigkeit des Urgons erreicht ihre größten Werte mit 300 bis gegen 500 m im Osten des Gebietes und nimmt nach Westen zu erst allmählich und dann in Aragonien rasch ab. Auf der Ostseite des Turbón (S^a. de las Aras) besteht das Urgo-Apt nur noch aus knapp 50 m mächtigen Korallenkalken. Dann keilt es nach Westen hin aus. Etwas weiter im Osten ist örtlich (im Gebiet der Isabena) auch eine Mächtigkeitsabnahme nach Norden und nach Süden festzustellen.

b. Unterkreide—Cenoman—Mergel.

Im Gegensatz zur gleichmäßigen Ausbildung des Urgons zeigt die Folge der Unterkreide—Cenoman—Mergel erhebliche Faziesdifferenzierung. Im Osten gehen am Flamisell aus dem Urgon graue, in frischem Zustande dunkle Mergelkalke und Kalkmergel hervor, die eine reiche Fauna des Oberapt enthalten. So führt DALLONI (1930) *Belemnites semicanaliculatus* BLAINV., *Parahoplites deshayesi* LEYM. und *Toxaster collegnoi* SISM. an. Besonders häufig sind *Exogyra aquila* BRONGN. und *Panopaea plicata* SOW., vor allem aber eine Reihe von Brachiopoden (*Terebratula sella* SOW., *Rhynchonella lata* D'ORB., *Rh. sulcata* DAV. u. a.) (Ausführliche Fossilisten siehe bei DALLONI 1930). Diese Brachiopodenfauna ist in den Mergeln nahe der Grenze gegen das Urgon sehr verbreitet. Es folgen am Flamisell weitere, dem Alb entsprechende schwarze Mergel. Bei Reguart schaltet sich eine massige Kalkbank ein. Im Hangenden dieser Bank werden die Mergel stärker kalkig, plattig und blaugrau; in diesen Schichten fand DALLONI (1930) einen Seeigel des Cenomans (*Hemiaster dallonii* LAMB.). Im Osten des Flamisell ist die Mergelfolge ähnlich ausgebildet; bei Peracals wird sie durch dieselbe Kalkbank wie bei Reguart zweigeteilt. Im Raum zwischen Segre und Pallaresa herrschen ähnliche Verhältnisse. Aus diesem Gebiet führen VIDAL (1875), MALLADA (1904) und DALLONI (1930) aus der Mergelfolge Faunen mit Cephalopoden und Echiniden des Oberapt, des Alb und des Cenoman an (letzteres z. B. von Boixols und vom Fuß der S^a. de S^a. Fé nahe dem Segre). Die Mächtigkeit der Mergelfolge ist recht erheblich, am Segre beträgt sie nach ASHAUER (1934) 550 m.

Im Westen des Flamisell ziehen die Mergel in geringerer Mächtigkeit dem Nordrand der S^a. de S^a. Gervás entlang; südlich von Piñana und westlich von Abella de Adons enthalten sie die

(1612)

bezeichnende Brachiopodenfauna. Ein weiterer Zug der Mergel folgt dem Südrand der S^a. de Piñana. Hier finden sich über den Brachiopodenmergeln mergelige dunkle Orbitolinenkalke des Alb.

An der Ribagorzana werden die Orbitolinenkalke wichtiger. In dem Kreidezug südlich von Pont de Suert (Scholle von Buirra, s. unten) gehen auf beiden Seiten des Flusses aus dem Urgonkalk graue Mergelkalke mit den bezeichnenden Brachiopoden, Korallen und Alectryonien hervor. Das Hangende bilden (besonders auf der Ostseite typisch ausgebildete) schwarze schiefrige Mergel. Mit allmählichem Übergang folgen braune, frisch meist dunkle, z. T. kompakte, z. T. mergelige Orbitolinenkalke. Westlich der Ribagorzana werden die Kalke im mittleren B^{co}. de Inglada ziemlich massig und hellbraun; sie sind hier 70 m mächtig und enthalten *Orbitolina subconcava* LEYM. Ihr Hangendes besteht aus einer mehrere 100 m mächtigen Folge von graublauen bis weißlichen Mergeln mit meist knolligen glaukonitischen Kalkmergelbänken, reich an Seeigeln des Cenomans (Fossilisten bei DALLONI 1910 und 1930); diese Schichten sind den Cenomanmergeln des Flamisell ziemlich ähnlich.

Im Süden des eben geschilderten Kreidezuges folgt ein weiterer, dem östlich der Ribagorzana das Massiv der Fallada (1701) und westlich des Flusses der S^a. Salvador (P. 1509 der Karte) und das Gebiet des untersten B^{co}. de Inglada angehören. An der Nordseite dieses Zuges überlagern das Urgon an der Ribagorzana zunächst (auf etwa 40 m ? tektonisch reduzierte) dunkle Mergel und Mergelkalke; zuunterst fand sich in diesen Mergeln der für das Apt leitende *Parahoplites deshayesi* LEYM.; im Oberteil sind die Mergel überaus reich an *Orbitolina discoidea* A. GRAS., und die kalkigen obersten 10 m enthalten die bezeichnende Brachiopodenfauna. Es folgen gegen 100 m braune, frisch meist dunkle Orbitolinenkalke. Aus ihnen geht eine mehrere 100 m mächtige Schichtfolge von schwarzen schiefrigen Mergeln hervor, die in der Hauptsache dem Cenoman entsprechen dürften; an der Mündung des B^{co}. de Inglada sind die Übergangsschichten vom Orbitolinenkalk zu den Mergeln reich an *Orbitolina subconcava* LEYM. Nach Osten zu verschwinden örtlich die unter dem Orbitolinenkalk liegenden Mergel, so daß dieser unmittelbar auf das Urgon folgt (infolge tektonischer Reduktion?); dabei nimmt seine Mächtigkeit ab, und zum Teil fehlt er ganz. Die hangenden Mergel werden nach Osten zu kalkiger. Im Massiv der Fallada ist die Gliederung der Kreide schwierig, da an die Unterkreide-Cenoman-Mergel die Oberkreide-

mergel grenzen, die dem Aussehen nach von diesen nicht zu unterscheiden sind.

Im Süden wird das Massiv der Fallada durch die Trias von Aulet begrenzt. Südlich von ihr liegt der Kreidezug der S^a. de S^a. Gervás (s. unten) und der sie fortsetzenden S^a. de Aulet (Westseite der Ribagorzana). Die S^a. de Aulet nimmt stratigraphisch eine Sonderstellung ein, indem dort in der Folge der Unterkreide-Cenoman-Mergel der Orbitolinenkalk ungewöhnlich mächtig wird. An der Westseite der Ribagorzana finden sich südlich von Aulet zunächst schwarze schiefrige Mergel. Als Hangendes dieser Mergel ist an der Ribagorzana eine 250 m mächtige Serie von braunen, meist mergeligen, in frischem Zustand dunklen Orbitolinenkalken mit schwarzen Mergeln aufgeschlossen. Es folgen 150 m ähnliche braune und gelbe Kalke mit dunklen Mergeln, die aber keine Orbitolinen führen; nach oben zu tritt der Mergelanteil zurück. Aus diesen Schichten geht eine 700 m mächtige Folge von massigen Kalken hervor, die die S^a. de Aulet aufbauen. Es handelt sich um dickbankige rote und gelbe, untergeordnet graue, vorwiegend grobspätige organogene, nur an der Ober- und Untergrenze häufiger dichte und dann schwach mergelige Kalke. Die grobspätigen roten Kalke sind vielfach sandig oder feinkonglomeratisch, z. T. führen sie Quarzgerölle von 0,5 cm Größe. An Versteinerungen finden sich kleine Austern und vereinzelt Korallen und Orbitolinen. Es folgt eine 150 m mächtige Wechselagerung von massigen gelben, z. T. Orbitolinen führenden Kalkbänken mit grauen mergeligen Kalken. Diese Schichtfolge geht in eine 200—300 m mächtige Mergelserie mit glaukonitischen, meist knolligen Bänken über, die den Cenomanmergeln des B^{co}. de Inglada völlig gleicht und dieselbe Cenomanfauna enthält (Fossilisten bei DALLONI 1910 und 1930).

Im Profil der S^a. de Aulet läßt sich — wie weiter nördlich — unterscheiden: ein unterer Mergel, eine Folge von Orbitolinenkalken, ein hangender Mergel, der hier genau wie im B^{co}. de Inglada ausgebildet ist. Die Besonderheit der Entwicklung der S^a. de Aulet besteht in der außerordentlich großen Mächtigkeit der Serie des Orbitolinenkalkes, die in dem bearbeiteten Gebiet nirgends wieder auftritt. Man muß hier eine auf ein kleines Gebiet beschränkte ungewöhnlich starke Spezialsenkung innerhalb der Geosynklinale annehmen. Ein Maß für die Stärke dieser Spezialundation ist dadurch gegeben, daß die Mächtigkeit auf einer Entfernung von etwa 5 km von unter 100 m auf über 1000 m steigt.

Nach Westen hin nimmt die Mächtigkeit des Kalkes der S^a.

de Aulet rasch ab. Bei Pallerol (am Nordwestende der S^a. de Aulet) folgen unter dem massigen Kalk gelbe, braune und untergeordnet rote, vielfach mergelige, meist Orbitolinen führende Kalke mit dunklen Mergeln. Zu unterst finden sich schwarze Mergel, die den Urgonkalk von Pallerol überlagern. Nordwestlich von Pallerol und bei Betesa enthalten die tieferen Unterkreidemergel die bezeichnenden Korallen und Brachiopoden. Aus dem roten Kalk südlich Pallerol führt DALLONI (1910 und 1930) eine Fauna des Oberalb mit *Mortoniceras inflatum* Sow. an.

In dem Gebiet von Pallerol an der Westseite der S^a. de Aulet stößt die Aufnahme von genauen stratigraphischen Profilen auf erhebliche Schwierigkeiten, da die Lagerungsverhältnisse sehr verwickelt sind. Dasselbe gilt für die sich jenseits der Trias von Aulet anschließende Kreide der Gegend von Santorens an der Westseite des S^a. Salvador (P. 1509). Die Entwicklung der Kreide ist dort ähnlich wie weiter nördlich im B^{co}. de Inglada. Ein Unterschied besteht nur darin, daß nordwestlich von Santorens unter dem genau wie im B^{co}. de Inglada ausgebildeten braunen Orbitolinenkalk eine ziemlich mächtige Folge brauner Sandsteine auftritt, die in kalkigen Lagen Orbitolinen enthalten. Unter dem Sandstein liegen blauschwarze schiefrige Mergel des tieferen Alb und Oberapt. An ihrer Obergrenze sind sie überaus reich an *Orbitolina discoidea* A. GRAS. Darunter liegen einige stark glaukonitische Bänke mit einer Fauna von Brachiopoden und Muscheln. Das Liegende der Mergel wird von Oligozän verdeckt.

Mit dem Auftreten der Albsandsteine in dem Profil nordwestlich von Santorens stellt sich ein bezeichnendes, von hier ab westlich überall vorhandenes Glied der Unterkreide ein. Ähnlich wie in diesem Profil ist die Unterkreide bei Bonansa (westlich von Pont de Suert) ausgebildet. Aus dem dort nur noch geringmächtigen Urgonkalk, der an seiner Obergrenze aus Korallenrasen besteht, gehen 50 m schwarze Mergel mit Korallen und Muscheln hervor. Sie werden von einer 180 m mächtigen Folge von Sandsteinen und Orbitolinenkalken überlagert. Diese Folge setzt mit Quarzkonglomeraten ein, die bald in hellgelbe grobe kieselige Sandsteine übergehen. Im Oberteil werden die Sandsteine feiner, kalkig und gelbbraun und enthalten Orbitolinen. Aus diesen Kalksandsteinen gehen gelbbraune, manchmal stark eisenschüssige und dann rote Kalke mit *Orbitolina subconca* LEYM. hervor. Im Hangenden des Orbitolinenkalkes finden sich nicht wie in den bisher beschriebenen Profilen weitere, dem Cenoman angehörige Mergel, sondern der Orbitolinenkalk leitet zu einem grauen massigen Kalk

über, der von hier ab westwärts überall die Cenomanmergel des Ostens vertritt (s. S. 22). Im Horizont des Orbitolinenkalkes findet sich südlich von Bonansa an der Nordseite des Selva de Bonansa in einigen roten eisenschüssigen Bänken eine von DALLONI (1910 und 1930) beschriebene reiche Cephalopodenfauna des Oberalb. Südwestlich von Bonansa liegen in den Höhen auf der Ostseite der Isabena die Orbitolinen Sandsteine und -kalke (außer ganz im Südwesten nahe der Isabena) unmittelbar auf dem Urgonkalk und werden noch von Mergeln überlagert, ehe der Cenomankalk einsetzt. Nördlich von Calvera östlich der Isabena tritt über diesen Mergeln noch ein höherer gelber Orbitolinenkalk auf, der zu dem hangenden massigen Kalk überleitet.

Die Unterkreide von Bonansa setzt sich in ähnlicher Fazies nach Westen in das Gebiet des B^{co}. de Espés und des B^{co}. de Gabás fort. Von Espés ab treten nach dem Auskeilen des Urgons in den schwarzen Mergeln Lignite und verschiedentlich Pflanzen auf. Häufig sind in den Mergeln *Orbitolina discoidea* A. GRAS. und *O. conoidea* A. GRAS. Bei Sⁿ. Martin finden sich im Oberteil der Mergel in kalkigeren Bänken Rudisten des Alb, u. a. *Polyconites verneuili* BAYLE (ausführliche Fossilisten bei DALLONI 1910). Bis östlich von Gabás (etwas östlich der Esera) folgen auf die Mergel die gelben Sandsteine und Orbitolinenkalke, die zu dem hangenden grauen Kalk überleiten. Aber westlich von Gabás wird im unteren B^{co}. de Gabás die Mergelfolge unmittelbar von dem grauen Kalk der Peña de las Cabras (südlich von Castejon de Sos) überlagert. Es handelt sich dort um schwarze Mergel mit dunkelbraunen mergeligen Kalkbänken, die eine nach DALLONI (1910) brackisch-litorale Fauna des Alb enthalten. Auf der Nordseite der Peña de las Cabras kommen die Orbitolinenmergel wieder heraus. An der Esera gehen sie zu Ende. Auch im Süden des B^{co}. de Gabás endet die Unterkreide und zwar hier wie im Norden dort, wo der Jura nach Westen hin beginnt. Offenbar bildeten die festen Dogger-Dolomite hier die Küste, während die weichen Triasgesteine noch überflutet wurden. Ein vereinzelt Vorkommen von Orbitolinenmergeln und Sandsteinen findet sich noch etwas weiter südwestlich in einer Störungszone in Keuper eingewickelt.

c. Oberkreidekalk.

Das dritte Hauptglied der Kreide im Norden des Arbeitsgebietes ist der Oberkreidekalk. Die übliche Bezeichnung „Untersenenon-Hippuritenkalk“ möchte ich vermeiden, da der Kalk auch Schichten von anderem Alter vertritt.

(1616)

Es handelt sich um massige meist helle dickbankige Kalke. Im Osten ist der Kalk gut 100 m (am Flamisell) bis mehrere 100 m (östlich der Pallaresa) mächtig und er folgt dort ohne erkennbare Lücke auf die Mergel des Cenomans. Nach oben geht die Kalkmasse in graue mergelige Kalke und Mergel über, die (am Flamisell, an der Pallaresa bei Aramunt und östlich der Pallaresa bei Carreu) Seeigel des Santons führen und bei Bastús, wo sie noch mit kompakten Kalkbänken wechsellagern, reich an Hippuriten des Unter- und Obersantons sind (Fossilisten bei VIDAL 1875, MALLADA 1904 und DALLONI 1930). Aus dem Kalke selbst führte VIDAL (1875) bei Boixols den turonen *Hippurites organisans* an, doch handelt es sich nach DALLONI (1930) um *Hippurites resectus* DEFR., eine Form des Coniac; ebenfalls Coniac-Hippuriten bestimmte H. BOISSEVAIN (s. ASHAUER 1934) aus dem Unterteil des Kalkes in der S^a. de S^{ta}. Fé (westlich des Segre). Weiter westlich in der S^a. de S^a. Cornelio enthält der Kalk keine leitenden Versteinerungen und am Flamisell ist er fossilifer bis auf die oberste Bank, die von Hippuriten bedeckt ist. Dagegen ist er noch weiter westlich in der S^a. de S^a. Gervás und an der Ribagorzana, wo er ohne sichtbare Lücke aus den Mergeln des tieferen Cenomans hervorgeht, reich an Versteinerungen. Unter anderem fand sich auf der Ostseite der Ribagorzana *Caprina adversa* D'ORB., eine Form des pyrenäischen Cenomans. Im Hangenden geht der Kalk hier, wie weiter östlich, in graue Mergelkalke und Mergel über, deren Mächtigkeit hier aber viel größer ist. DALLONI (1913, 1930) konnte in diesen Schichten als ältestes das tiefste Santon durch den Fund von *Mortoniceras texanum* ROEM. bei Esplugu de Serra belegen. Aber es dürfte sich hier bereits um den Oberteil der Schichtfolge handeln, und es ist anzunehmen, daß die nach Norden hin folgenden mächtigen Kalkmergel in noch tiefere Horizonte hinabreichen. An Fossilien fand sich hier — außer stratigraphisch wertlosen Muscheln — die sowohl aus dem Untersanton wie dem Coniac beschriebene *Sonneratia savini* GROSS., und zwar mehrere 100 m im Hangenden des Oberkreidekalkes (an der Nordseite des obersten B^{co}. de Miralles).

Derselbe Caprinenkalk wie in der S^a. de S^a. Gervás findet sich weiter nördlich im Südteil des Massivs der Fallada (P. 1701) und in dessen westlicher Fortsetzung, dem S^a. Salvador.

Für das Alter des „Oberkreidekalkes“ ergibt sich bis zur Ribagorzana also folgendes: Am Flamisell und weiter östlich ist in ihm sicher Coniac vertreten; denn er geht im Hangenden allmählich in fossilreiches mergeliges Santon über — das bei Bastús noch kompakte

Bänke enthält —, und außerdem führt er im Osten Coniac-Hippuriten. Dagegen ist es sehr fraglich, ob an der Ribagorzana der von DALLONI (1930) mit dem Coniac identifizierte Kalk überhaupt Coniac enthält, vielmehr scheint hier das Coniac in der zwischen dem Kalk und dem fossilführenden tiefsten Santon eingeschalteten, weiter östlich nicht entwickelten mächtigen Folge von Kalkmergeln vertreten zu sein. Der Kalk dürfte hier mindestens zum Teil dem höheren Cenoman entsprechen, da er aus den fossilreichen Mergeln des tieferen Cenomans hervorgeht und selbst *Caprina adversa* D'ORB. führt. Ob das Turon fehlt oder ob es in der jedenfalls keine deutliche Sedimentationsunterbrechung zeigenden Schichtfolge vertreten ist (sei es in dem Kalk oder in den tiefsten Mergeln), steht dahin. Ebenso ergibt sich für den mit Sicherheit Coniac enthaltenden Oberkreidekalk des Ostens die Frage, ob er als Hangendes des Cenomanmergels auch noch Turon und möglicherweise höheres Cenoman umfaßt, oder ob dort Coniac auf dem Cenomanmergel transgrediert. Am Segre scheint letzteres der Fall zu sein, da sich nahe der Basis des Kalkes noch Coniac-Hippuriten fanden (s. S. 21); aber weiter westlich (z. B. am Flamisell) spricht die unscharfe Liegendgrenze des Kalkes doch wenig für eine Lücke. Einen sicheren Nachweis würden freilich erst Turon-Fossilien erbringen können.

Von der Ostseite der Isabena westwärts werden die Cenomanmergel durch massige Kalke vertreten, so daß jetzt die Kalkfolge schon an der Grenze von Unterkreide und Oberkreide einsetzt. Aus den braunen Orbitolinenkalken des Oberalb gehen von Bonansa (östlich der Isabena) bis Gabás (östlich der Esera) massige graue Kalke mit Foraminiferen und Rudisten hervor⁵⁾. Typisch sind diese bis mehrere hundert Meter mächtigen Kalke an der Isabena in der Mulde von Alins entwickelt. Dieser „Kalk von Alins“ geht in den höheren Oberkreidekalk über, ohne daß sich irgendwie eine Grenze feststellen ließe. Die höheren Kalke sind fossilarm, werden aber an der Südseite des Turbón-Massivs ebenso wie am Flamisell und weiter östlich überlagert durch mergelige Kalke und Mergel mit Hippuriten und Echiniden des Santons. Der Kalk reicht also bis ins Coniac oder tiefste Santon hinauf. Eine Lücke innerhalb der Kalkfolge ist nicht zu erkennen, und so ist es wie im Osten fraglich, ob das — hier ebensowenig wie dort mit Fossilien belegte — Turon auch wirklich fehlt.

5) So kann ich DALLONI (1910) nicht folgen, der diesen Kalk noch ganz in die Unterkreide stellt.

Westlich des Turbón ändert der Oberteil des Kreidekalkes sein Aussehen, indem an Stelle der hellen massigen Kalke dunkelgraue, in frischem Zustand schwarze dünnebankte mergelige Kalke treten. Diese mindestens z. T. dem Coniac entsprechenden Kalke durchbricht die Esera im Estrecho de Aguas Salenz nördlich von Campo; sie wiederholen sich hier durch Faltung, aber ihre primäre Mächtigkeit dürfte trotzdem 500 m bedeutend übersteigen. Im Norden kommen unter diesen Kalken die mehrere hundert Meter mächtigen tieferen Oberkreidekalke heraus, wie im Osten massiv und ziemlich hell. Sie entsprechen mindestens in ihrem Unterteil dem Kalk von Alins; denn im Tosal del Llun (östlich der Esera), wo sie nach dem Auskeilen der Unterkreide-Mergel und -Sandsteine auf Dogger liegen, führen sie dieselben Rudisten wie der Kalk von Alins im Gebiet der Isabena.

Im Hangenden des Oberkreidekalkes schalten sich westlich des Turbón in die Santon-Mergel einige kompakte Kalkbänke ein. Diese gehen am Ostende der S^a. del Cervin plötzlich in grobe Kalkbrekzien über und schneiden den schon vorher durch faziellen Übergang in die Kalke stark verschmälerten Mergelzug in ihrem Liegenden und dann die obersten Bänke des Kalkes von Aguas Salenz schwach diskordant ab. Über den Brekzien folgen noch einige mit grauen mergeligen Lagen wechselnde massige Kalkbänke mit Hippuriten des Santons (Fossilisten bei DALLONI 1910). Zur Esera hin wächst die Mächtigkeit der Kalkbrekzien rasch auf mehrere hundert Meter an. Sie sind wohlgebankt und bestehen aus teilweise sehr großen Blöcken von Oberkreidekalk, die, kaum gerundet, sicher nicht weit transportiert worden sind. Daneben treten bis kopfgroße Brocken von Ophit und Bruchstücke von rotem Permotrias-Sandstein auf; ferner fand sich ein wohlgerundetes Quarzgeröll von 10 cm Größe, das aus einem aufgearbeiteten Permotrias-Konglomerat stammen dürfte. Das Bindemittel ist kalkig, enthält Hippuritenbruchstücke und nimmt vielfach an Menge stark zu, so daß die Brekzien dann in graue massige Kalke übergehen. Außer solchen Kalkbänken sind Lagen von grauen, grünlichen und auch roten Mergeln eingeschaltet, die zuweilen auch Brekzien führen. An der hangenden Grenze nehmen die Kalke und grauen Mergel zu, und so gehen die Brekzien in eine Wechsellagerung von grauen Kalken, dunklen Mergelkalken und Mergeln über, die ihrerseits bald zu den fossilführenden Mergeln des Campans von Campo überleiten (Fossilisten bei ROUSSEL 1904 und DALLONI 1910). So ergibt sich, daß man die Brekzien weder mit DALLONI (1910) als Oligozän noch mit JACOB, FALLOT,

ASTRE und CIRY (1926) als Tektonit ansprechen darf. Mit der letzteren Auffassung läßt sich neben vielem andern schon das Fehlen irgendwelcher tektonischer Beanspruchung in den Mergelagen nicht vereinbaren. Der Diskordanzwinkel zwischen den Brekzien und den liegenden schwarzen Kalken von Aguas Salenz erreicht im Gebiet der Esera gut 20° . Das Alter der Diskordanz ergibt sich aus dem oben Gesagten als intrasanton. Bewegungen dieses Alters treten in dem bearbeiteten Gebiet sonst nirgends auf. Und auch hier sind sie nur schwach, haben aber immerhin zu einer Abtragung bis hinab auf die Permotrias Anlaß gegeben.

5 km westlich der Esera gehen die Kalkbrekzien im Streichen in massige Kalke über. Zugleich endet die Diskordanz, und so schließen sich die oberen Kalke mit ihrem Liegenden zusammen. Im Hangenden werden sie, wie vorher die Konglomerate von fossilführenden Mergeln des Campans überlagert. Die liegenden Kalke werden westlich des vom Angón (P. 2533) herabziehenden B^o. de Ali heller und weniger dünnbankig und mergelig, dafür aber mehr kieselig. Inmitten dieser Kalke kommen in zwei Sätteln südlich und nördlich des Gipfels der Cotiella braune Kalksandsteine und sandige Kalke heraus. Von der Nordseite des Cotiella-Gipfels ziehen diese Schichten ostwärts zum Angón (P. 2533) hin, und dort sind die Kalksandsteine z. T. recht grob. Die hangenden Kalke sind hell und massig. Weiter östlich erscheint in der S^a. Sarnera (nördlich der Coma Carina) unter den braunen Schichten der liegende helle massige Kalk der Esera, der mindestens z. T. dem Cenoman entspricht. Östlich der S^a. Sarnera enden die braunen sandigen Schichten; sie scheinen durch den unteren Teil der schwarzen dünnbankigen Kalke von Aguas Salenz abgelöst zu werden.

Auch westlich des Cotiella-Gipfels sind im Arbizon die braunen Schichten durch den liegenden massigen Kalk unterlagert, und weiterhin gehen sie in ähnliche Kalke über. So besteht im Gebiete von Sarabillo der ganze Oberkreidekalk aus einer einheitlichen Masse von hellgrauen Kalken, deren Mächtigkeit 1000 m überschreiten dürfte. Im Gebiet des P. 2275 ist der oberste Teil des Kalkes mergeliger. Aus diesem Gebiet führt DALLONI (1910) *Micraster corbaricus* LAMB., eine Santon-Form, an, während er aus dem Unterteil des Kalkes von der Cinqueta Austern des Cenomans angibt. Die mächtigen Kalke beginnen hier also wie in der östlichen Cotiella-Masse im Cenoman und reichen bis in das Santon, vielleicht sogar noch bis in das tiefere Campan hinauf (in den (1620)

südlich folgenden Obersenonmergeln ist hier nur Maastricht nachgewiesen). Die dazwischen liegenden Stufen ließen sich in den fossilarmen Kalken nicht belegen, aber das Coniac ist sicher da, vielleicht auch das Turon (für letzteres gilt dasselbe wie weiter östlich).

Nördlich des Gipfels der Cotiella finden sich in der Scholle von Armeña (Gebiet der P^{ta}. Alta de Armeña — P. 2737 —, P^{ta}. Baja — P. 2647 — etc.) die unteren massigen Kalke wieder. Sie führen nahe ihrer Basis an der Nordseite der P^{ta}. Alta und nach DALLONI (1910) auch am Nordfuß der P^{ta}. Baja de Armeña Auster des Cenomans. Nach oben gehen die mindestens 300 m mächtigen Kalke allmählich in kieselige braune, frisch dunkelgraue wohlgebankte Kalksandsteine und sandige Kalke von noch größerer Mächtigkeit über. Diese Serie, in der sich zwar verkieselte Brachiopoden und Korallen, aber keine Leitfossilien fanden, ist petrographisch den allerdings nicht so mächtigen sandigen Schichten des Angón (s. S. 24) recht ähnlich; aber daß sie mit diesen und nicht etwa mit den Maastricht-Kalksandsteinen der Mont Perdu-Fazies (s. S. 27) gleichzustellen wäre, müßte erst durch Leitfossilien belegt werden.

Westlich der Cinca endet die Kreidekalkmasse der Cotiella-Gruppe. Nördlich vorgelagert ist ihr noch der Kreidezug von Barbaruens, der in seinem westlichen Teile eine abweichende Ausbildung zeigt. Der mächtigen, im Cenoman beginnenden Oberkreidekalk-Masse der Cotiella stehen dort im Gebiet der Cinca nur etwa 150—200 m massige helle Kalke mit Campan-Hippuriten gegenüber. Auch das Maastricht im Hangenden dieses Kalkes sieht dort ganz anders aus wie in der Cotiella-Masse (s. S. 27). Der Hippuritenkalk zieht sich in gleichbleibender Ausbildung nach Westen am Nordfuß der Mont Perdu-Gruppe entlang. An der Basis sind die transgredierenden Kalke vielfach sandig-konglomeratisch ausgebildet. Im Osten der Cinca liegen sie auf Keuper, nach Nordwesten hin greifen sie auf immer ältere Schichten bis auf das Variscikum über (so in der Gegend von Gavarnie). Im Gebiet der Crête de Barroude (östlich des Troumouse) ist zwischen dem Hippuritenkalk und der Permotrias eine ganz schwache Diskordanz zu erkennen. Aus dem Kalk sind im Berichtsgebiet nur Hippuriten des Campans bekannt geworden, aber DALLONI (1910) möchte in ihnen auch eine Vertretung des Santons sehen. Weiter nordwestlich — außerhalb des Bereiches meiner Untersuchungen — stellen sich jedenfalls im Hippuritenkalk unter dem Campan ältere Stufen bis herab zum Coniac ein.

Während der Kreidezug von Barbaruens an der Cinca nur geringmächtige Kalke des höheren Senons aufzuweisen hat, enthält er im Osten an der Esera dieselbe mächtige Masse von Oberkreidekalken wie südlich von ihm die Cotiella-Gruppe. Auch hier beginnt der Oberkreidekalk mit dem Kalk von Alins, der in der Serrata de Chia auf Dogger transgrediert. An der Esera hat DALLONI (1910) diese massigen grauen, überwiegend zoogenen Kalke zwar in die Unterkreide gestellt, doch überlagern sie unmittelbar östlich des Flusses fossilführendes Oberalb (s. S. 20.) Die höheren Oberkreidekalke sind hier ebenfalls massig ausgebildet. In der nordwestlichen S^a. de Chia schalten sich inmitten der hellen Kalke braune und rötliche grobsandige Kalke und Kalksandsteine ein, die an die sandigen Schichten der mittleren Cotiella (s. S. 24) erinnern. In der Serrata de Chia und an der Esera führen die Kalke im Oberteil Hippuriten. Im Hangenden gehen sie in graue Mergelkalke und Mergel über, aus denen MALLADA (1878) und DALLONI (1910) Faunen des Maastricht und des Campan anführen. Irgendeine Andeutung von Konglomeraten oder von einer Diskordanz im Oberteil des Kreidekalkes fehlt hier; die Brekzien von Campo müssen also bereits weiter südlich enden.

Nach Westen sind in die Kalkfolge immer jüngere Schichten einbezogen, bis sie schließlich (s. S. 25) das ganze Campan umfaßt. Daß damit ein sukzessives Auskeilen der älteren Stufen der Oberkreide verbunden ist, ergibt sich eindeutig aus dem Vergleich der Verhältnisse westlich der Esera und östlich der Cinca, wenn es sich in dem Zwischengebiet im einzelnen auch nicht verfolgen läßt, da dort an einer Störung die tieferen Teile des Oberkreidekalkes ausgefallen sind. So ergibt sich hier ein besonders schönes Beispiel für ein Wandern der Fazies.

Im Hangenden des Kreidezuges von Barbaruens findet sich westlich der Esera in der S^a. de Chia eine überschobene Scholle von Oberkreidekalk, der dort ebenso wie im „Autochthon“ ausgebildet ist und auch auf Dogger transgrediert.

d. Senonmergel und Maastricht-Kalksandstein.

Wie schon mehrfach erwähnt, wird im Hauptteil des bearbeiteten Gebietes der Oberkreidekalk von einer mergeligen Schichtfolge überlagert. Sie beginnt ohne scharfe Grenze über dem liegenden massigen Kalk mit wechselnd mächtigen grauen Mergelkalken und Mergeln, in denen zunächst noch verschiedentlich kompakte Bänke eingeschaltet sind. Die mergelige Fazies setzt in dem Gebiet vom Segre bis östlich der Esera im Santon, nur örtlich im Raum der (1622)

S^a. de S^a. Gervás wohl schon im Coniac ein (s. S. 21—22). Im Gebiet der Esera verschwindet mit dem Erscheinen der Brekzienkalke von Campo in einem großen Teile des Santons und schließlich in der ganzen Stufe die Mergelfazies, und weiter westlich dürfte am Südrand der Cotiella-Masse die Untergrenze der Mergel noch höher liegen (s. S. 24). In dem der Cotiella-Masse nördlich vorgelagerten Kreidezug von Barbaruens ist jedenfalls festzustellen, daß das an der Esera mergelig ausgebildete Campan nach Westen hin durch massige Kalke ersetzt wird.

Aus den grauen Mergelkalken und Mergeln entwickeln sich mächtige blaue und graue Mergel, in denen vielfach graue mergelige Kalke oder gelbe Kalksandsteinplatten eingeschaltet sind. Im Gebiet zwischen Segre und Esera entsprechen die Mergel dem Campan und dem tieferen Maastricht. Nach oben zu werden dort die sandigen Platten häufiger; bald stellen sich auch dickere Bänke von hellgelben Kalksandsteinen ein, und zugleich werden die Mergel sandig, und auf diese Schichten folgt ein kompakter, vielfach sehr grober hellgelber Kalksandstein mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 50 m, der das oberste Maastricht vertritt (Sandstein von Arén, auf Tafel 1 ausgeschieden). Nahe der Esera wird der Kalksandstein dunkler und feinkörniger und westlich des Flusses geht er in mergelige Schichten über. Aber dafür nimmt in der ganzen, jetzt auch das Maastricht voll umfassenden Mergelfolge weiter westlich der Sandgehalt zu, indem die braunen sandigen Platten immer häufiger werden und sich außerdem dickere Bänke von rostbraunem Kalksandstein einschalten. Dasselbe ist in dem Kreidezug von Barbaruens zu beobachten. Dort wird nach Westen hin schließlich die ganze Mergelfolge durch eine geschlossene Serie von wohlgebankten festen braunen Kalksandsteinen abgelöst, die als Hangendes des Campankalkes weithin nach Westen das Maastricht vertreten. In dieser „Fazies des Mont Perdu“ erreicht das Maastricht im Westen Mächtigkeiten von über 1000 m. Im Gebiet ihres Überganges aus den Mergeln setzt die einheitliche Kalksandsteinfazies zuerst im tieferen Teil der Schichtfolge ein, während der höhere Teil zu beiden Seiten der Cinqueta noch stark mergelig ausgebildet ist. Daraus geht hervor, daß diese Sandschüttung von der Sedimentation des Obermaastricht-Sandsteins von Arén unabhängig ist.

Die Anhaltspunkte für das Alter der Basis der Senonmergel bzw. des Maastricht-Kalksandsteins sind bereits angeführt worden. Die Obergrenze der Formation liegt überall im gleichen Niveau. Die einzelnen Stufen innerhalb der Schichtfolge sind durch zahl-

reiche Faunen schon von VIDAL, CAREZ, MALLADA und später zusammenfassend von DALLONI (1910, 1913 und 1930) belegt worden.

2. Stratigraphie der Sierrenkreide.

Die Kreide der Sierren unterscheidet sich durch ihre Fazies und durch geringere Vollständigkeit erheblich von der des Nordens.

a) Unterkreide des Monsech.

Unterkreide findet sich nur im Nordteil der Sierrenzone, im Monsech, der überhaupt hinsichtlich der Entwicklung der Kreide eine Sonderstellung einnimmt. Sie beginnt dort mit Urgon, das wie im Norden ausgebildet ist und wie dort das Unterapt vertritt. Auch hier ist eine Abnahme der Mächtigkeit nach Westen hin zu verzeichnen, und in der westlichen Fortsetzung des Monsech bei Tolva ist das Urgon nicht mehr nachzuweisen. Das Hangende des Urgons bilden Oberapt und Alb in Form einer sehr geringmächtigen und zum Teil auch auskeilenden Folge von Orbitolinen-Mergeln mit sandigen und kalkigen Bänken und Ligniten. Etwas mächtiger entwickelte Mergel finden sich im Westen (an der Ribagorzana und z. T. weiter westlich).

b) Senon des Monsech.

Während im Norden die Kreide eine vielleicht lückenlose Folge darstellt und höchstens das Turon fehlt, sind im Monsech mit Sicherheit weder Cenoman noch Turon vertreten. Das Senon beginnt dort mit massigen hellen, z. T. auch mergeligen Kalken mit Hippuriten des Coniac, deren Mächtigkeit von etwa 20 m im Osten auf 100—150 m im Westen zunimmt. Ihr Oberteil ist ebenso wie die hangenden Mergel reich an Foraminiferen, vor allem Milioliden und einer großen alveolinenähnlichen Form (*Lacazina*). Auf den Hippuritenkalk des Coniac folgt das Santon als mächtiger blauer fossilreicher Mergel, der besonders im Osten stark kalkige Bänke enthält. Er ist manchmal sandig (bei Corsá und südlich von Monfalcó), und an seiner Basis findet sich eine besonders im Osten hervortretende Folge von roten und braunen groben Kalksandsteinen; an der Ribagorzana fehlen diese Sandsteine. Während sich im Coniac und im Santon die im Monsech herrschende Fazies (abgesehen von dem Vorkommen von Sandsteinen) von der des Nordens nicht sehr stark unterscheidet, weicht die Ausbildung des Obersenons erheblich von der des Nordens ab. Es besteht hier aus einer gut 500 m mächtigen Masse dickbankiger hellgrauer, roter und gelber Kalke mit Hippuriten des Campan und des

(1624)

Maastricht. Zu oberst werden sie vielfach sandig, womit sich die Fazies wieder der des Nordens nähert (Kalksandstein von Arén).

Westlich des Segre zeigt die tiefeingeschnittene Schlucht des Rio Rialp in prachtvollen Aufschlüssen die Verzahnung der massigen Obersenonkalke des Monsech mit den Obersenonmergeln der subzentralen Kreidezone (vgl. Tafel 1 und Prof. 10 auf Tafel 1). Der Übergang vollzieht sich in der ganzen mächtigen Schichtfolge auf 6 km Entfernung. Der sichere Nachweis von derartig raschen Fazieswechseln, wie er z. B. auch im Orbitolinenkalk der Ribagorzana (s. S. 18), im Santon der Esera (s. S. 23 und 24), im Maastricht der Cinqueta (s. S. 27) oder im Eozän der Esera (s. unten) erbracht werden konnte, mahnt zu großer Vorsicht bei der Bewertung fazieller Verhältnisse für Deckenfragen.

c) Senon der südlichen Sierren.

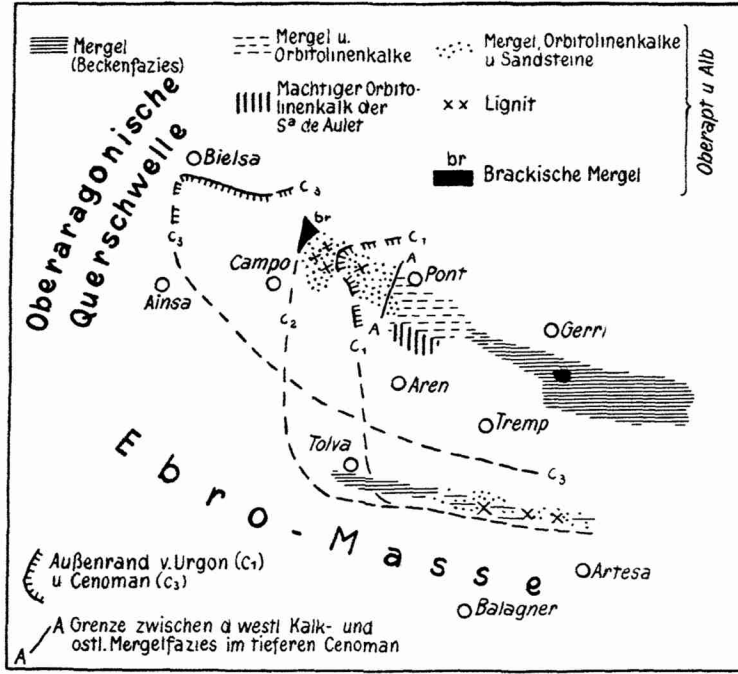
Im Süden des Monsech ist die Kreide noch unvollständiger. Dort transgrediert Santon und zum Teil auch jüngerer Senon auf verschiedenen Stufen des Jura und der Trias infolge von flachwelligen Verbiegungen wahrscheinlich austrischen Alters (s. Abb. 6). Im Gebiet von Camarasa finden sich unter dem Senon Winkelstufen von bis 20° .

Das Senon beginnt im Hauptteil der südlichen Sierren mit den roten und gelben Sandsteinen des Santons, die im Durchschnitt 20 m mächtig sind, an der Ribagorzana nördlich von Blancafort fehlen und südlich von Blancafort bedeutend mächtiger werden. Über den Sandsteinen finden sich vielfach noch geringmächtige Mergel und Mergelkalke mit Hippuriten des Santons. Es folgt der oberseone Hippuritenkalk in geringerer Mächtigkeit als im Monsech. Nach Süden zu nimmt die Mächtigkeit weiter ab, zunächst allmählich und dann nahe dem Südrand der Sierren an einer ostwestlich verlaufenden Linie recht unvermittelt. Südlich von dieser Linie wird die Senonfolge vielfach nur durch eine einzige, an der Basis meist sandige Kalkbank vertreten, die dem Obersenon angehört. Die Sandsteine und Mergel des Santons überschreiten die genannte Linie nirgends nach Süden.

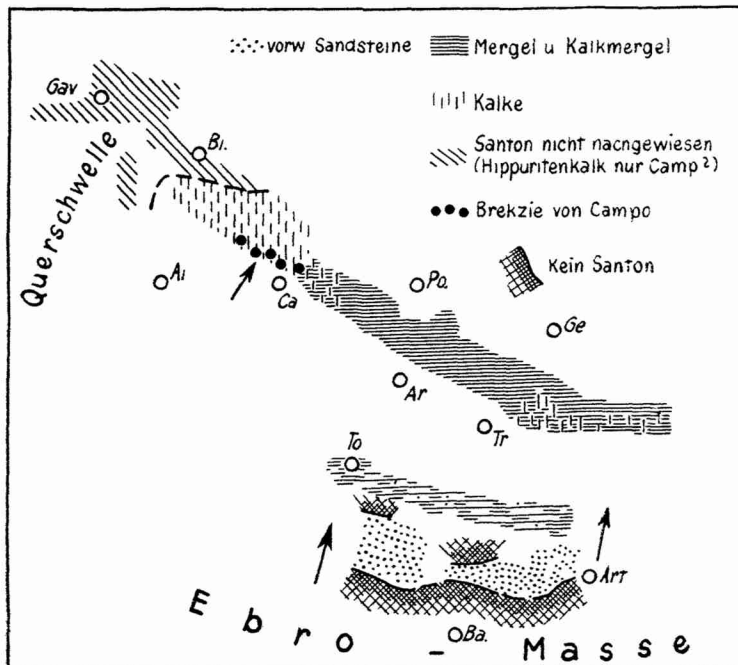
Ausführliche Fossilisten der Kreide der katalanischen Sierren geben VIDAL (1875 und 1898) und DALLONI (1930).

3. Palaeogeographisch-tektonische Geschichte der Kreide.

Nach längerer Festlandszeit setzte die Sedimentation im Unterapt (c_1 in Abb. 5a) wieder ein. Ältere Kreidebildungen limnischer oder mariner Art, wie sie aus Keltiberien bekannt ge-



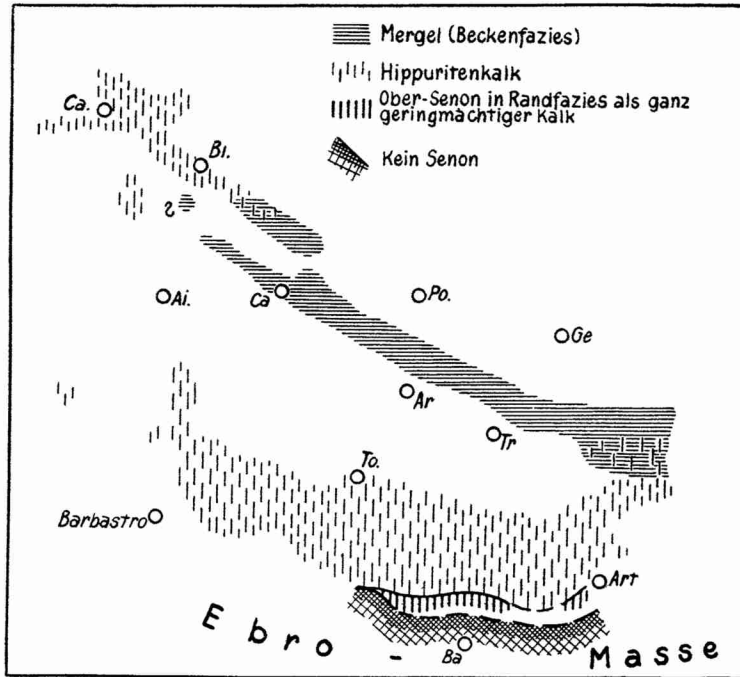
a) Unterkreide und Cenoman



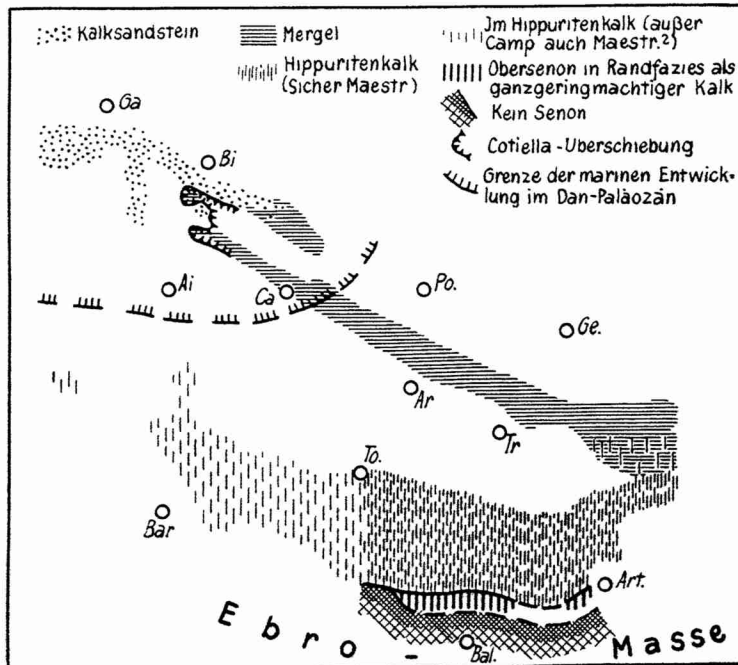
b) Santon

Abb. 5 a) u. b)

Abb. 5. Fazieskarten der Kreide
Maßstab 1:1500000.



c) Campan



d) Tieferes Maastricht

in den Mittleren Süd-Pyrenäen.

Abb. 5 c) u. d)

Maßstab 1 : 1 500 000.

worden sind, fehlen. Das Unterapt liegt in Urgonfazies vor. Es ruht stets auf dem „Dogger“-Dolomit (bzw. im Monsech auf Kalken des Oberjura), und überall herrscht völlige Konkordanz.

Der Urgonkalk ist auf den Nordosten des bearbeiteten Gebietes beschränkt. Eine Randfazies zeigen die ohnehin in ziemlich flachem Wasser abgelagerten Kalke nirgends. Klastische Einschaltungen fehlen; demnach scheinen auch in den umgebenden Landgebieten keine größeren Höhenunterschiede bestanden zu haben. Die im Osten der subzentralen Kreidezone erhebliche Mächtigkeit beginnt westlich der Pallaresa abzunehmen, und an der Ostseite des Turbón endet das Urgon. Dort sind nur noch die oberen Korallenkalken abgelagert worden; es handelt sich also um den ursprünglichen Rand des Beckens. Das geht auch daraus hervor, daß der Kalk mit den weiter westlich übergreifenden Mergeln in seinem Hangenden hier in gleicher Weise wie im Innern des Beckens durch einen allmählichen Übergang verknüpft ist. Auch eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden und nach Norden ist am Westende festzustellen, d. h. wir haben hier den am weitesten nach Westen vorgehenden Zipfel des Troges vor uns. Ein Südrand des Sedimentationsraumes ist auch in den Sierrren anzunehmen, wo im Monsech die Mächtigkeit geringer ist als in der subzentralen Kreidezone und noch weiter südlich das Urgon fehlt (*Tolva*) und wohl auch nicht abgelagert worden ist.

In der Zeit von Oberapt und Alb schreitet das Meer nach Westen über den Bereich des Urgons hinaus bis an die Esera fort (c₂ in Abb. 5a). Von dem im Westen (Oberaragonien) liegenden Hochgebiet zeugt sowohl die Abnahme der Mächtigkeit wie die Änderung der Fazies. Im Osten ist die Schichtfolge rein mergelig ausgebildet. Nach Westen zu stellen sich Orbitolinenkalke ein, und zwar besonders im höheren Alb. Dieses enthält weiter westlich außerdem Sandsteine, die mit scharfem Schnitt an der Basis einsetzen und nach oben allmählich in Orbitolinenkalke übergehen. Noch weiter westlich treten in den liegenden Mergeln Lignite und Pflanzen auf. Eine Sonderstellung nahm im höheren Alb das Gebiet der S^a. de Aulet ein, wo eine ungewöhnlich starke Spezielsenkung zu sehr großer Mächtigkeit führte. Im Süden sind die Unterkreidemergel wie das Urgon auf den Monsech beschränkt. Die Nähe einer Südküste ist hier an der Einschaltung von Ligniten und sandigen Bänken und an außerordentlich geringer Mächtigkeit, ja sogar örtlichem Auskeilen der Schichtfolge zu erkennen. Die Küste dürfte zur Zeit der Ablagerung

der Mergel noch näher dem Monsech gelegen haben als im Urgon (außer ganz im Westen, wo die Mergel etwas mächtiger werden).

Zur Zeit der Unterkreide (Abb. 5a) lag also im westlichen Teile der mittleren Südpirenäen ein „Oberaragonisches Festland“, gegen welches das Meer immer mehr vorrückte. Dieses Festland hing mit einer im Süden, im Raum des Ebrobeckens, gelegenen Landmasse zusammen. Dort dehnte sich das Meer nicht aus, sondern zog sich eher etwas zurück.

Für das Vorhandensein einer zentralen Schwelle, wie sie in den Ostpyrenäen zu erkennen ist (ASHAUER 1934), fehlen für die Unterkreide-Zeit in den mittleren Südpirenäen jegliche Anzeichen fazieller Art; auch eine Mächtigkeitsabnahme nach Norden hin ist nur örtlich — nahe dem sich schließenden Westende des Beckens — im Urgon festzustellen. Es muß also offen bleiben, ob hier ein Zusammenhang mit dem Meeresgebiet der Nordpyrenäen bestanden hat, oder ob die Verbindung nur durch die östlichen Südpirenäen ging, die allerdings gegenüber dem westlichen Katalonien nach ASHAUER nur ein Schelfgebiet darstellten.

Dagegen ist zur Cenoman-Zeit (c, in Abb. 5a) wenigstens im Westen ein nördliches Land zu erkennen. Denn dort ist zwar in der ganzen Cotiella-Gruppe Cenoman vorhanden, aber in dem nördlich folgenden Kreidezug von Barbaruens endet es bereits westlich der Esera. Nur hier ist ein Becken-Nordrand festzustellen. Während das Cenoman westwärts weit über die Unterkreide hinaus gegen die Oberaragonische Querschwelle vorgreift, fehlt es in den Sierren völlig und dürfte hier niemals vorhanden gewesen sein (vielleicht mit Ausnahme des Nordens). Seine Südgrenze verläuft vielmehr in der Zone von Tresp. Auch das westlich der Cotiella anzunehmende Westufer des Cenomans gegen die Querschwelle ist nur faziell zu erkennen, indem hier massige Kalke die Echinidenmergel des Ostens vertreten, welche im Gebiete der S^a. de S^a. Gervás nur das tiefere und weiter östlich möglicherweise auch höheres Cenoman umfassen. Sandschüttungen fehlen. Eine durchgehende Zentralschwelle war im Cenoman sicher nicht vorhanden, vielmehr muß eine breite Verbindung mit dem Meer der Nordpyrenäen bestanden haben. Denn das im Süden durch die Ebromasse und im Westen durch die Oberaragonische Querschwelle begrenzte Becken endete auch in den Ostpyrenäen nach ASHAUER (1934) an einer Querschwelle, der austrisch herausgehobenen und während der ganzen Oberkreide fortbestehenden „Schwelle des Ampurdan“. Der Westhang dieses Hochgebietes war offenbar ziemlich steil, da östlich des Segre nach ASHAUER überhaupt kein

Cenoman mehr vorhanden ist, während es nahe dem Segre noch konkordant aus der Unterkreide hervorgeht (s. o. S. 16).

Turon ist bisher nicht nachgewiesen worden, kann aber sehr wohl in der Subzentralen Kreidezone in der anscheinend lückenlosen Oberkreidefolge enthalten sein. Die Verbreitung des Turons würde sich dann nicht wesentlich von der des Cenomans und des Coniac unterscheiden.

Auch im Coniac (Emscher) liegen nämlich die Verhältnisse noch ähnlich wie im Cenoman. Im Nordwesten, in dem Kreidezug von Barbaruens, dürfte es bald jenseits von Cenoman und fraglichem Turon auskeilen. Dagegen ist es im Monsech wieder vorhanden, dort freilich — besonders im Osten — nur ganz geringmächtig. Den übrigen Sierren fehlt es; sie dürften Land gewesen sein. Die Fazies des Coniac ist recht gleichförmig. Es besteht aus hellen massigen Hippuritenkalken, die im Gebiet der Esera durch mergelige dunkle Plattenkalke vertreten werden, und nur im Gebiet der S^a. de S^a. Gervás, also im Beckentiefsten, wird es ausnahmsweise durch Kalkmergel ersetzt.

Im mittleren Abschnitt der Cotiella-Gruppe und in dem nördlich folgenden Teil des Kreidezuges von Barbaruens ist in der Mitte des Oberkreidekalkes eine Sandschüttung zu erkennen, die in das Turon oder das Coniac gehören dürfte.

Das Santon (Abb. 5b) bringt im Westen keine wesentliche Meereserweiterung⁶⁾, wohl aber greift es in der Sierrenzone im Süden über den Monsech hinaus bis nahe an den Südrand der Sierren vor. Hier beginnt es mit groben Sandsteinen. Darüber finden sich im Monsech Mergel, die nach Süden stark zurücktreten oder ganz fehlen. Weiter nördlich, in der Subzentralen Kreidezone zwischen Segre und Turbón, ist das ganze Santon meist durch recht kalkige Mergel vertreten. Die Sandschüttung stammt also von Süden, von der Ebro-Masse her. Im Westen des Turbón wird das Santon kalkiger, doch treten im Zusammenhang mit örtlichen subhercynen Bewegungen unvermittelt mächtige Brekzien auf, die neben Blöcken von Kreide auch Brocken von Trias-Ophit und Permotrias enthalten. Da weiter im Norden und Westen die ganze Stufe kalkig entwickelt ist, müssen die Ophit- und Permotriasgerölle von Süden gekommen sein. Vorwiegend von dort muß auch die Schüttung der Kreide-Brekzien erfolgt sein, soweit sie nicht an Ort und Stelle durch Aufarbeitung von eben abgelagerten

6) Falls nicht etwa an der Basis des Campan-Hippuritenkalkes des Nordwestens doch noch Santon vorhanden ist, s. S. 35.

Kalkbänken entstanden sind. Das Abtragungsgebiet der Kreidekalke kann nicht weit entfernt sein, wie aus der sehr geringen Abrollung des Materials und der engen räumlichen Begrenzung der Brekzien hervorgeht. Im Westen schließt sich der Trog wahrscheinlich ebenso wie im Coniac. Jedenfalls ist eine Verbindung mit dem Becken der Westpyrenäen, von dem aus die Oberkreide gegen den Westrand der Oberaragonischen Querschwelle ostwärts vorrückte, im Santon nicht durch Fossilien zu belegen. Im äußersten Nordwesten ist von der dort erkennbaren Küste kein klastisches Material geliefert worden. Weiter östlich ist ein nördlicher Beckenrand nicht mehr festzustellen. Eine durchgehende, etwa einen Südtrog abtrennende Zentralschwelle ist für die ganze tiefere Oberkreide aus den für das Cenoman angeführten Gründen abzulehnen.

Während des Obersenons (Abb. 5c, d) wird die Oberaragonische Querschwelle mit Sicherheit ganz überflutet und somit das Becken der mittleren Südpirenen mit dem der Westpyrenäen verbunden. Denn über den Nordwestrand des bisherigen Sedimentationsraumes geht zwar auch im Campan und im tieferen Maastricht die Fazies der mächtigen blauen Mergel nicht gegen Nordwesten hinaus, aber schon die Hippuritenkalke des Campans greifen weit gegen Nordwesten vor, bis jenseits der Querschwelle Santon und Coniac wieder einsetzen. Auch ein mächtiges Maastricht ist hier in Mergelfazies bekannt (DALLONI 1910). So ist das Gebiet der ehemaligen Querschwelle im Maastricht noch ebenso wie im Campan zwar durch eine abweichende Fazies ausgezeichnet, aber nicht mehr durch geringe Mächtigkeiten. Vielmehr ist es — erst Hochgebiet, dann Schelf — jetzt in die geosynklinalen Absenkungen mit einbezogen worden.

Aus verschiedenen Vorkommen von Hippuritenkalk 30 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes ist zu schließen, daß dort im Campan wohl flaches Meer, aber doch kein nördliches Landgebiet bestand. Im Maastricht dagegen erscheinen nach Nordwesten und Norden hin statt der blauen Mergel mächtige braune Kalksandsteine (Fazies des Mt. Perdu), und eine südwärts auskeilende Sandschüttung dürfte von einem Abtragungsgebiet im Raume der Axialzone abzuleiten sein. Im Osten der Esera ist aus dem im höheren Maastricht zum Hangenden hin zunehmenden Sandgehalt (Arén) ebenfalls eine fazielle Regression abzulesen, für welche in den Südsierren jegliche Anzeichen fehlen. Und unmittelbar östlich des Segre (S* del Cadi) liegt das Maastricht sogar als dort älteste Kreidestufe transgressiv auf Trias (BOISSEVAIN 1934).

So finden sich — je weiter im Osten, desto deutlicher — mannigfache Hinweise auf das Vorhandensein eines axialen Abtragungsgebietes, einer Zentralpyrenäischen Schwelle. Diese mag etwa im Raume der mittleren Pyrenäen ihr Nordwestende besessen haben; denn das Maastricht umgreift in Mergelfazies die abtauchende Axialzone.

Eindeutiger als eine Zentralschwelle ist im Obersenon der Südrand des Beckens gegen die alte Ebromasse kenntlich. Denn die Mergelfazies wird nach Süden hin längs der Zone von Tresp durch die küstennähere Hippuritenkalkfazies ersetzt, die auch in den Sierras Aragoniens herrscht⁷⁾, und zugleich nimmt die Mächtigkeit ab, und zwar zunächst stetig, bis sie dann nahe dem Südrand der Sierras fast sprunghaft auf ganz geringe Werte und teilweise auf Null sinkt.

Faltungen vor oder innerhalb der Kreide fehlen in den mittleren Südpirenen ganz oder sind doch nur sehr schwach angedeutet. Jungkimmerische Bewegungen haben zumindest im Verbreitungsbereich des Urgons nicht stattgefunden, denn dieses liegt überall konkordant auf „Dogger“ bzw. im Monsech örtlich auf limnischem Oberjura. Erst die höheren Horizonte der Unterkreide greifen im Westen bis auf Keuper über. Im Turbón dürfte, wie die Kartierung zeigt, unter den transgredierenden Sandsteinen des höheren Alb eine schwache Diskordanz liegen, deren Alter wohl sicher austrisch ist. Innerhalb der Kreidefolge fehlt jede Spur einer entsprechenden Diskordanz, und nur die mit einem scharfen Schnitt im höheren Alb im Westen einsetzende Sand-schüttung könnte man als Andeutung von austrischen Bodenbewegungen in einem benachbarten Hochgebiet anführen. Innerhalb der Kreide herrscht überhaupt durchgehend völlige Konkordanz mit Ausnahme der rein örtlichen subherzynen Diskordanz im Liegenden der Brekzien von Campo. In den südlichen Sierras Kataloniens, wo das Senon auf verschiedenen Stufen vom „Dogger“ bis hinab zum Keuper transgrediert, sind weitwellige, ganz flache Verbiegungen zu erkennen. Im Gebiet von Camarasa steigen die Diskordanzen unter dem Senon bis zu 20°. Ebenso greift im Nordwesten am Rand der Axialzone das transgredierende Senon vom Keuper bis auf Variscikum vor, und örtlich ist auch dort eine schwache Winkeldiskordanz zu beobachten. Soweit es sich hier um orogene Bewegungen handelt, dürften sie wohl austrisch sein. Mit der Heraushebung im Nordwesten hängt

7) Dort ist allerdings nur Campan nachgewiesen (DALLONI 1910).

wahrscheinlich die im höheren Alb mit scharfem Schnitt einsetzende Sandschüttung zusammen. Herausgehoben wurden bei diesen Bodenbewegungen, wie das Kärtchen Abb. 6 zeigt, das nördliche Randgebiet der Ebro-Masse und der Nordteil der Oberaragonischen Quer-

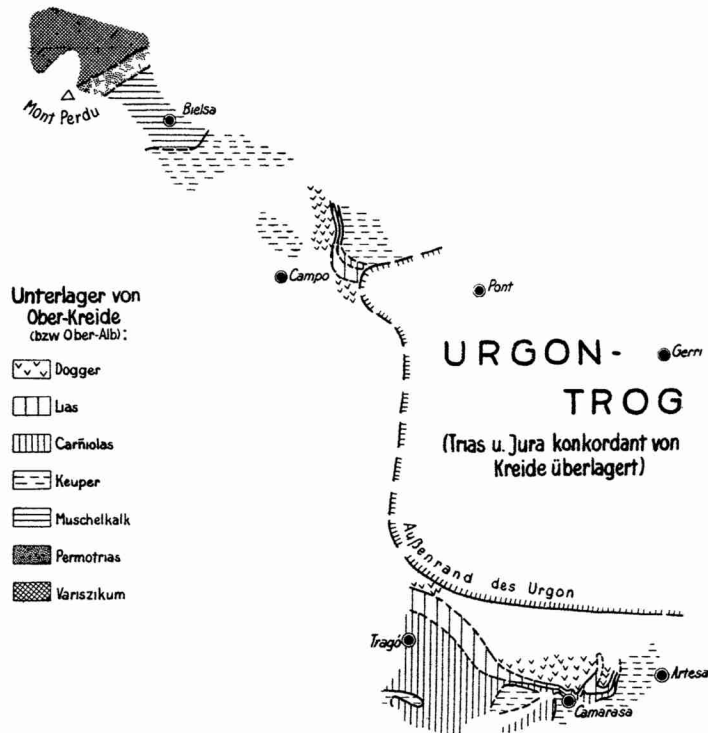


Abb. 6. Das Liegende der Oberkreide (einschl. Oberalb).
Maßstab etwa 1:1 Million.

schwelle, also schon vorhandene Hochgebiete. Dagegen ging im Beckeninnern die Sedimentation an der Grenze Unter- Oberkreide ungestört fort, und erst in den Ostpyrenäen sind nach ASHAUER auch inmitten des Beckens Hebungen austrischen Alters eingetreten, jetzt auch dort eine Querschwelle schaffend.

Jungkimmerische Bewegungen fehlen also, austrische sind nur ganz schwach angedeutet, und ganz örtlich sind geringfügige subherzyne Vorgänge festzustellen. Eine austrische Stammfaltung, wie sie in anderen Teilen der Pyrenäen zu erkennen ist (s. STILLE 1924), hat mithin in den mittleren Südpirenen nicht stattgefunden.

VII. Garumnium und seine marine Vertretung.

Die Regression, die sich faziell schon im Maastricht andeutete, brachte im Dan den Rückzug des Meeres aus dem größten Teil der mittleren Südpirenenäen, ähnlich wie es DALLONI (1930) und ASHAUER (1934) für die östlichen Pyrenäen beschreiben. Die Sedimentation freilich ging überall weiter, und so kam an der Wende von Kreide und Tertiär eine festländische Schichtfolge zur Ablagerung, die hier wie in Südfrankreich als Garumnium bezeichnet wird.

Nur im Nordwesten hielt sich das Meer. Denn von der Esera ab westwärts werden die Grenzschichten von Kreide und Tertiär in der Subzentralen Kreidezone durch marine Kalke vertreten, während in der Sierrenzone, also weiter südlich, auch im Westen überall festländische Verhältnisse herrschten. Die Kalke führen marine Versteinerungen und sind im Durchschnitt etwa 150 m mächtig, massig, dickgebant, hell und zum Teil dolomitisch. An der Esera gehen sie allmählich aus dem Kalksandstein von Arén hervor, und im Gebiet der Cinca und des Mont Perdu beginnen sie meist mit einigen Bänken vorwiegend schwärzlicher Dolomite (Abb. 7). Im Hangenden entwickelt sich aus den weißen Kalken ohne scharfe Grenze der eozäne Alveolinenkalk (s. S. 46).

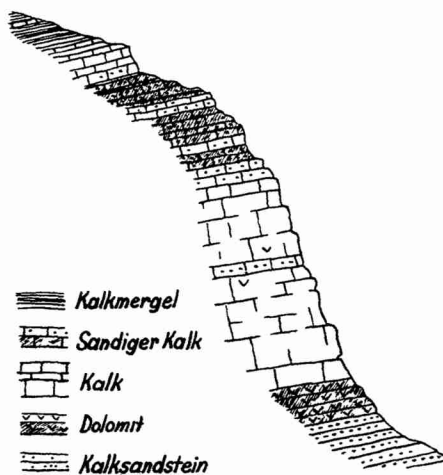


Abb. 7. Profil durch Dan-Paleozän und Alveolinenkalk westlich der Peña del Mediodia südlich von Bielsa.

An der Esera deutet sich südlich von Campo in zwei geringmächtigen Einschaltungen von dunklen lignitführenden und von grünen und roten, zum Teil sandigen Mergeln mit Bänken von Mergel- (1634)

kalken und Kalksandsteinen bereits die weiter östlich und südlich herrschende festländische Fazies an. Sie nimmt nach Osten zu rasch überhand. Schon in der S^a. de Merli besteht die 150—200 m mächtige Folge etwa zu gleichen Teilen aus bunten Tonen und aus hellen, zum Teil dolomitischen oder sandigen Kalken. Östlich von Merli herrschen die bunten Mergel bald stark vor. An der Isabena ist die Entwicklung schon rein festländisch; dort wird der Sandstein des Obermaastricht von zunächst blauen, dann bunten Mergeln mit braunen Sandsteinen und einer dünnen Kalkbank überlagert. Im Hangenden folgt dort auf das 100—150 m mächtige Garumnium ohne scharfe Grenze das marine Eozän. Ebenso beginnt das Garumnium an der Ribagorzana mit blaugrauen Mergeln, auf die vorwiegend rote Tone und Mergel mit Sandsteinen folgen. Im oberen Teil tritt hier Gips in Knollenlagen und Bänken auf, und die Serie endet mit einer Konglomeratbank. Ihr Hangendes bilden Alveolenkalken, die zunächst noch mit bunten Mergeln wechsellagern. Die größte Verbreitung besitzt das Garumnium noch weiter östlich, nämlich in der Conca de Tresp, wo es mehrere 100 m mächtig ist. Bei Tresp beginnt es mit bunten, vor allem violetten Mergeln. Es folgt eine Serie von roten Sandsteinen, Konglomeraten und bunten, vorwiegend roten Mergeln, die zum Teil Gips enthalten. Gipsführende Lagen finden sich besonders im Oberteil, wo die Konglomerate und Sandsteine zurücktreten. Aus den roten entwickeln sich graue Mergel, die auch vielfach Gips führen; eingeschaltet sind bräunliche, meist feinkörnige und dünnplattige Sandsteine und untergeordnet Konglomerate. Im Hangenden gehen diese Mergel ohne scharfe Grenze in das marine Eozän über (z. B. bei Puigmasana südlich von Tresp). Das Garumnium läßt, vor allem in seinem stärker konglomeratischen Unterteil, eine recht wechselreiche Sedimentation erkennen. Ein Beispiel gibt die Abb. 8. Hier ist übrigens eine auf südliches Gefälle hinweisende Schrägschichtung zu erkennen. Östlich von

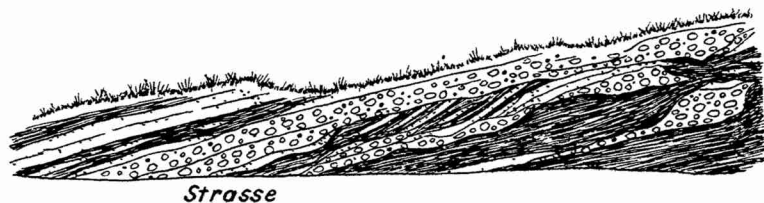


Abb. 8. Sedimentationsbild im tiefsten Konglomerathorizont des Garumniums nördlich von Tresp an der Straße nach Pobra de Segur.

Tremp beginnt das Garumnium mit grauen bis schwarzen Mergeln mit Ligniten und mit kalkig-sandigen Bänken. Sie führen bei Isona eine von VIDAL (1875) beschriebene brackisch-limnische Fauna des Dan; am häufigsten ist *Cyrena latetana* VID., die eine Muschelbrekzienbank bildet. Im tieferen Teil der Mergel findet sich als marine Einschaltung eine Kalkbank mit *Hippurites castroi* VID. Die fossilführenden Mergel von Isona werden von der roten Schichtfolge, die hier eine helle kompakte Kalkbank enthält, und den hangenden grauen Mergeln überlagert. Die Schichten von Isona treten auch am Südrand der Conca de Tremp auf.

Im Süden des Monsech ist das Garumnium ähnlich wie in der Conca de Tremp entwickelt. Im Durchschnitt etwa 200 m mächtig, beginnt es mit blaugrauen oder bräunlichen Mergeln, die allmählich aus dem Hippuritenkalk des Maastricht hervorgehen (z. B. an der Westseite des Rio de Meya und an der Ribagorzana). Es folgen bunte Mergel mit braunen, teilweise konglomeratischen Sandsteinen und darauf eine 15–25 m mächtige Bank kompakten hellen Kalkes, die auf der Ostseite der Pallaresa weite Flächen einnimmt. Es schließen sich weitere bunte Mergel an, die an der Pallaresa Gips führen und an der Ribagorzana mergelige Kalkbänke enthalten. Sie werden zuoberst grau oder bräunlich, wechsellagern mit Kalken, manchmal auch mit Sandsteinen, und gehen ohne scharfe Grenze in den Alveolenkalk über (Profile der Pallaresa und der Ribagorzana).

Im Südtile der katalanischen Sierrren besteht das Garumnium wie weiter nördlich aus bunten Mergeln; die Sandsteine und Konglomerate treten nach Süden hin mehr und mehr zurück; ferner sind vielfach Kalke beteiligt, die aber nur im Westen teilweise der Kalkbank von der Südseite des Monsech entsprechen. Die Mächtigkeit des Garumniums nimmt nach Süden zu stark ab. Südlich von Boix (Ribagorzana) besteht es aus einer nur noch etwa 60 m mächtigen Serie grauer und bunter knolliger, zum Teil stark kalkiger Mergel mit einer festen Kalkbank. Am Westende der S^a. de Montroig findet sich eine noch gut 100 m mächtige Folge von bunten Mergeln mit Sandsteinen, die allmählich aus dem Senonkalk hervorgeht. Weiter südlich und südöstlich sinkt die Mächtigkeit bis auf 20 m. Dabei handelt es sich um bunte Mergel, in denen sandige oder kalkige Einlagerungen selten sind. Dagegen kommt hier mehrfach Gips vor. So finden sich an der Ostseite der S^a. de Monteró rostrote Mergel mit weißem Gips; dort treten auch dunkelrote Gipsmergel auf, die dem Keuper ähneln, aber in bunte Mergel übergehen, die sich aus der zuoberst wulstigen grauen

Kalkbank des Senons entwickeln. Auch weiter westlich kommen ähnliche Gesteine vor. Aus der geringen Mächtigkeit des Garumniums in den südlichsten Sierren ist zu schließen, daß wie im Obersenon der Beckenrand nahe lag.

Das Garumnium des Arbeitsgebiets führt zwar nur im tiefsten Teil Versteinerungen, aber es spricht doch vieles dafür, daß es alle Stufen zwischen dem Maastricht und dem marinen Eozän enthält. An der Basis der Schichtfolge kann nirgends eine größere Lücke liegen, denn vielfach geht das Garumnium allmählich aus dem Maastricht hervor; zudem findet sich nahe der Basis die Dan-Fauna von Isona. Ebensowenig läßt sich im Hangenden unter dem marinen Eozän eine Lücke nachweisen; vielmehr herrscht überall völlige Konkordanz, und oft ist sogar ein Übergang deutlich zu erkennen.

Die das Garumnium im Nordwesten vertretenden marinen Kalke führen keine Zonenfossilien, aber sie gehen ohne scharfe Grenze in den Alveolinenkalk über; und so kommt auch DALLONI, der früher (1910) in den Kalken nur eine Vertretung des Dan und Mons sah, neuerdings (1930) zu der Anschauung, daß die marine Sedimentation im Nordwesten zwischen Kreide und Tertiär überhaupt nicht unterbrochen war. Da DALLONI (1930) jetzt den bisher allgemein für unterlutetisch angesehenen Alveolinenkalk⁸⁾ in das Yprésien stellt, würden das Garumnium und die vertretenden marinen Kalke also Dan und Paleozän und höchstens noch tiefstes Ypern umfassen.

VIII. Eozän.

Im Eozän finden wir die weiten Gebiete, die an der Grenze von Kreide und Tertiär Land geworden waren, wieder unter Meeresbedeckung. Das Eozän der mittleren Südpirenäen zeigt starke fazielle Differenzierung. Dabei folgen die Fazieszonen ähnlich wie im Senon ganz vorwiegend der pyrenäischen Richtung.

1. Die Zone von Tresp und die Südseite der Mont Perdu-Gruppe.

Die Zone von Tresp besteht in der Hauptsache aus Eozän. Im Westen, an der Cinca, springt das Eozän im Gebiet von Puertolas nach Norden vor und beteiligt sich in der Mont Perdu-Gruppe am Aufbau der Subzentralen Kreidezone.

8) Die Kalke werden im tektonischen Teil der Kürze halber als „Paleozänkalk“ bezeichnet.

Am Nordrande der Zone von Tremp folgt im Ribagorzana-Durchbruch auf das Garumnium eine etwa 40 m mächtige Folge von festen grauen Kalkbänken mit *Alveolina subpyrenaica* LEYM., die mit bunten Mergeln wechsellagern. Es schließt sich eine sehr versteinungsreiche, etwa 60 m mächtige Serie von zum Teil gelblich anwitternden mergeligen und mit Mergeln wechselnden Alveolinenkalkbänken an, die in eine Folge blauer Nummulitenmergel von mehreren hundert Metern Mächtigkeit übergeht. Der Alveolinenkalk — Yprésien (DALLONI 1930) — stellt fast überall die Basis des marinen Eozäns dar. Das Hangende bilden versteinungsärmere blaue Mergel (80 m) mit nummulitenführenden, vereinzelt sandigen Kalkbänken. Hier deutet sich eine fazielle Regression an, die im Hangenden noch deutlicher wird. Es folgen nämlich graue, meist kalkige Sandsteine, die in Konglomerate übergehen, und graublaue, vielfach sandige Mergel. Diese flyschartige Fazies ist im höheren Eozän sehr verbreitet. Es kommen hier keine Nummuliten mehr vor, aber noch *Ostrea stricticostata* RAUL. Die Mächtigkeit des marinen Flyschs beträgt hier nur etwa 80 m. Nach oben geht er allmählich in eine gut 200 m mächtige, versteinungsleere Folge von grauen Sandsteinen, Konglomeraten und grauen, braunen oder auch rötlichen, oft bunt gefleckten Mergeln über. Im oberen Teil der Serie werden die Konglomeratbänke vielfach recht kompakt. Das Fehlen von Meeresversteinungen und die Beschaffenheit der Gesteine, insbesondere der Mergel, deuten darauf hin, daß es sich um limnische Ablagerungen handelt. Eine schon vor der pyrenäischen Faltung einsetzende Regression führte also zur Aussüßung des Beckens. Das limnische Eozän ist von DALLONI (1910 und 1930) mit der nachpyrenäischen Nagelfluh vereinigt worden; aber fast stets liegt zwischen den beiden Systemen eine Diskordanz, so auch hier im Gebiet der Ribagorzana. Sie ist hier zwar nur schwach, beträgt aber im Süden des Monsech bis über 90° (s. S. 47). Außer durch die Diskordanz lassen sich die vor- und die nachpyrenäischen Konglomerate im Ribagorzana-Tal auch nach ihrer Ausbildung unterscheiden, indem die älteren Konglomerate im Gegensatz zu der einheitlichen groben Blockpackung der jüngeren Nagelfluh aus kleineren Geröllen bestehen und mit Mergeln und Sandsteinen wechsellagern. Aber diese Unterschiede sind nicht überall vorhanden (s. S. 44).

Ribagorzana-abwärts kommt am Südrande der Zone von Tremp unter den flyschartigen Kalksandsteinen und sandigen Mergeln mit *Ostrea stricticostata* RAUL. wieder das Liegende heraus; es besteht jetzt nicht mehr wie im Norden aus blauen Nummuliten-

(1638)

mergeln, sondern statt dessen aus Alveolinenkalken, die hier gut 200 m mächtig sind und in eine massige helle untere und eine zum großen Teil mergelige obere Abteilung zerfallen, welche eine Einlagerung von blauen Nummulitenmergeln enthält. Der Alveolinenkalk setzt sich in gleichbleibender Ausbildung entlang dem Südrande der Zone von Tremp nach Osten fort. In der S^a. de Llimiana enthält die mergelige Folge im Hangenden der unteren hellen Kalkmasse außer hellem Alveolinenkalk und graublauen Mergeln auch dunkelbraune rauhe, z. T. sandige Kalke mit Austern, die an die Flyschfazies erinnern. Im Hangenden erscheint noch eine weitere Folge kompakter heller Alveolinenkalke, deren Mächtigkeit in der S^a. de Llimiana mehrere hundert Meter beträgt.

An der Westseite der Pallaresa ist der fazielle Übergang von den Alveolinenkalken des Südens zu den Nummulitenmergeln des Nordens aufgeschlossen. Dort ist zu sehen, wie sich auf wenige Kilometer der Kalk in einzelne Bänke auflöst und bald fast völlig durch blaue Mergel ersetzt wird. Auch ist hier nicht wie sonst ein basaler Alveolinenkalk ausgebildet, sondern die blauen Nummulitenmergel gehen unmittelbar aus dem Garumnium hervor. Die Mergelfolge ist hier gegen 400 m mächtig und enthält zum Teil noch dünne Bänke von mergeligen Kalken mit Alveolinen und Nummuliten.

Weiter westlich ist das Eozän ähnlich wie an der Ribagorzana ausgebildet. An der Südseite der Zone greift westlich des Flusses die nachpyrenäische Nagelfluh auf das Eozän vor und kommt auf längere Erstreckung in Kontakt mit den bunten Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten des limnischen Obereozäns. Die Überlagerung ist fast durchweg schwach diskordant (z. B. Abb. 9). In der bunten Serie sind einige kompaktere Konglomeratbänke eingeschaltet, auf denen die Burg von Viacamp erbaut ist. In dem Höhenzug zwischen dem Tal von Viacamp und dem westlich folgenden B^o. de Guart (Abb. 9) finden sich im Oberteil der diese Konglomerate überlagernden Schichten weißliche Kalkbänkchen mit Süßwasserschnecken. Die bunten Schichten im Liegenden der kompakten Konglomerate werden nach unten hin grau und gehen dort aus dem marinen Flysch mit *Ostrea stricticostata* RAUL. hervor. Die limnische Serie ist hier in einer Mächtigkeit von knapp 200 m erhalten. Nördlich von Lascuarre tritt in dem fossilführenden marinen Flysch eine Einschaltung von bunten Mergeln und Sandsteinen auf. Weiter nördlich bei Cajigar scheinen die dadurch abgetrennten oberen marinen Bänke durch bunte Schichten ersetzt zu werden. Die Ausbildung des limnischen höheren Eozäns ist

dort die übliche. Wie im Süden wird es diskordant von der nachpyrenäischen Molasse überlagert; im Süden ist die Diskordanz nur ganz gering, im Norden beträgt sie immerhin 30°. Die nachpyrenäische Molasse besteht hier ausnahmsweise nicht aus massigen

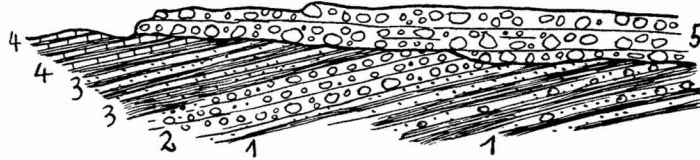


Abb. 9. Diskordanz zwischen Oligozän und höherem Eozän östlich des B^{co}. de Guart.

- | | |
|---|----------|
| 5 = massige Konglomerate | Oligozän |
| 4 = bunte Mergel mit weißen Kalkbänkchen | } Eozän |
| 3 = bunte Mergel mit z. T. konglomeratischen grauen Sandsteinen | |
| 2 = kompakte Konglomeratbänke von Viacamp | |
| 1 = graue, daneben auch bunte Mergel mit grauen, z. T. konglomeratischen Sandsteinen, nach unten übergehend in grauen marinen Flysch. | |

Konglomeraten, sondern ihre Ausbildung gleicht völlig der des limnischen Eozäns, von der sie aber durch die Diskordanz getrennt ist. Das bunte Obereozän überlagert wie an der Ribagorzana die teilweise konglomeratischen Sandsteine und die Mergel des marinen Flysch, dann die mächtigen blauen Nummulitenmergel und endlich den Alveolinenkalk, der an der Isabena etwa 50 m mächtig und im Oberteil mergelig, in der Mitte massig und im Unterteil mergelig-sandig ist.

In ähnlicher Ausbildung ist das marine Eozän entlang dem Nordrand der Zone von Tresp nach Westen weiterzuverfolgen. An der Esera ist der Alveolinenkalk nur 40 m mächtig und an der Basis sandig-konglomeratisch. Die blauen Mergel sind hier noch bedeutend mächtiger als weiter östlich. In den untersten 200-300 m enthalten sie dünne teils mergelige, teils sandige oder auch konglomeratische Kalkbänke; dann folgen in großer Mächtigkeit reinere Mergel, die nach oben zu wie üblich sandig werden und in den geringmächtigen marinen Flysch übergehen. Im Hangenden dieser marinen Schichten findet sich im Gebiet der Esera eine mehrere hundert Meter mächtige massige grobe Nagelfluh, in der paläozoische Gerölle nicht selten sind. Diese Konglomerate gleichen völlig der nachpyrenäischen Nagelfluh, und so hat sie denn auch DALLONI (1910) mit dieser identifiziert. Aber nach Süden hin werden die flachliegenden Konglomerate plötzlich durch nummulitenreiche graue

(1640)

Kalksandsteine und Mergel, also durch typischen marinen Flysch ersetzt. Wie die Höhen westlich der Esera zeigen, gilt das für die konglomeratische Serie in ihrer ganzen Mächtigkeit, und weiter südlich folgen auf die die obersten Konglomerate vertretenden Schichten sogar noch weitere fossilreiche Flysch-Sandsteine und -Mergel. Für den tieferen Teil der konglomeratischen Serie ist die Verzahnung mit dem marinen Flysch auch östlich der Esera bis zur Isabena nachzuweisen. Über den tieferen Konglomeraten findet sich dort im Gebiet von Abenzas eine mächtigere Einschaltung der typischen „bunten Schichten“ des limnischen höheren Eozäns, die, wie bei Aguilar zu sehen ist, südwärts ebenfalls in marinen Flysch übergeht. Die hangenden Konglomerate sind besonders im Nordwesten des Gebietes zwischen Esera und Isabena massiger entwickelt. Die konglomeratische Serie der Esera (bzw. der sie vertretende marine Flysch) ist bedeutend mächtiger als die „limnische Serie“ weiter östlich, und dasselbe gilt für die tieferen marinen Schichten, die westlich der Esera am Col de Foradada in einer Mächtigkeit von über 1500 m aufgeschlossen sind.

Die Flyschfazies, die an der Esera in der Hangendserie eine so große Rolle spielt, nimmt nach Westen hin auch im tieferen Eozän auf Kosten der blauen Mergel mehr und mehr überhand, was sich bereits am Col de Foradada geltend macht. Weiter westlich ist das ganze Eozän im Hangenden des Alveolinenkalkes als Flysch ausgebildet. An der Cinca springt es im Flyschgebiet von Puertolas von der Zone von Tremp weit nach Norden und Nordwesten vor. Der Flysch ist sehr fossilreich und besteht aus den uns schon bekannten grauen Kalksandsteinen und grauen Mergeln und außerdem aus braunen, oft plattigen Sandsteinen. Konglomerate treten hier nicht auf, aber weiter westlich sind sie nach SELZER (1934) wieder vorhanden. Der tiefste Teil des Flyschs ist sandfrei und wird im Tal der Cinca und an der Südseite der Mont Perdu-Gruppe von aschgrauen Kalkmergeln und Mergelkalken und — untergeordnet, so besonders in der zentralen Mont Perdu-Gruppe — von dunkelgrauen schiefrigen Mergeln gebildet. Mit den Nummulitenmergeln des Ostens haben diese übrigens fossilarmen „Flyschmergel“ gar keine Ähnlichkeit.

Das Liegende des sandig-mergeligen Eozäns bildet wie im Osten der Alveolinenkalk. Seine an der Esera sehr geringe Mächtigkeit ist weiter westlich und nordwestlich wieder größer. Der an der Esera an der Basis des Kalkes vorhandene Sandgehalt nimmt zur Cinca hin in den tieferen Bänken stark zu, und in der Mont Perdu-Gruppe sind auch die höheren Bänke zum Teil sandig.

Nahe der Basis werden die Sandkörner oft recht grob. Der Sand gibt den Kalken vielfach eine Feinschichtung, und diese Kalke sind dann kieselig, meist ziemlich dunkel und bilden hier im Westen geradezu ein Leitgestein für den Alveolinenkalk. Ferner finden sich die üblichen hellen Kalke, die in der Mont Perdu-Gruppe, selbst teilweise sandig, mit den dunklen sandigen Kalken wechselagern. Daneben treten in der Mont Perdu-Gruppe dunkle mergelige Kalke auf, und außerdem ist dort fast durchgehend, mit Ausnahme des Ostens, eine Mergellage eingeschaltet. Die Grenze des wohlgebankten Alveolinenkalkes gegen den massigen weißen Palaeozänkalk ist unscharf und wurde mit dem Einsetzen der sandigen Bänke gezogen, da sich dort die tiefsten Alveolinen fanden. Ein Profil im Alveolinenkalk der Mont Perdu-Gruppe gibt die Abb. 7.

Das marine Eozän der Zone von Tresp und des Flysch-Gebietes von Puertolas ist sehr reich an Versteinerungen (vgl. die Fossilisten bei VIDAL (1875), CAREZ (1881) und DALLONI (1910 und 1930)). Im marinen Eozän sind außerdem Ypern (DALLONI 1930) und Mittel- und Oberlutet überall durch reiche Faunen belegt. Jüngere marine Schichten als Oberlutet sollen nach DALLONI (1910 und 1930) fehlen, und das schon von VIDAL (1875) durch *Nummulites biarritzensis* belegte Barton von Ollana (Segre) unmittelbar östlich des Berichtgebietes hält er für eine örtliche Ausnahme. Aber auch weiter westlich in Aragonien sind im marinen Flysch Auvers und Barton enthalten, wie bereits von CAREZ (1881) und später von GOMEZ LLUECA (1929) nachgewiesen worden ist. So dürfte auch im Zwischengebiet mindestens z. T. noch marines Barton vorhanden sein, und aus den blauen Mergeln südlich von Tresp und von der Isabena führen VIDAL (1875) und CAREZ (1881) auch Barton-Nummuliten an.

2. Die Südseite des Monsech.

Das Eozän beginnt am Südfuß des Monsech wie an seiner Nordseite mit dem Alveolinenkalk; aber er ist hier nur noch geringmächtig (im Durchschnitt 50 m) und wird von einem mächtigen marinen Flysch überlagert. Er ist grau und zum Teil mergelig. An der Pallaresa enthält er eine Reihe von Konglomeratbänken mit kleinen Kalkgeröllen und vereinzelt Quarzkieseln. Im Westen schaltet sich zur Ribagorzana hin in die sandigen Mergel des Hangenden noch eine höhere Alveolinenkalkbank ein. Der Flysch setzt sich ähnlich wie weiter nördlich aus dunkelbraunen bis dunkelgrünen, schwarzen oder grauen rauhen sandigen Kalken mit *Ostrea stricticostata* Raul., aus zum Teil konglomeratischen Kalksandsteinen und aus sandigen Mergeln zusammen. Nach oben geht er

(1642)

genau wie im Norden in eine limnische Folge von Sandsteinen und Mergeln mit Konglomeraten über. Zunächst herrschen graue und bräunliche Farben vor, aber zuoberst sind die Letten leuchtend bunt. Diese jüngsten Schichten, deren Fazies an die des Garumniums erinnert, finden sich südlich von Estall (im Westen der Ribagorzana), wo sie steil aufgerichtet sind und von der nachpyrenäischen Nagelfluh diskordant überlagert werden.

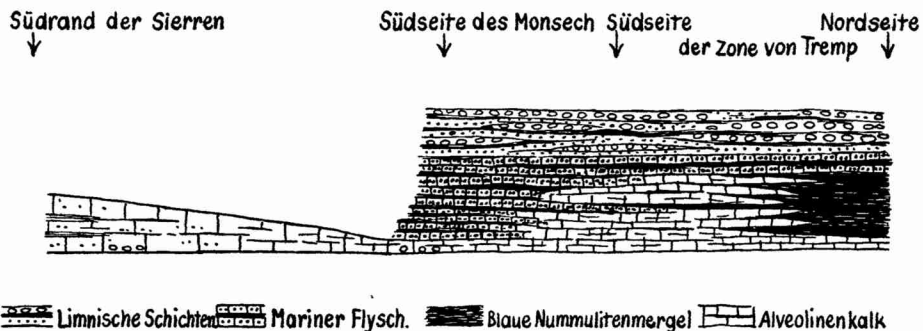


Abb. 10. Faziesprofil des Eozäns.

Ein Vergleich des Eozänprofils im Süden und im Norden des Monsech (Abb. 10) zeigt, daß der mächtige Flysch des Südens einen großen Teil des mächtigen Alveolinenkalkes bzw. der blauen Mergel des Nordens vertritt. Das wird durch das Vorkommen von Nummuliten des Lutet in dem südlichen Flysch bestätigt (Fossilisten bei DALLONI 1930).

3. Die südlichen katalanischen Sierren.

In den südlichen Sierren weicht die Ausbildung des Eozäns stark von der weiter nördlich herrschenden ab, indem es hier aus einer im Süden bis gegen 300 m mächtigen Folge von weißen, hellgelben und hellroten grobspätigen, öfter sandigen massigen Alveolinenkalken besteht, die selten mergelige Bänke enthält. Nur nach Norden hin nimmt der Mergelgehalt etwas zu, wobei die Kalke mehr dicht und grau werden. Damit deutet sich der Übergang zu der weiter nördlich herrschenden Fazies des grauen, stärker mergeligen Alveolinenkalkes an. Im Norden von Os enthält der Alveolinenkalk nahe seiner Basis eine konglomeratische Bank. Nahe dem Südrand der Sierren treten in dem Kalk westlich von Camarasa Lagen von mattgrünen und roten Mergeln auf, die denen des unter dem Kalk liegenden Garumniums gleichen (z.B. im S^a. Salvador am Segre unmittelbar gegenüber von Camarasa und weiter westlich jenseits von Torre de Rich nördlich von S^a. Lorenzo). Wie weit

der massige Alveolinenkalk des Südens in das Eozän hinaufreicht, steht dahin, da er keine Zonenfossilien enthält, und da sich in seinem Hangenden kein weiteres Eozän mehr findet.

4. Palaeogeographisches Bild der Eozänzeit.

Im östlichen Berichtsgebiete sind für das tiefere Eozän mehrere Fazieszonen zu unterscheiden, die von Norden nach Süden eine Abnahme des marinen Charakters erkennen lassen. Der unterste Teil der Schichtfolge, der Alveolinenkalk, ist im Norden grau und mergelig, auf der Nordseite der Zone von Tremp örtlich sogar durch Nummulitenmergel ersetzt, wird dagegen in den südlichen Sierren massig, grobspätig und sandig, was auf größere Küstennähe hinweist. Wesentlich deutlicher ist die Differenzierung im Hangenden, wo innerhalb der Zone von Tremp die mächtigen blauen Nummulitenmergel nach Süden hin in die Fazies des basalen Alveolinenkalkes übergehen. An der Südseite des Monsech sind dieselben Schichten als sandiger Flysch entwickelt. Im tieferen Eozän lag also der Höhepunkt der marinen Entwicklung noch im Norden; nach Süden hin nähern wir uns deutlich einer Küste. Aber diese lag nicht wie in der obersten Kreide am Südrand der Sierren, sondern erst weiter südlich. Denn am Sierrenrand sind, wenn auch in litoraler Fazies, noch 300 m Eozän vorhanden — einerlei ob wir dort nur die tiefsten oder auch jüngere Horizonte vor uns sehen.

Westlich der Esera geht das tiefere Eozän in Flyschfazies über. Zugleich nimmt die Mächtigkeit nach Westen hin bedeutend zu, ja erreicht das mehrfache der im Osten vorliegenden Werte. So ist die an der Wende von Kreide und Tertiär erfolgte Verlagerung des Beckentiefsten nach Nordwesten auch im Eozän noch zu erkennen.

Eine Nordküste ist für das tiefere Eozän in unserem Gebiet nicht nachzuweisen, wohl aber für die höheren Schichten. Denn diese beginnen in der Zone von Tremp (zwischen der Pallaresa und der Esera) mit geringmächtigem sandigem Flysch, der nach oben in die konglomeratführende „limnische Serie“ übergeht. Schon bei Lascuarre ist nach Norden hin eine Verzahnung von Flysch mit limnischen Schichten angedeutet, und weiter westlich geht im Gebiet der Esera die ganze, dort vorwiegend aus massigen Konglomeraten bestehende Serie nach Süden hin in marinen Flysch über. Im Norden lag also im Gebiet der Axialzone eine Zentralschwelle, die in starker Aufwärtsbewegung begriffen war und ihren teilweise recht groben Schutt in das Südpirenäenmeer schüttete. Mit dieser

Sedimentation war eine Verlandung des Beckens verbunden, wobei sich das Meer im Süden am längsten hielt. Zu demselben Ergebnis einer Zufuhr grobklastischen Materials von Norden her kommen auch SELZER (1934) für den Flysch des westlich anschliessenden Gebietes und ASHAUER (1934) für das Eozän der Ostpyrenäen.

Die geosynklinale Entwicklung erreicht nach dem Senon ihren Höhepunkt im Eozän. Denn jetzt erstreckt sich zum ersten Mal, von keiner Festlandsschwelle mehr unterbrochen, ein Südpirenäentrog mit geosynklimalen Mächtigkeiten vom Mittelmeer bis zur Biscaya. Das Eozän greift im Süden auf den Rand der alten Landmasse des Ebrobeckens vor, und die Fazies seiner Einzelstufen läßt eine weitere allmähliche Beckenverlagerung erkennen. Dieses Vorrücken des Eozäns gegen die alte Landmasse tritt nach ASHAUER (1934) am Nordostende des Ebrobeckens noch deutlicher hervor.

IX. Oligozän.

Nach der Ablagerung des marinen und des teilweise limnischen Eozäns, das sicher noch Barton enthält, erfolgte in den mittleren Südpirenäen die Hauptfaltung. Bevor das pyrenäische Gebirge eingeebnet war, setzte die Sedimentation schon wieder ein, und zwar jetzt unter festländischen Verhältnissen. Das Beckentiefste lag jetzt nicht mehr, wie bisher, im Raum der Pyrenäen selbst, sondern im Süden, im Ebrobecken, das — in den früheren Zeiten eine Vorlandmasse — jetzt als große Vortiefe absank. Die Fazies des Beckens steht in starkem Gegensatz zu der Entwicklung im Raum der pyrenäischen Faltung. Übergänge finden sich im Südteil der Sierrenzone.

Das nördliche Oligozän besteht aus den groben, massigen, viele Hunderte von Metern mächtigen Konglomeraten der durchgehend diskordant liegenden nachpyrenäischen Nagelfluh⁹⁾. Nur ganz untergeordnet sind Sandsteine und Mergel beteiligt, in höherem Maße nur bei Tolva und bei Cajigar. Bei Sosis nahe Pobra de Segur findet sich an der Basis in bunten Letten eine Schicht von dunkelgrauen Mergeln, weißlichen Mergelkalken und Ligniten mit Süßwasserschnecken. DALLONI hielt diese Schnecken für bartonisch und stellte damit 1910 die ganze Konglomeratfolge

9) Wie weiter östlich so geht auch in dem von mir bearbeiteten Gebiet örtlich das marine Eozän konkordant in grobklastische festländische Schichten über. Diese dürfen nicht mit der oligozänen Nagelfluh, der sie sehr ähnlich sein können, verwechselt werden. Vielmehr sind sie, da sie sich mit marinem Eozän verzahnen, ausschließlich vorpyrenäisch.

in das Barton bzw. 1930 in das Barton und Ludium. Diese Auffassung ist aber nicht zu halten, da im Eozän, das von der nachpyrenäischen Nagelfluh diskordant überlagert wird, noch Barton enthalten ist. Die Schneckenfauna dürfte also etwas jünger sein. Die Nagelfluh setzt sich im unteren Teil so gut wie ausschließlich aus mesozoisch-alttertiären Gesteinen zusammen. Erst im oberen Teil (und zwar nur im Norden des Monsech) häufen sich die aus der Axialzone stammenden paläozoischen Gerölle, unter denen sich auch Zentralgranit findet. Wo die pyrenäische Faltung stärker gewirkt hat, besitzt der Untergrund des Oligozäns oft ein nur wenig ausgeglichenes Relief. Ein vielfach noch recht steiles Gebirge ertrank beim Einsetzen der starken Senkung in seinem eigenen Schutt; das zeigen z. B. die ungewöhnlich schönen Aufschlüsse in der Schlucht der Pallaresa nördlich von Pobra de Segur (Abb. 11). Die

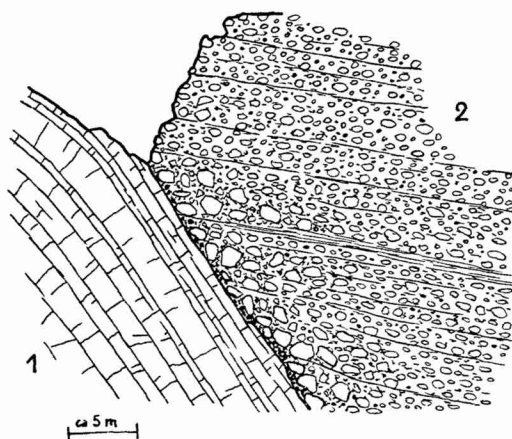


Abb. 11. Anlagerung der oligozänen Nagelfluh (2) an Urgon (1), Ostseite der Pallaresa nördlich von Pobra de Segur.

Einsenkung war im Süden am stärksten, wie daraus hervorgeht, daß die Nagelfluh zwischen der Zone von Tremp und den nördlichen Sierrren durchgehend flach nach Norden fällt, während ihre Auflagerungsfläche im großen etwa horizontal liegt; diese Fläche muß also hier ursprünglich eine südliche Neigung besessen haben, d. h. der Norden lag damals relativ noch höher als heute. Im Osten unseres Gebietes versanken die Kreideketten außer einigen höheren Erhebungen wie dem Monsech und der S^a. de S^a. Gervás völlig in den Schuttmassen der Nagelfluh; ja sogar der über 2000 m hohe Boumort wurde eingedeckt. Aber die Axialzone blieb als schuttlieferndes nördliches Hochgebiet bestehen. Im Osten greift zwar die Nagelfluh bis an ihren Südrand vor, im Westen jedoch fehlt (1646)

das Oligozän. Hier ist es nur in den südlich folgenden Sierren noch vorhanden; und so dürfte sowohl die Axialzone als auch die Kreidezone in die nachpyrenäische Absenkung nicht mehr mit hineingezogen worden sein. Diese Aufkippung des Westens zeigt sich noch heute in den größeren Höhen der westlichen Kreidezone gegenüber dem Osten.

Der konglomeratischen Fazies im Raum der pyrenäischen Faltung steht die Beckenfazies der Vortiefe gegenüber (vgl. Abb. 12). Bezeichnend ist hier neben der petrographischen Ausbildung die große Mächtigkeit. Die nachpyrenäische Schichtfolge

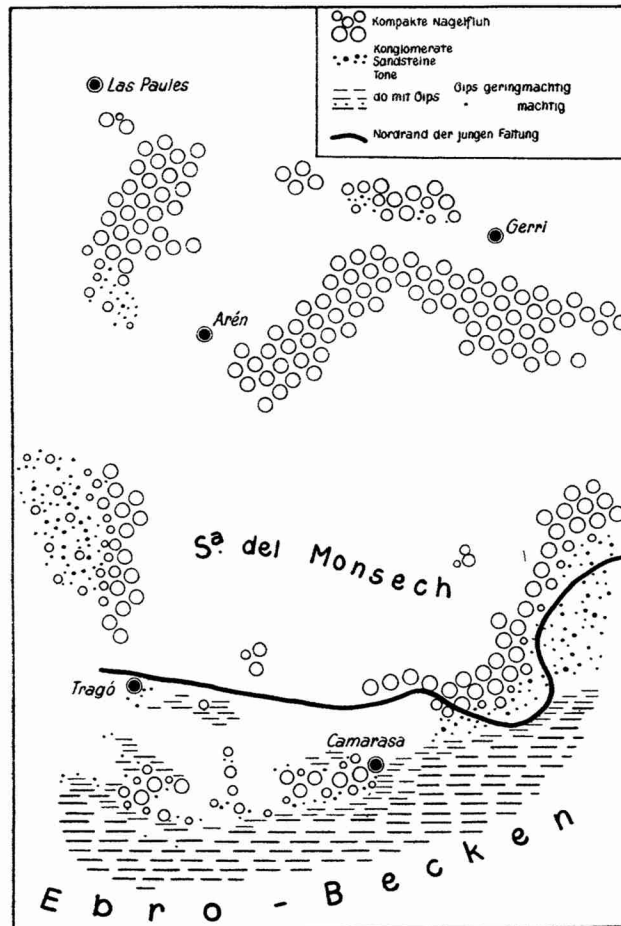


Abb. 12. Fazieskarte des Oligozäns im östlichen Untersuchungsgebiet.
Maßstab 1 : 700000. .

beginnt mit einer nur randlich zu Tage kommenden, fast durchweg diskordant liegenden Serie von Konglomeraten und Sandsteinen. Darüber liegt eine mächtige Folge von massigem weissem Gips. Es folgt eine über 1000 m mächtige hangende klastische Serie, bestehend aus bräunlichen und rötlichen Sandsteinen, Tonen, Mergeln und untergeordnet aus Konglomeraten. Bei Cubells (vgl. Abb. 29, Prof. 2) liegen über dem Gips zunächst weißlich-graue Mergel mit mergeligen Plattenkalken, die nach oben unter Einschaltung eines geringmächtigen zweiten Gipshorizontes in die hangende klastische Serie übergehen; aus ihnen führen VIDAL & DEPÉRET (1906) eine Fauna des Sannois an. Weiter im Innern des Beckens fanden VIDAL & DEPÉRET bei Tarrega in der hangenden klastischen Serie Wirbeltiere des oberen Sannois.

Die Beckenfazies reicht bis zum Südrand der Sierren, wenn dieser durch eine Störung gebildet wird (z. B. südlich und südwestlich von S^a. Lorenzo oder nördlich von Cubells). Aber vielfach ist auch eine Randfazies vorhanden. So wird im Westen an der Ribagorzana (nördlich von Ibars) der weiße Gips unter der klastischen Hangendserie durch eine Folge von grauen Mergeln mit dünnen Gipslagen, weißlichen kalkigen Bänken und feinen Sandsteinen vertreten. Im Liegenden dieser Schichtfolge finden sich mächtige Konglomerate¹⁰⁾. Nach Osten zu, wo die aus pyrenäisch gefalteten Gesteinen bestehenden Höhen nach Süden vorspringen, geht auch die gipsführende Folge und die hangende klastische Serie seitlich in Konglomerate über. Die liegende klastische Serie kommt auch im Osten des Segre bei Camarasa heraus; sie wird dort von einer geringmächtigen Mergelfolge mit Gipsbänken und dann von der mächtigen hangenden Serie überlagert. Ein anderes Beispiel für eine Randfazies liegt in der erst bei der nacholigozänen Faltung durch eine Aufsattelung älterer Gesteine vom Ebrobecken abgetrennten Mulde von Rubió vor; hier wird der im Süden des Sattels mächtige Gips nach Norden hin dünner und keilt schließlich aus. Auch die liegenden klastischen Schichten sind in der Mulde von Rubió geringmächtig. Übrigens liegen sie hier ausnahmsweise konkordant auf Alveolinenkalk, von dem aber immerhin der Hauptteil abgetragen worden war. Ähnlich ist das Oligozän auf den Flanken des — nacholigozänen — Sattels von Artesa entwickelt: im Süden von Artesa findet sich im Hangenden

10) Nach DALLONI (1930) liegt zwischen den Konglomeraten und ihrem Hangenden eine Diskordanz; aber die ganze Schichtfolge ist in sich völlig konkordant, und diskordant ist nur ihr Auflager auf den älteren Gesteinen.

der unteren klastischen Serie ein mächtiger Gips, im Nordosten dagegen ist über den diskordant liegenden Konglomeraten und Sandsteinen nur eine geringmächtige gipsführende Schichtfolge ausgebildet. Nördlich von Artesa springt das Oligozän des Ebrobeckens weit nach Norden vor. Aber die Gipsserie tritt hier nirgends mehr auf, auch nicht in den Sätteln von Montargull und Monmargastre, wo die tiefsten dort vorhandenen Schichten des Oligozäns herauskommen; der Gips stellt sich erst weiter östlich wieder ein. Hier dagegen liegt in randlicher Entwicklung nur rein klastisches Oligozän vor, und nach Westen nehmen zum Rand der Sierren hin die Konglomerate stark überhand. Nach Norden zur S^a. de Comiols hin stellen sich immer höhere Bänke ein, und die tieferen keilen dafür aus.

Im Südteil der Sierrenzone finden sich — neben der Nagelfluh und seitlich durch sie vertreten — Sandsteine und Mergel mit Gips und zum Teil mit mergeligen Kalken, wobei die Konglomerate auf wenige Meter an der Basis beschränkt sein können. Diese Fazies tritt in kleinen Innenbecken auf, die morphologischen Senken im pyrenäischen Gebirge entsprechen. Der Unterschied gegenüber dem Oligozän der Vortiefe besteht vor allem in den viel geringeren Mächtigkeiten und in der Uneinheitlichkeit der Ausbildung. Die Profile erinnern stark an die am Nordrand des Ebrobeckens herrschenden Verhältnisse. Denn auch hier lassen sich eine liegende klastische Serie, eine gipsführende Folge und eine hangende klastische Serie unterscheiden; diese drei Stufen sind gleichaltrig mit der Nagelfluh, mit der sie sich verzahnen. Die Entwicklung des Oligozäns in den südlichen Sierren weist darauf hin, daß die kleinen Innenbecken (besonders zur Zeit der Ablagerung des Gipses) im Zusammenhang mit dem Ebrobecken gestanden haben.

Hinsichtlich der Altersstellung unseres festländischen Tertiärs sei auf die Sannois-Faunen verwiesen, die sich im Ebrobecken unmittelbar über dem Gips und in der klastischen Hangendserie finden.

Das Oligozän ist im Süden und in der Subzentralen Kreidezone örtlich noch disloziert worden. Für diese nacholigozäne Faltung ergibt sich sowohl im Westen (SELZER 1934) wie im Osten (ASHAUER 1934) aus der Lagerung des jüngeren Tertiärs ein savisches Alter. Das von ASHAUER weiter östlich festgestellte Miozän ist nicht mehr disloziert. Es liegt am Rande des Ebrobeckens noch konkordant auf dem Oligozän, schneidet aber schon wenig weiter im Norden ein Schichtsystem diskordant ab, welches aus dem Eozän ohne scharfe Grenze hervorgeht und von ASHAUER (1934) wegen

seiner Fazies und seiner Lagerung dem südlichen (Becken-) Oligozän gleichgestellt wird¹¹⁾. In die mittleren Südpirenäen reicht das Miozän wohl nicht hinein. Auch nach der Ansicht von ASHAUER geht es westlich des Segre zu Ende. Dort überlagert es ebenfalls im Norden diskordant den gefalteten Untergrund, im Süden konkordant das hier ebenfalls flach liegende Oligozän.

Während somit in den mittleren Südpirenäen die pyrenäische Faltung bis zum Rande des Ebrobeckens südwärts vorgriff, wurden weiter östlich nur innere Zonen vor dem Oligozän gefaltet; die südlichen Außenketten dagegen wurden erst in der savischen Phase angegliedert.

11) Zu dem gefalteten Oligozän dürften auch die Konglomerate mit bunten Letten gehören, welche bei Sellent (nördlich von Oliana) die Südflanke des Sattels von Boixols diskordant überlagern, aber selbst noch posthum eingemuldet sind (vgl. Abb. 19). Sie wurden seit VIDAL von allen Autoren in das Garumnium gestellt.

B. Der Bau der Südpirenäen zwischen Segre und Esera.

I. Die Noguerras-Zone sowie ihre Grenzen gegen die Axialzone und die Kreidezone.

Die mittleren Südpirenäen zerfallen zwischen Segre und Esera tektonisch in vier Zonen. Die nördlichste ist die Noguerras-Zone, die etwa dem Raum der „Noguerras-Decke“ DALLONIS entspricht. In ihr stoßen das axiale Variszikum und das südpirenäische Mesozoikum aneinander; sie ist das komplizierteste Element im Bau des bearbeiteten Abschnitts der Südpirenäen. Mit dieser Zone schaltet sich östlich der Esera zwischen dem oberkarbonisch-permisch-triadischen Mantel des axialen Variszikums und der Kreide der Südpirenäen ein Streifen ein, in dem höhere Trias, Permotrias und Palaeozoikum intensiv verfaltet und verschuppt sind. Dabei haben sich verwickelte und zum Teil recht eigenartige Lagerungsverhältnisse herausgebildet, die vielfach eine einsinnige Deutung gar nicht zuzulassen scheinen, solange man sie nur von einem enger begrenzten Ausschnitt aus ansieht. Am klarsten und einfachsten liegen die Verhältnisse im Osten. Es wird daher zweckmäßig sein, mit der Darstellung der Noguerras-Zone dort zu beginnen.

In Anbetracht des komplizierten Baues dieser Zone wird es nicht zu vermeiden sein, bei ihrer Behandlung teilweise sehr ins einzelne zu gehen.

a. Die autochthone Tektonik der zweiseitig vergenteten Falten und Schuppen im Raum zwischen Segre und Flamisell.

(Hierzu die Profile in Abb. 13 und 14.)

Ein besonders klares Bild vom Bau der östlichen Noguerras-Zone gibt das Profil der Pallaresa. Dort wird die Kalkmasse der Kreide-Südpirenäen, die nahe ihrem Nordrande eine steil nordüberkippte Mulde enthält, im Norden durch eine steil südfallende bis senkrechte Störung begrenzt, an der der Jura meist ausgefallen und die Trias teilweise völlig ausgequetscht worden ist (Abb. 14, Prof. 16 und Taf. 1, Prof. 9). Diese Störung ist — meist mit

Der Kreidenordrand
an der Pallaresa und
der Sattel von Pujol.

südlichem Einfallen — entlang dem Nordrande der Kreide weithin sowohl nach Westen wie nach Osten zu verfolgen (Abb. 13, Prof. 1—5; Abb. 14, Prof. 1 und Taf. 1, Prof. 10). Im Norden der Kreide folgt an der Pallaresa ein schwach nach Süden überkippter Sattel mit Palaeozoikum im Kern (Abb. 14, Prof. 16), den bereits JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) unter der Bezeichnung „accident de Pujol“ hervorgehoben haben, und den sie als autochthon in Gegensatz zu den flach überschobenen Schollen stellen, die sich wenig weiter nordwestlich und westlich in der Nogueras-Zone finden. Im Einschnitt der Pallaresa fällt die Permotrias auf dem Nordflügel des Sattels denn auch normal unter die höhere Trias (Abb. 14, Prof. 17). Dagegen wird westlich oberhalb des Tales das bisher nördliche Fallen zunächst steil und dann ganz flach überkippt, so

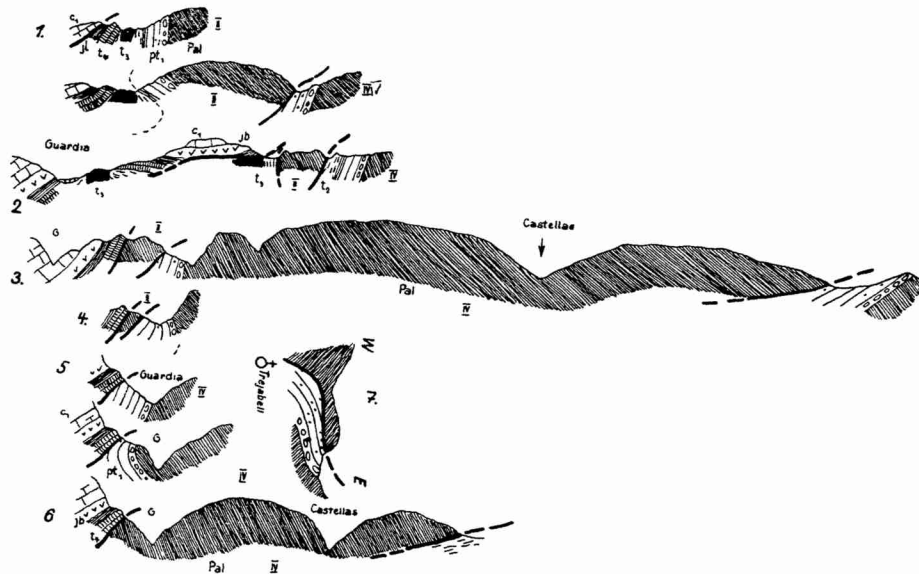


Abb. 13. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Pallaresa und Segre.

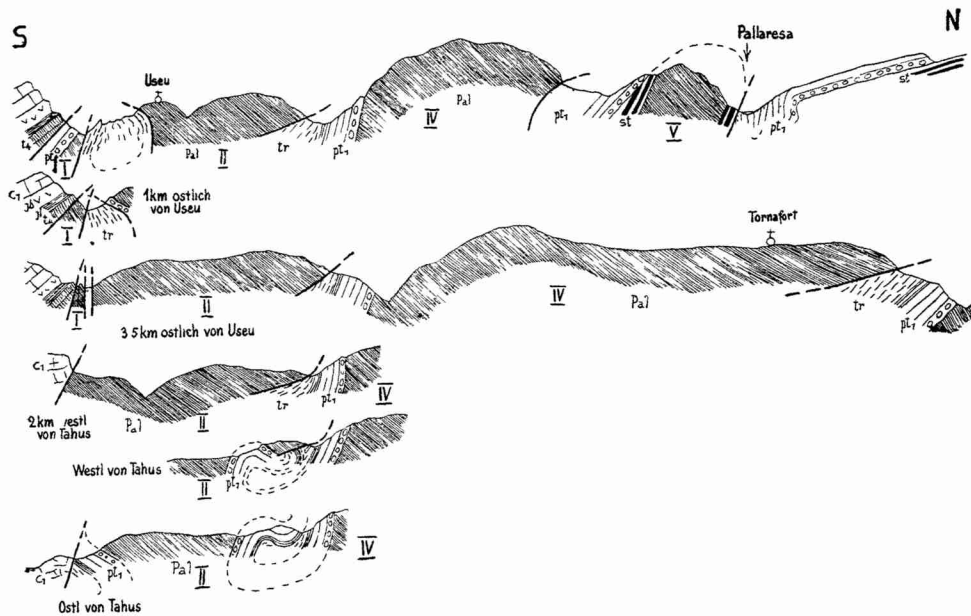
1 : 75 000.

Erläuterung der Signaturen auf dem Signaturenblatt vor Tafel 1.

Bezeichnung der tektonischen Einheiten in den Profilen (Abb. 13, 14a und 14b) durch die östliche Nogueras-Zone:

- | | |
|------|-------------------------------|
| I. | Sattel bzw. Schuppe von Pujol |
| II. | Useu (nur in Abb. 13) |
| III. | Bretuy (nur in Abb. 14) |
| IV. | der Coma de Tó |
| V. | von Arcalis |
| VI. | Mencuy (nur in Abb. 14). |

(1652)



Nachtrag zu Abb. 13. Maßstab wie in Abb. 13.

Durch ein Versehen bei der Drucklegung ist die obere Hälfte von Abb. 13 fortgeblieben. Sie wird hier nachgetragen. Die Profile liegen westlich der in Abb. 13 und östlich der in Abb. 14 b wiedergegebenen*) und gehören zu dem auf S. 60 behandelten westlichen Teil der Schuppe von Useu.

Ferner ist in Abb. 14 b auf S. 58 in Prof. 16 (links) die Randstörung der Kreide versehentlich als Überschiebung gezeichnet worden.

Außerdem sind auf S. 60 und 61 einige Profilvernummern zu berichtigen:

Zu S. 60, Absatz über die Schuppe von Useu: In Zeile 6 sind in erster Linie die oben nachgetragenen Profile zu nennen.

Zu S. 61, letzter Absatz, Zeile 13 von unten: statt (Prof. 4—5) lies (Prof. 4).

Zeile 9 von unten: statt (Prof. 3) lies (Prof. 4).

Zeile 8 von unten: statt (Prof. 3) lies (Prof. 5 unten).

Zeile 3 von unten: statt (Prof. 6) lies (Prof. 7).

*) Es folgen also von Ost nach West aufeinander: Abb. 13, die nachgetragene Abbildung, Abb. 14 b, Abb. 14 a.

daß die Permotrias als deckenartiger Lappen über der höheren Trias liegt (Abb. 14, Prof. 16). Dabei sind die Basalkonglomerate der Permotrias in Kontakt mit der höheren Trias gekommen.

Der Sattel von Pujol zeigt also im Süden an seiner Wurzel schwache Südvergenz und im Norden starke Nordvergenz. Die flache Nordüberfaltung dürfte durch die hohe Mobilität der gips- und salzführenden Trias erleichtert worden sein. Diese zeigt starke Durchbewegung und Spezialtektonik; das ist in der Nogueras-Zone überhaupt fast stets der Fall.

Im Westen der Pallaresa trennt sich von dem Hauptsattel an dessen Südseite ein kleiner aus den obersten Bänken der Permotrias bestehender Spezialsattel ab, der sich ein Stück nach Westen fortsetzt. Der Hauptsattel dagegen schneidet im Osten des B^{co}. de Coscastell an einer querverlaufenden Störung ab, wohl der hier nach Süden vorgreifenden großen Nordüberschiebung. Im Westen des Barranco ist der Sattel wieder da, wenn auch nur mit seinem Südflügel, während der Nordflügel im Zusammenhang mit der großen Nordüberschiebung ausfällt (Abb. 14, Prof. 10 u. 11). Bemerkenswert ist, daß hier der Sattel in ein mehr quer, nämlich nordnordwestlich gerichtetes Streichen übergeht, dem Verlauf des benachbarten Kreidenordrandes folgend. Überhaupt schmiegt sich

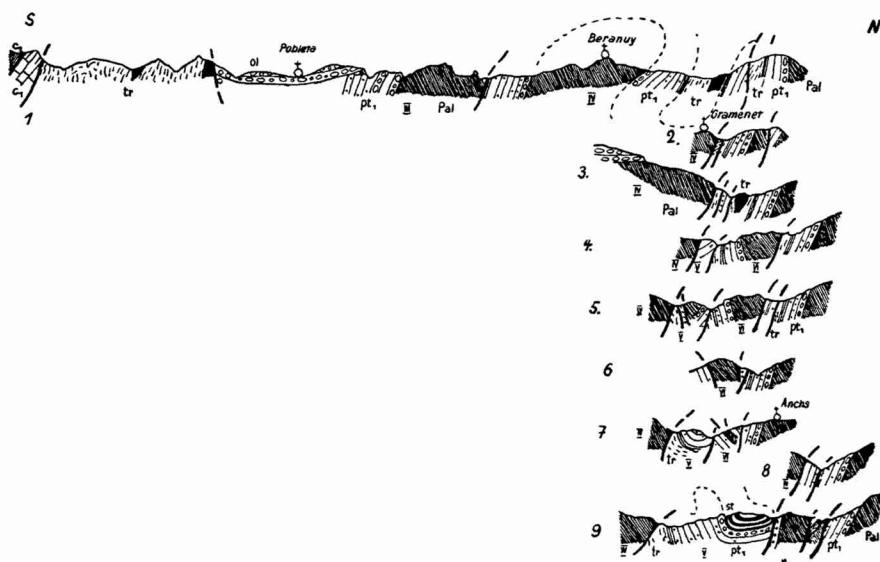


Abb. 14a. Profile durch die Nogueras-Zone von der Pallaresa bis zum Flamisell.

1 : 75 000.

Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1 und unter Abb. 13.

(1653)

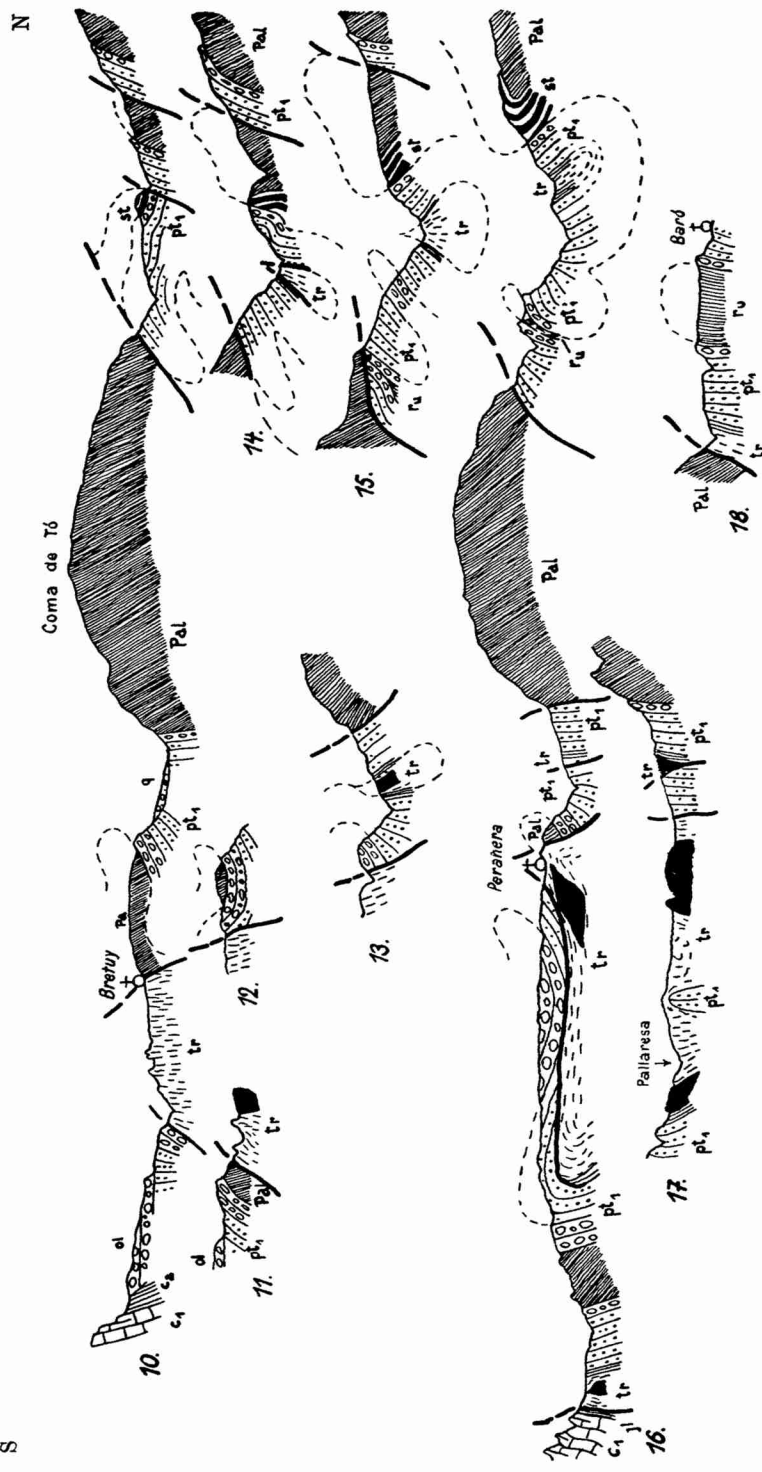


Abb. 14b. Profile durch die Nogueras-Zone von der Pallaresa bis zum Flamisell.
1 : 50 000.

Zeichenerklärung auf dem Signaturenblatt vor Tafel I und unter Abb. 13.

der Sattel von Pujol dem Kreiderand eng an, wie das Kartenbild zeigt.

Im Osten der Pallaresa fällt wiederum der Nordflügel des Sattels aus, und zugleich greift die Randstörung der Kreide von Süden her auf den Sattelkern vor, so daß er stark ausgedünnt wird und schließlich östlich von Useu am Kreiderand verschwindet.

Geht man vom Sattel von Pujol an der Pallaresa weiter nach Norden (Abb. 14, Prof. 17), so trifft man auf die palaeozoische Masse der Coma de Tó¹²⁾, die DALLONI (1913 und 1930) als Decke auffaßt („nappe des Nogueras“). Aber der Südrand der Coma de Tó zeigt eine normale Überlagerung des Palaeozoikums durch senkrechte bis überkippte Permotrias sowohl im Osten der Pallaresa (Abb. 14, Prof. 17) wie im Westen bei Selluy (Abb. 14, Prof. 10), und nur im Zwischenstück ist an der überkippten Grenze eine unbedeutende Störung aufgerissen (Abb. 14, Prof. 13 u. 16). Ebenso grenzt die Permotrias im Süden normal an die jüngere Trias an. Im Norden dagegen wird das Palaeozoikum der Coma de Tó durch eine fast an seinem ganzen Nordrand zu verfolgende nordwärts gerichtete Überschiebung begrenzt, die an der Pallaresa ziemlich steil ist (Abb. 14, Prof. 18), aber auf den Höhen zu beiden Seiten des Tales bedeutend flacher wird (Abb. 14, Prof. 15 u. 16).

Die Schuppe der Coma de Tó an der Pallaresa.

Das Palaeozoikum der Coma de Tó stellt also den Kern eines autochthonen Sattels dar, dessen Südfügel teilweise nach Süden überkippt ist, während der Kern nach Norden überschoben ist. Damit zeigt dieser Sattel eine zweiseitige Vergenz, wie sie sich schon in dem Sattel von Pujol schwach andeutete. Diese Erscheinung ist bei den meisten Falten und Schuppen der Nogueras-Zone noch bedeutend stärker ausgeprägt (s. u.) und ist der Schlüssel zu ihrem Bau.

Im Süden der Coma de Tó bildet die höhere Trias westlich der Pallaresa (bei Balastuy) eine schmale, im Osten z. T. auskeilende, von Norden her von der Coma de Tó überfaltete Mulde (Abb. 14, Prof. 13, 16, 17). An sie schließt im Süden die Permotrias des der Coma de Tó südlich noch vorgelagerten Sattels von Bretuy an, der am Ostufer der Pallaresa zu Ende geht. Dort ist nur noch sein Nordflügel da (Abb. 14, Prof. 17); aber weiter westlich (Abb. 14, Prof. 16) stellt sich auch das Palaeozoikum des Sattelkerns ein, und zwar infolge einer nach Süden zunehmenden Überkipfung der Schichtfolge über der Permotrias. Nach Süden

Die Mulde von Balastuy und der Sattel von Bretuy.

12) Ein Profil des Palaeozoikums der Coma de Tó an der Pallaresa gibt H. SCHMIDT (1931).

ist es durch eine steile Südüberschiebung abgeschnitten. Somit tritt hier wieder zweiseitige Vergenz auf, indem ein nach Norden übergelegter Sattel an seiner Südseite nach Süden überschoben ist. Das Palaeozoikum des Sattelkerns hat hier den unmittelbaren Zusammenhang mit seiner Wurzel verloren und könnte als schwimmend angesprochen werden, wenn eben nicht die von ihm überlagerte Permotrias des Nordschenkels in deutlich transgressivem Verband mit ihm stände. Diese Sachlage steigert sich weiter im Westen bei Bretuy (Abb. 14, Prof. 10 u. 12), indem dort unser wurzelloses Palaeozoikum in einer flachen Schüssel von überkippter Permotrias liegt. Dementsprechend hat DALLONI (1913 und 1930) das Palaeozoikum von Bretuy als „Klippe“ seiner „Nogueras-Decke“ aufgefaßt, wogegen, wie im Falle von Peramea (Abb. 14, Prof. 16), der normale Verband von Permotrias und Palaeozoikum geltend zu machen ist.

Die Schuppe von Useu (hierzu die Profile der Abb. 13).

Östlich der Pallaresa wird der Sattel der Coma de Tó rein nordvergent, indem an seinem Südflügel keine Überkipfung mehr auftritt. Aber südlich davon stellt sich bald wieder eine Schuppe mit zweiseitiger Vergenz ein, nämlich die Schuppe von Useu. Sie besteht aus Palaeozoikum, das im Norden meist ziemlich flach auf den Südflügel der Coma de Tó aufgeschoben ist (Profil 1—2). Nördlich von Tahús setzt diese Überschiebung vorübergehend aus, und damit stellt sich am Nordrand der Schuppe Permotrias ein, den Liegendschenkel und die Stirn eines ganz flach nach Norden überfalteten Sattels mit Palaeozoikum im Kern bildend. Der Südrand der Schuppe besteht im Westen bei Useu aus einer steilen Südüberschiebung. Östlich von Useu erscheinen an ihr unter dem Palaeozoikum die tiefsten Bänke der Permotrias, hier teilweise flacher über die ganz schmal gewordene Triasmulde hinwegbewegt, die im Süden an den ausgedünnten Rest des Sattels von Pujol grenzt und auch von ihm überfahren wird, bis er am Kreiderand verschwindet. Bald darauf gehen auch die höhere Trias der Mulde und die Permotrias des Südflügels der Schuppe von Useu zu Ende, so daß die Kreide auf das Palaeozoikum der Schuppe von Useu vorgreift. Westlich von Tahús setzt am Südrand der Schuppe wieder Permotrias ein, die bei Tahús und ebenfalls etwas weiter östlich (Prof. 1) flach nach Süden überkippt ist. Östlich von Tahús stellen sich höhere Trias und Lias ein, die Permotrias normal überlagernd, wobei die jüngeren Schichten an der steilen Aufrichtung bzw. Überkipfung nicht mehr teilnehmen (Prof. 1).

Hier im Osten ist der autochthone Charakter der Schuppe von Useu deutlich; aber an ihrem Westende, wo die steile südliche

(1656)

und die flachere nördliche Überschiebung zusammentreffen, könnte man sie für allochthon halten, und dementsprechend hat denn auch DALLONI (1913 und 1930) in ihr einen Teil seiner „Nogueras-Decke“ gesehen. Diese Auffassung wird schon durch das Auftreten von ungestörten Faltungskontakten am Süd- und Nordrand der Schuppe hinfällig, und dazu kommt die Überlagerung der Schuppe durch die Kreide. Es liegt hier der in der Nogueras-Zone so häufige Fall (s. u.) vor, daß eine Schuppe unter Divergenz von ihrer Wurzel abgedrückt worden ist und dadurch Deckenbau vortäuscht.

Im Osten wird die Schuppe von Useu durch eine steile Störung abgeschnitten, an der die südlich folgende höhere Trias nach Nordosten vorgreift. Über dieser Trias findet sich eine isolierte Scholle von Jura und Kreide, die an einer flachen Abscherung etwas nach Norden geglitten ist (Prof. 2). Bei La Guardia springt die Trias an einer zweiten nordöstlich streichenden Störung wieder bis an den Rand des Jura-Kreide-Massivs zurück und wird durch eine unter diesem Massiv herauskommende paläozoische Scholle abgelöst, die wie die Schuppe von Useu auf den Südfügel der Coma de Tó aufgeschoben ist (Prof. 3), aber wahrscheinlich nicht als deren unmittelbare Fortsetzung angesehen werden darf. Leider sind die Zusammenhänge nördlich von La Guardia durch Quartär verhüllt. Bemerkenswert ist, daß nahe dem Nordende der vorspringenden Trias ein schmaler Streifen von Jura grabenartig im Paläozoikum eingeklemmt ist. So ist wahrscheinlich auch die Trias von La Guardia mitsamt der sie überlagernden abgescherten Jura-Kreide-Scholle zwischen den paläozoischen Schuppen eingeklemmt.

Die paläozoische Schuppe, die östlich von La Guardia die Trias ablöst, verschwindet nach Osten hin bald unter dem Jura-Kreide-Massiv, das damit auf die Permotrias und anschließend auf das Paläozoikum der Coma de Tó übergreift (Abb. 13, Prof. 4—5). Dabei fällt die Abscherungsfläche an der Basis des Massivs ebenso wie weiter westlich nach Süden ein. Die Permotrias der Coma de Tó ist dort, wo sie am Kreiderand verschwindet (Abb. 13, Prof. 3), und ebenso etwas weiter östlich, wo sie — wohl an einer Querstörung — wieder erschienen ist (Abb. 13, Prof. 3), örtlich steil nach Süden überkippt. Hierin deutet sich noch einmal ganz schwach eine südliche Vergenz an. Die östliche Permotrias springt bei Trejabbell nach Norden vor als seichte Quermulde, die von Westen her von dem Paläozoikum flach überschoben wird (Abb. 13, Prof. 6). Hier tritt also reine Ostvergenz auf. Im Süden endet die Permotrias am Kreiderand, und von hier ab besteht die Coma de Tó ausschließlich aus Paläozoikum. Einige Kilometer

Die Schuppe der Coma de Tó zwischen Segre und Flamisell.

weiter östlich geht sie zu Ende, indem ihre nördliche Randüberschiebung in einem nach Osten konvexen Bogen an den Rand des Jura-Kreide-Massivs heranläuft. Unter dem Paläozoikum kommt höhere Trias heraus, die — wie üblich stark spezialgefaltet — jetzt den Raum zwischen der mesozoischen Kalkmasse und der axialen Permotrias einnimmt. Im einzelnen verweise ich auf die Beschreibung des Ostendes der Coma de Tó durch H. ASHAUER (1934, S. 88). Seine Kartierung schließt hier an einer östlich der Quermulde von Trejabel nach Guils verlaufenden Linie an und liegt in diesem Teil auch meiner Karte (Tafel 1) zugrunde.

An ihrem Ostende könnte man die Coma de Tó für eine Decke halten („Nogueras-Decke“ DALLONI's (1913 und 1930)). Aber dem widerspricht schon das wenig weiter westlich zu beobachtende Einschieben des Paläozoikums unter die Jura-Kreide-Masse, und an der Pallaresa (s. S. 59) wie am Flamisell (s. S. 63) ist der autochthone Charakter der Schuppe ja völlig deutlich. Dementsprechend haben auch JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) der Auffassung DALLONI's widersprochen, allerdings nur hier im Osten, während auch sie wenig weiter westlich in der Nogueras-Zone noch Deckenbau annehmen.

ASHAUER meint, daß das Paläozoikum der Coma de Tó am Nordrand der Kreide als an einer dazu vorbestimmten Schwächestelle herausgepreßt worden sei. Hier am Ostende der Schuppe könnte man freilich zu dieser Auffassung kommen; aber weiter westlich ist ersichtlich, daß es sich um eine von mehreren, inmitten der Nogueras-Zone wurzelnden Schuppen handelt, und daß der Kreiderand für ihre Entstehung nicht entscheidend war. Die Rolle des Kreiderandes besteht östlich der Pallaresa in der Hauptsache darin, daß er nacheinander drei Schuppen abschneidet. Im Zusammenhang damit biegt das Streichen am Südrand der östlichen Coma de Tó in südöstliche Richtung um, und bei Trejabel tritt in ihrem Innern sogar eine rein ostvergente Überschiebung auf. Dementsprechend dürfte auch die nördliche Randüberschiebung der Schuppe hier nicht wie weiter westlich rein nach Norden vergieren, sondern es dürfte eine gewisse Ostbewegung hinzukommen.

Die flache Überschiebung am Nordrand der Coma de Tó ist bis weit nach Westen zu verfolgen (Abb. 13 und 14). An der Pallaresa springt sie nach Süden zurück und bei Malmercat ist sie gestaffelt bzw. verzweigt. Dadurch wird von der Coma de Tó eine Spezialschuppe (Schuppe von Arcalis¹³⁾, s. S. 63) abgetrennt,

13) Arcalis liegt auf der Ostseite der Pallaresa im Kern dieser Schuppe. (1658)

die im Osten und Süden von der eigentlichen Coma de Tó überschoben wird. Die Störung, die westlich der Pallaresa noch flach ist (Abb. 14, Prof. 15, 14 u. 10), wird weiter nach Westen bald steil (Abb. 14, Prof. 9, 7 u. 5—2), und schließlich wird sie nahe dem Flamisell durch normalen Verband abgelöst. Dabei herrscht nördliche Überkipfung, und im Profil des Flamisell (Abb. 14, Prof. 1) zeigt der Sattel wie im Osten der Pallaresa reine Nordvergenz, indem sein Südflügel nicht mehr überkippt ist. Südlich der Coma de Tó erscheint am Flamisell unter dem Oligozän eine weitere nordvergente Schuppe, die wohl dem Sattel von Bretuy entspricht.

Am Westufer des Flamisell taucht der Sattel der Coma de Tó unvermittelt nach Westen ab, und zwar nicht nur steil, sondern sogar überkippt, und so tritt uns an der Westseite des Flamisell gegenüber Beranuy das eigenartige Bild eines Sattels entgegen, der unter Wahrung des normalen Verbandes nach drei Seiten hin sein Hangendes überfaltet hat. Das plötzliche Abtauchen der Coma de Tó hängt mit einer Quermuldung zusammen. Derselben Richtung folgt ein kurzer Zug von horstartig in die Obertrias eingespießtem Paläozoikum, der bei Antist von der südlichen Schuppe abzweigt. In die axiale Serie gehen diese querverrichteten Elemente nicht hinein.

Die Schuppe von Arcalis, die sich östlich der Pallaresa von der Coma de Tó abtrennt (s. S. 62), ist zunächst ziemlich steil auf eine enge Mulde, die Mulde von Escós¹⁴), aufgeschoben; aber nahe Arcalis geht diese Störung zu Ende, so daß die Schuppe sich in einen Sattel verwandelt, und zugleich damit taucht das Paläozoikum des Sattelkerns steil nach Westen ab. Der Sattel ist zunächst steil und nur schwach nordüberkippt (Abb. 14, Prof. 18), aber nach Westen hin wird seine Nordüberkipfung bedeutend stärker (Abb. 14, Prof. 16 usw.), und dann verschwinden der Südschenkel (Hangendschenkel) und der aus den Unterrotliegend-Pflanzenschiefern von Baró und den Basalkonglomeraten der Permotrias bestehende Kern unter der nördlichen Randüberschiebung der Coma de Tó, sodaß nur noch der Nordschenkel (Liegendschenkel) sichtbar bleibt (Abb. 14, Prof. 15 u. 14, auch 10). Die Permotrias des Liegendschenkels besitzt allerdings eine ungewöhnlich große Mächtigkeit, und die Vermutung, daß hier Faltungswiederholungen vorliegen, wird dadurch gestützt, daß südlich von Escós inmitten der Permotrias Konglomerate vom Aussehen der Basalkonglomerate auftauchen, die wohl einem Sattelkern entsprechen (Abb. 14, Prof. 15).

Die Schuppe von Arcalis und die Mulde von Escós.

14) Escós liegt westlich der Pallaresa im Kern der Mulde.

Im Norden grenzt der aus der Schuppe von Arcalis hervorgehende Sattel ebenso wie jene an die Mulde von Escós, deren Kern von Baró ab aus höherer Trias besteht. Zunächst ist diese Triasmulde zwischen Baró und Escós im Gegensatz zu dem südlich folgenden Sattel südüberkippt (Abb. 14, Prof. 16), dann wird sie weiter westlich von beiden Seiten von der Permotrias überfaltet (Prof. 15), bis sie endlich noch weiter westlich rein südwärts fällt (Prof. 14). Zugleich damit stellt sich am Südflügel eine Störung ein, an der südöstlich von Mencuy die höhere Trias auskeilt. Diese Störung bildet als steile Überschiebung weiterhin die Nordgrenze der Schuppe von Arcalis bis zu deren Westende (Abb. 14, Prof. 10, 9, 7, 5 u. 4). Der innere Bau der Schuppe von Arcalis hat sich nach Westen im Prinzip nicht wesentlich geändert, aber die zunehmende Überkipfung des nördlichen Sattelflügels (Liegendschenkels) führt schließlich dazu, daß nicht nur wie in Prof. 15 der Südflügel (Hangendschenkel) und der Kern, sondern auch die Wurzel des Liegendschenkels unter der Überschiebung der Coma de Tó verschwinden (Abb. 14, Prof. 10, 9 u. 7). So bildet die Permotrias des noch vorhandenen Restes des Liegendschenkels gewissermaßen eine Schüssel, in der auf der Höhe südwestlich von Mencuy sogar noch Stephan liegt, und zwar in ungestörtem Transgressionsverband mit der Permotrias. Entsprechend dem Schüsselbau der überkippten Schichtfolge erscheint im Süden unter der Permotrias mit normalem Verband auch noch höhere Trias.

Auch hier treten also wieder Lagerungsverhältnisse auf, die, für sich betrachtet, die Annahme einer nicht autochthonen wurzellosen Scholle rechtfertigen würden¹⁵⁾; aber das Wurzeln läßt sich eben durch Weiterverfolgen der Verhältnisse nach Osten hin beweisen. Die Sachlage ist jener im Süden der Coma de Tó bei Bretuy recht ähnlich; entsteht doch auch dort der Eindruck des Schwimmens dadurch, daß der Liegendschenkel eines flach nordüberkippten Sattels im Süden durch eine Störung von seiner Wurzel abgetrennt wird. Ein Unterschied liegt nur in der Art dieser Störung; bei Bretuy handelt es sich nämlich im Gegensatz zur nördlichen Richtung der Überfaltung um eine steile Südüberschiebung des Sattels auf die ihm südlich vorgelagerte Muldenzone, bei der Schuppe von Arcalis dagegen um die Aufschiebung der

15) Entsprechend geben auch JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) hier eine allochthone Permotrias-Klippe an.

nächstsüdlichen Schuppe in derselben nördlichen Richtung, die auch die Überfaltung zeigt.

Verfolgt man die Schuppe von Arcalis nach Westen weiter, so trifft man auf ein zweites, kleineres Vorkommen von Paläozoikum inmitten der Permotrias, dessen Stellung der des Stephans von südwestlich Mencuy entsprechen dürfte (Abb. 14, Prof. 5). Eine Störung an der Südseite dieser kleinen paläozoischen Scholle kompliziert das Bild. Wenig weiter westlich geht dann die Schuppe von Arcalis zu Ende.

Nördlich der Schuppe von Arcalis findet sich noch eine weitere, Die Schuppe von Mencuy. bedeutend einfacher gebaute Schuppe, nämlich diejenige von Mencuy, die nordwestlich von Barb unter Auftreten einer Störung von der axialen Randserie abzweigt. Sie besteht hier aus einer im Süden gegen die Mulde von Escós hin überkippten Schichtfolge, die an ihrer Nordseite der axialen Permotrias steil aufgeschoben ist (Abb. 14, Prof. 16 und 15). Hier herrscht also wieder zweiseitige Vergenz. Die gegen die Mulde von Escós gerichtete Südüberfaltung endet allerdings bald, und wenig westlich von Escós fällt die ganze Serie normal nach Süden (s. S. 64 und Abb. 14, Prof. 14 und 10). Westlich von Mencuy stellt sich eine neue, steil nordgerichtete Teilschuppe von Paläozoikum innerhalb der Schuppen von Mencuy ein (Abb. 14, Prof. 9) und wird zu ihrem Hauptbestandteil (Abb. 14, Prof. 8—14), während der nördliche, auf die axiale Serie aufgeschobene Teil der Schuppe von Mencuy nach Westen zu sich verdünnt und schließlich westlich von Anchs¹⁶⁾ als kleiner Spezialsattel abtaucht (Abb. 14, Prof. 8—4). Die Schichten der Hauptschuppe zeigen im Westen wieder Südüberkipfung (Abb. 14, Prof. 7—4), die jener entspricht, welche im Ostteil der Schuppe von Mencuy gegen die Mulde von Escós gerichtet ist. Die Schuppe von Mencuy zeigt also dort im Westen wieder zweiseitige Vergenz. Noch weiter westlich verdünnt sie sich zu einem schmalen Zug von Permotrias und höherer Trias (Abb. 14, Prof. 3 u. 2), der östlich des Flamisell zu Ende geht.

Die im Norden die Nogueras-Zone begrenzende axiale Randserie, bestehend aus dem Variscikum der Axialzone, aus teilweise Der Südrand der Axialzone und die Quermulde von Sort. nachvariscischem Oberkarbon, aus Permotrias und vielfach auch noch höherer Trias, fällt östlich der Pallaresa ziemlich flach nach Süden (Abb. 13). An der Pallaresa springt sie in Form einer tiefen Quermulde weit nach Norden zurück. Im Süden ist die

16) Anchs liegt im Kern des von der Axialzone nach Süden vorspringenden kleinen Quersattels.

Querfaltung schon innerhalb der Nogueras-Zone erkennbar, indem in den Schuppen nördlich der Coma de Tó das Streichen umbiegt. Westlich von Malmercat setzt dann an einem zunächst nordwestlich streichenden Bruch ein breiter Streifen von höherer Trias ein, der die normale axiale Schichtfolge durchschneidet und sich, grabenartig zwischen Paläozoikum versenkt, bis nördlich von Sort fortzieht. Noch weiter nördlich findet sich bei Rialp im Pallaresa-Tal inmitten des Paläozoikums ein Vorkommen von Permotrias, in dem JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) ein Fenster gesehen haben; aber bereits H. SCHMIDT (1931) hat darauf hingewiesen, daß man diese Trias ebensogut als eine teilweise überkippte Mulde auffassen könne. Daß dieses zutrifft, geht aus dem normalen Verband zwischen Permotrias und Paläozoikum hervor. Zudem ist die auf dem Westflügel der Mulde zu beobachtende Überkipfung nicht sehr stark. Wir sehen hier also noch einmal ein besonders tief eingefaltetes Stück der Quermulde von Sort vor uns.

Westlich der Pallaresa (Abb. 14) deutet sich in der sonst bei jetzt steilem Südfallen gleichmäßig durchstreichenden axialen Randserie noch einmal Querfaltung an, indem sich bei Anchs ein kleiner Quersattel südwärts gegen die Schuppe von Mencuy vorschiebt.

Zusammenfassung.

In dem Raum zwischen Segre und Flamisell schaltet sich als „Zone der Nogueras“ zwischen die Axialzone und die Kreide der Südpirenen eine Reihe von Falten und Schuppen, die meist als bezeichnendes Merkmal eine zweiseitige Vergenz zeigen, d. h. Faltung bzw. Überschiebung nach beiden Seiten. So sind hier öfter Mulden zwischen den Sätteln von beiden Seiten her überwältigt worden (Mulde von Balastuy, Mulde von Escós). Die Nordfaltung steht dabei nicht etwa untergeordnet neben einer vorherrschenden Südfaltung, sondern sie überwiegt schon in den Fällen der zweiseitigen Vergenz, und vielfach herrscht sie sogar allein, so im Westen am Flamisell und besonders im Osten nahe dem Segre.

Zweierlei charakterisiert mithin den Bau dieses Teiles der Nogueras-Zone, nämlich erstens der autochthone Charakter der Tektonik, bei dem nur stellenweise durch besondere Komplikationen ein wurzelloses Schwimmen vorgetäuscht wird, und zweitens die zweiseitige Vergenz mit starkem Vorherrschen der Nordbewegung.

b. Der Übergang von der autochthonen Tektonik mit zweiseitiger Vergenz in den scheinbar allochthonen Bautyp der „Deckschuppen“ im Gebiet zwischen Flamisell und Mañanet.

(Hierzu die Profile in Abb. 15.)

Westlich des Sattels der Coma de Tó stellt sich, etwas nördlich gestaffelt zu ihm, inmitten von höherer Trias eine neue Schuppe, diejenige der S^a. de S^{ta}. Coloma ein, die wieder den bezeichnenden Bau mit zweiseitiger Vergenz zeigt. Sie besteht an ihrem Ostende aus einer steil stehenden, zum Teil gegen Süden schwach überkippten Schichtfolge von Keuper, Muschelkalk, Permtrias und Paläozoikum und ist hier nach Norden an steiler Störung der axialen Trias aufgeschoben (Prof. 7). Nach Westen zu reißt an ihrer Südseite zwischen Permtrias und höherer Trias eine Störung auf, und zugleich wird die Südüberfaltung ausgeprägter, wie Prof. 6 zeigt. Aber nahe der nördlichen Überschiebung wird in diesem

Die Sierra de Sta. Coloma.

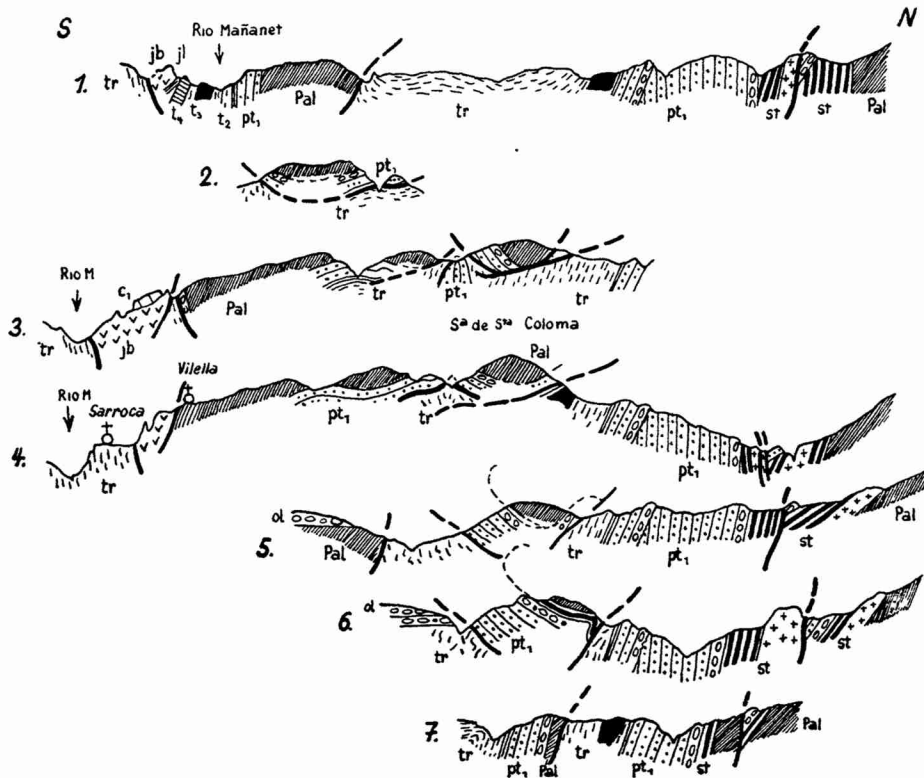


Abb. 15. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Flamisell und Mañanet.

1 : 50 000. Erläuterungen siehe auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Profil das Fallen der überkippten Serie wieder senkrecht, d. h. der übergelegte Sattel biegt zu seiner Wurzel hin um. Noch weiter westlich wird nun einerseits die nordwärts gerichtete Randüberschiebung unserer Schuppe noch bedeutend flacher, und andererseits nimmt die Flachheit der Südüberkippfung und -überschiebung des Sattelkerns noch stark zu, so daß die im Süden unter das Paläozoikum eintauchende Permotrias am Nordrand der S^a. de S^{ta}. Coloma verschiedentlich wieder hervorkommt (Prof. 5—3). Schließlich schwimmt am Westende der S^a. de S^{ta}. Coloma (Prof. 3) die überkippte Serie von Permotrias und Paläozoikum wurzellos auf der höheren Trias. Allein auf Grundlage des Profils 3 würde man gewiß mit JACOB, FALLLOT, ASTRE & CIRY (1926) zu der Annahme einer von fernher überschobenen Deckscholle kommen; doch ließ sich ja soeben zeigen, daß diese Deckscholle sich von Osten her aus einer autochthonen Schuppe mit zweiseitiger Vergenz entwickelt. So läßt sich hier der Anteil der Nord- und der Südbewegung am Zustandekommen des Schwimmens noch leicht trennen.

Das in der westlichen S^a. de S^{ta}. Coloma erkennbare tektonische Bild wiederholt sich weiter westlich in der Noguerras-Zone auf weite Erstreckung, allerdings ohne daß sich das Wurzeln nochmals so völlig klar erweisen ließe. Somit liegt in der S^a. de S^{ta}. Coloma geradezu der Schlüssel für die Tektonik der Noguerras-Zone.

Die Schuppe von
Vilella.

Im Südwesten der S^a. de S^{ta}. Coloma kommt unter dem Oligozän eine weitere paläozoisch-permotriadische Masse heraus, die Schuppe von Vilella. Sie besteht im wesentlichen ähnlich der westlichen S^a. de S^{ta}. Coloma aus einer der höheren Trias aufgeschobenen überkippten Schichtfolge (Prof. 4—1), wobei zum Teil die Störung zwischen Permotrias und höherer Trias nur geringes Ausmaß besitzt, indem die Grenzschichten der Permotrias am Kontakt erhalten sind, zum Teil aber Paläozoikum auch unmittelbar an die höhere Trias grenzt. Die Schuppe von Vilella entspricht wahrscheinlich dem Sattel von Bretuy (s. o. S. 59). Ob sie ihre Stellung im tektonischen Hangenden der höheren Trias durch Überfaltung und Überschiebung rein nach Norden erhalten hat und dementsprechend im Süden wurzelt, oder ob sie vergleichbar vielen anderen Fällen das Ergebnis divergenter Faltung ist und also in ihrem eigenen Untergrunde wurzelt, geht aus den Lagerungsverhältnissen nicht einwandfrei hervor. Im Süden grenzt die Schuppe von Vilella mit steiler Störung an die höhere Trias und den Dogger des Nordrandes der Kreidezone (Prof. 4 u. 3).

(1664)

Im Westen wird die Schuppe von der höheren Trias begrenzt und unterteuft.

Wenig westlich der Schuppe von Vilella erscheint, von einer Querstörung begrenzt, erneut Paläozoikum in einer einfach gebauten nordgerichteten Schuppe (Prof. 1). Im Süden wird es durch eine ungestörte Folge jüngerer Schichten bis zum Dogger abgelagert, im Norden ist es östlich des Mañanet steil auf die höhere Trias aufgeschoben. Die Überschiebung biegt westlich des Mañanet nach Norden um; hier fließt der Mañanet in der höheren Trias, während die Höhen westlich von ihm aus Paläozoikum bestehen. Am Zustandekommen dieses Bildes ist aber neben der Überschiebung auch eine Querfaltung wesentlich beteiligt, die auch am Streichen der höheren Trias zu erkennen ist. Von ihr zeugt auch das starke nordwärtige Vorspringen des Kreiderandes westlich des Mañanet; das bringt mit sich, daß das Paläozoikum von Iglesias nach Westen hin am Kreidenordrand verschwindet. Wie dabei die tektonischen Beziehungen im einzelnen geartet sind, verbirgt das Oligozän.

Die axiale Randserie zeigt zwischen Mañanet und Flamisell (Abb. 15) dasselbe Profil wie am Flamisell selbst; ein dort einsetzender Bruch mit gesunkenem Nordflügel, die Störung von Aguiró, setzt sich noch weit nach Westen fort.

c. Die zweiseitig vergenteten autochthonen „Deckschuppen“ zwischen Mañanet und Ribagorzana.

(Hierzu die Profile in Abb. 16.)

Indem bei Sentis der Kreidenordrand ganz nahe an die axiale Permotrias herankommt, fehlt hier die Zone der Nogueras fast ganz; sie verbreitert sich aber nach Westen zu wieder, und schon gleich westlich Sentis stellt sich inmitten von höherer Trias wieder eine paläozoisch-permotriadische Masse ein, die sich bis zum Rio Tor nördlich von Pont de Suert erstreckt (Masse von Gotarta). Im Süden reicht sie meist bis an die Kreide. Die Grenze wird am Ostende der Masse durch eine steil südfallende Störung gebildet, die sich am B^{co}. de Sas¹⁷⁾ senkrecht stellt (Prof. 15, 13 u. 10). Weiter westlich fällt sie wieder nach Süden (Prof. 8) und im B^{co}. de Peranera ganz flach etwa parallel mit der Basis des Jura-Kreide-Massivs (Prof. 7), und im Westen des B^{co}. de Peranera greift an ihr die Unterkreide über die Permotrias hinweg bis auf das Paläozoikum vor (Prof. 6). Erst weiter westlich kommt die

17) Zur Orientierung auf Tafel 1: der B^{co}. de Sas liegt dort, wo am Kreidenordrand Jura und Carñiolas erscheinen.

Permotrias wieder zum Vorschein (Prof. 4), und mit dem weiteren Zurückweichen des Kreiderandes nach Süden stellt sich auch die höhere Trias wieder ein (Prof. 3). Alles in allem ist hier also das Jura-Kreide-Massiv an einer flachen Abscherungsfläche ein Stück nordwärts gegliedert (vgl. die Verhältnisse bei Alins, S. 77). Zur Ribagorzana hin weicht der Kreidenordrand noch mehr zurück, und damit springt die höhere Trias von Pont de Suert im Tal der Ribagorzana weit nach Süden vor, dieses im Zusammenhang mit einer schwachen Queraufsattelung, die sich aus dem Fallen der Kreide zu beiden Seiten des Tales ergibt und auf der Westseite der Ribagorzana den Kreiderand nach Norden verschiebt. Sie geht einige Kilometer südlich von Pont de Suert zu Ende. Westlich von ihr fehlt die weiter östlich vorhandene Abscherung am Nordrand des Jura-Kreide-Massivs, vielmehr liegen dort Trias und Jura normal aufeinander (Abb. 17, Prof. 15).

Der Nordrand der Jura-Kreide-Masse ist also nicht einheitlich gebaut; denn teilweise ist sie an einer Abscherungsfläche nach Norden geschuppt worden, teilweise endet sie auch mit einer senkrechten Störung wie im B^{co}. de Sas oder mit normalem Auflager wie westlich der Ribagorzana.

Der Ostteil der Masse von Gotarta mit den Schollen von Castellans und Sentis (zwischen Sentis und Bco. de Peranera).

Der Ostteil der dem Kreiderande vorgelagerten Masse von Gotarta besteht in dem klaren Profile des B^{co}. de Peranera (Abb. 16, Prof. 7) aus Stirn und Liegendschenkel eines flach nach Süden überkippten Sattels, der im Norden von einer ziemlich steilen Nordüberschiebung abgeschnitten wird; hier liegt also wieder ein Fall von zweiseitiger Vergenz vor. Im Süden ist an der Stirn der normale Verband erhalten geblieben.

Am Nordrand des Paläozoikums stellt sich auf der Ostseite des B^{co}. de Peranera (Prof. 8) Permotrias ein, die durch Paläozoikum von Süden her ziemlich flach überfahren wird und ihrerseits wieder flach auf höhere Trias überfaltet und überschoben ist.

Das Altpaläozoikum der Masse von Gotarta setzt sich vom B^{co}. de Peranera nach Osten bis über den B^{co}. de Sas (s. S. 69) hinaus fort (Prof. 8—10, 12 u. 13). Dort wird es von Stephan umschlossen, und weiter östlich vereinen sich auch die südliche und die nördliche Permotrias, ringsum steil unter das Stephan einfallend. Alles das legt die Annahme nahe, daß hier ebenso wie im B^{co}. de Peranera (Prof. 7) das Paläozoikum überkippt in einer Schüssel jüngerer Gesteine liegt; die Schichtfolge wäre dann hier nach ihrer Überkipfung noch sehr stark eingemuldet worden. Es ist doch auch recht unwahrscheinlich, daß der 2 km weiter westlich (Prof. 7) noch flach nach Süden übergelegte Sattel sich bis zum

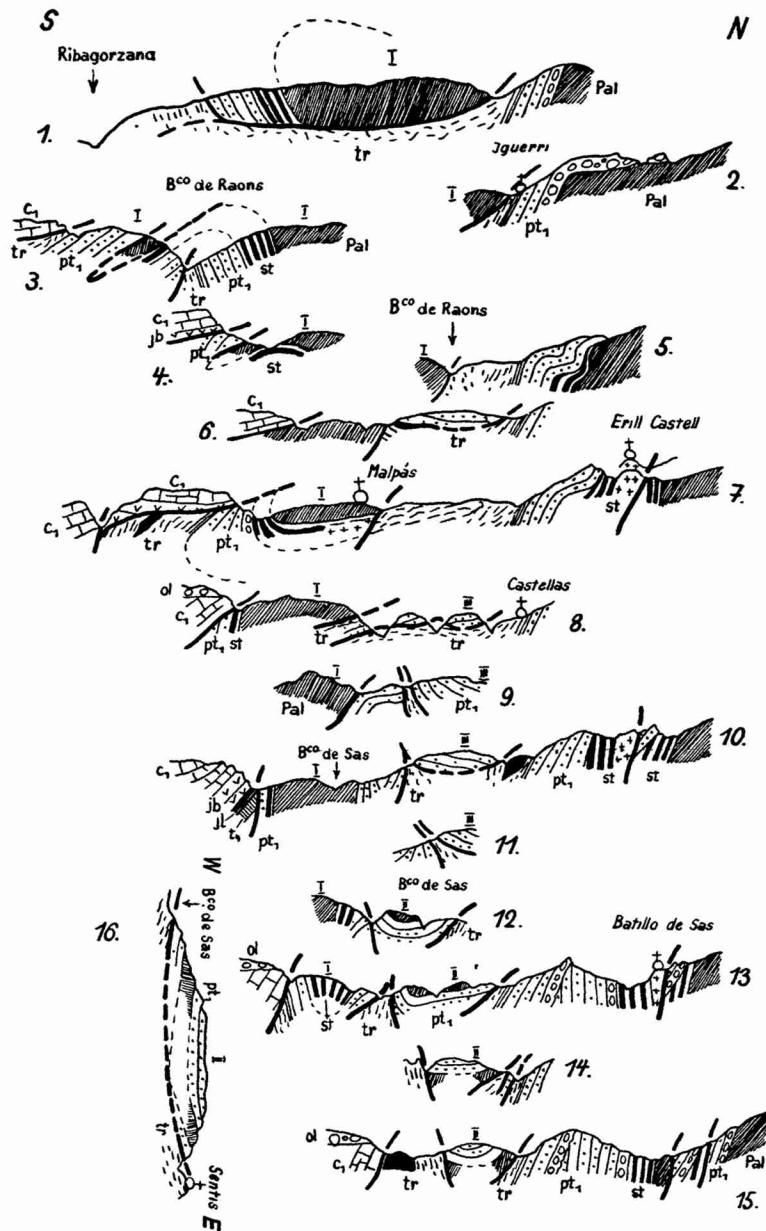


Abb. 16. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Mañanet und Ribagorzana.

1: 50000. Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

B^{co}. de Sas (Prof. 10) in einen an Ort und Stelle wurzelnden steilen, am Nordflügel etwas überkippten Sattel verwandeln sollte, der nach Osten hin unter allseitiger steiler Überkippfung abtauchte (Prof. 13). Etwas östlich des Stephans geht auch die Permotrias zu Ende.

Nördlich vom Ostende der eigentlichen Masse von Gotarta, von ihr getrennt durch einen schmalen Streifen von höherer Trias, liegt im Osten des B^{co}. de Sas die Scholle von Sentis¹⁸⁾ (Prof. 12 bis 16). Sie grenzt im Osten, Norden und Nordwesten mit Überschiebungen an höhere Trias und besteht wieder aus einer flach übergelegten Falte mit Paläozoikum im Kern. Und zwar ist hier nicht nur der inverse Liegendschenkel, sondern außerdem eine hangende Permotrias erhalten geblieben, während eine Sattelstirn allerdings nicht da ist. Im Süden wird die Scholle von einem senkrechten Bruch abgeschnitten. Auf der Westseite des B^{co}. de Sas setzt sich nur die Permotrias des Liegendschenkels fort, sich vereinigend mit jener, die dem Paläozoikum der Masse von Gotarta nördlich vorgelagert ist.

Im Norden dieser Permotrias findet sich zwischen B^{co}. de Sas und B^{co}. de Peranera noch eine flache, anscheinend wurzellose Scholle von Permotrias (Scholle von Castellás¹⁹⁾), getrennt von ihr durch einen schmalen Streifen von höherer Trias (Prof. 8—11).

Die Beziehung der Schollen von Sentis und von Castellás zu der eigentlichen Masse von Gotarta ist nicht völlig eindeutig. Wenn letztere wirklich wie im B^{co}. de Peranera (Prof. 7), so auch im Osten (Prof. 10 u. 13) aus Kern und Liegendschenkel eines südüberkippten Sattels besteht (s. o.), dann können die beiden ihr vorgelagerten Schollen sehr wohl mit ihr zusammen eine einheitliche Schubmasse bilden, bestehend aus einer inversen Schichtfolge, die — erst südfaltet — durch Nordschub von ihrer Wurzel losgerissen wurde. Die schmalen Streifen von höherer Trias im Süden der beiden Schollen wären dann Aufbrüche des tektonisch Liegenden. Umgekehrt könnte man sie auch als eingeklemmte Mulden auffassen. Dann müßte es sich bei den Schollen von Sentis und von Castellás um selbständige, wahrscheinlich zweiseitig vergente Schuppen handeln, die im Zusammenhang mit der eigentlichen Masse von Gotarta herausgepreßt worden wären.

Der Abschnitt von Sentis bis zum B^{co}. de Peranera zeigt,

18) Sentis liegt am Ostende dieser Scholle.

19) Castellás liegt an der Nordwestseite dieser Scholle oberhalb des B^{co}. de Peranera.

von allen Einzelkomplikationen abgesehen, als wesentlichen tektonischen Zug, daß durch flache Überfaltung — die bei der eigentlichen Masse von Gotarta nachweisbar nach Süden gerichtet ist — inversgewordene Schichtfolgen durch teils flachere, teils steilere Nordschuppung von ihrer Wurzel losgerissen werden. Das sind Verhältnisse analog denen, die schon weiter östlich aufgezeigt wurden.

Westlich des B^{co}. de Peranera zeigt die Masse von Gotarta denselben Bau wie im Osten. Unmittelbar im Westen des Tales ist ihr eine Scholle von Permotrias nördlich vorgelagert (Prof. 6), die flach auf die höhere Trias überfaltet und überschoben ist und von dem Paläozoikum durch eine steile Störung getrennt wird. Sie besitzt genau dieselbe Stellung wie die Scholle von Castellas auf der Ostseite des B^{co}. de Peranera. Weiter westlich kommt die nördliche Randüberschiebung des Paläozoikums immer näher an die axiale Permotrias heran (Prof. 5 u. 2). Dadurch werden die Verhältnisse bedeutend einfacher. Ein Profil am Nordwestende der Scholle von Gotarta zeigt eine ziemlich steil nach Südwesten überkippte Schichtfolge, die auf höherer Trias schwimmt (Prof. 1). Dabei ist die südwestliche Grenze der Permotrias gegen die höhere Trias eine parallel dem Schichtfallen ziemlich steil eintauchende Überschiebung von nur unerheblichem Ausmaß; denn vielfach ist der Kontakt bis auf unbedeutende Abscherungen so gut wie normal, so daß man ebensogut von Überfaltung sprechen könnte. Demgegenüber ist die Störung, die am Nordwestende der Scholle über dem Tal des Tor ausstreicht, recht flach und von größerem Ausmaß, indem von ihr die verschiedenen Schichten der überkippten Serie abgeschnitten werden, und erst nahe der axialen Permotrias hebt sie sich nach Norden heraus. Diese Überschiebung bildet die Basis der Scholle von Gotarta. Sie fällt nicht mit dem steilen, verhältnismäßig normalen Überfaltungskontakt der Südwestseite zusammen, sondern kappt ihn genau so wie sie die verschiedenen Schichtgrenzen der Scholle abschneidet. Von der Südüberfaltung ist also eine anschließend erfolgte Überschiebung zu trennen, welche nach Norden gerichtet ist, wie durch die in der Noguerras-Zone weiter östlich erkannten Verhältnisse sichergestellt wird (vgl. auch S. 74—75).

Der Westteil der
Masse von Gotarta.

Verfolgt man die überkippte Schichtfolge am Südwestrande der Masse von Gotarta im Streichen weiter nach Südosten, so sieht man, wie sie im unteren B^{co}. de Raons (östlich von Pont de Suert) eine Aufsattelung bildet, deren Kern aus höherer Trias besteht (Prof. 3 u. 4). Dieser „Sattel“ — eigentlich eine Mulde in Sattelstellung — streicht ost-westlich und besitzt ein starkes

östliches Axialgefälle, das ein Umbiegen des Streichens von Nordwest-Südost in Nordost-Südwest bedingt. Auf dem flacheren Südflügel des Sattels ist außer der überkippten Permotrias im Liegenden des Paläozoikums auch eine flach südfallende hangende Permotrias vorhanden. Sie setzt jene fort, die im B^{co}. de Peranera (Prof. 7) die Stirn des nach Süden übergelegten Sattels bildet. Entsprechend sehen wir auch hier (Prof. 3) die Stirn der Falte vor uns, und zwar taucht sie nach Süden hin ein. Die hangende Permotrias grenzt nur im Westen mit einer Überschiebung an die höhere Trias, im Süden dagegen fällt sie unter diese ein, wobei an dem Kontakt nur unbedeutende Störungen auftreten. Weiterhin fällt die Permotrias unter die Unterkreide ein (Prof. 4), nachdem die höhere Trias und der Jura ausgefallen sind (s. S. 69).

Das südwestliche Vorspringen der Masse von Gotarta in die höhere Trias von Pont de Suert hinein ist nicht nur durch die Erosion bedingt, sondern gibt eine ursprüngliche Struktur wieder; denn das Streichen biegt von beiden Seiten her nach Südwesten hin aus. Es ändert sich dabei von Osten her allmählich, von Nordwesten her dagegen mit einem scharfen Knick, der die schräge Aufwölbung im unteren B^{co}. de Raons bedingt. Daß die Stirn des Sattels hier Raum findet, um sich nach Südwesten vorzustülpen, dann aber so beengt wird, daß sie mit abgedrehtem Streichen zurückweicht, dürfte mit der Queraufsattelung von Pont de Suert und der Nordverschiebung des Kreiderandes an ihrem Westflügel zusammenhängen (s. S. 70).

Im Nordwesten jenseits des Rio Tor ist von der Scholle von Gotarta nur eine auf der höheren Trias schwimmende kleine Klippe aus Permotrias erhalten geblieben.

Der Bau der Masse von Gotarta ist wie im Osten so auch im Westen durch das Auftreten von zwei entgegengesetzten Vergenzen bedingt. Zunächst würde man geneigt sein, eine von Norden kommende Überfaltungsdecke anzunehmen, wie es JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) tun; und in der Tat verleitet besonders das Prof. 1 zu dieser Deutung. Dagegen spricht erstens der nahezu normale Kontakt von Permotrias und höherer Trias im Norden von Pont de Suert und bei Ventola und der völlig normale Verband im B^{co}. de Peranera; um die Deckenauffassung zu halten, müßte man hier die Deckengrenze in die höhere Trias hineinverlegen, und es ergäbe sich das mechanisch schwer vorstellbare Bild, daß die Überfaltungsdecke an ihrer Stirn aus Keuper bestände. Zweitens ist die Masse von Gotarta im Süden nirgends auf die Kreide überschoben, sondern fällt fast stets darunter; man

(1670)

müßte also die sehr unwahrscheinliche Annahme machen, daß die Stirn der Decke nachträglich unter die Kreide geraten sei. Außer diesen Einwänden ist als wichtigstes Argument gegen die Deckenauffassung der Gesamtbau der Noguerras-Zone geltend zu machen, wie er vom Segre ab westwärts verfolgt wurde.

Es dürfte also erwiesen sein, daß die Masse von Gotarta autochthon ist und ihre deckenähnliche Lagerung entgegengesetzten Vergenzen verdankt. Dabei ist der Anteil der Nordvergenz nicht unerheblich, wie das Profil 1 zeigt; mithin ist die Wurzel mindestens hier im Nordwesten nicht inmitten der Noguerras-Zone, sondern an ihrem Südrand zu suchen. Daß die Scholle von Gotarta außer südlicher Bewegung starke Nordvergenz aufweist, entspricht völlig den im Osten der Noguerras-Zone beobachteten Verhältnissen, wo ja die Bewegung nach Norden noch stärker vorherrscht. Außer in der Masse von Gotarta tritt Nordvergenz auch am Südrand der Noguerras-Zone auf, indem dort die Jura-Kreide-Masse örtlich etwas nach Norden geschuppt worden ist.

In der axialen Randserie stellt sich in dem Gebiet zwischen Mañanet und Ribagorzana Südfaltung ein. Während im Osten die Störung von Aguiró bis nahe dem B^{co}. de Peranera durchgeht (Prof. 15—13 und 10), vergiert vom B^{co}. de Peranera ab die Permotrias in einer einfachen, zum Teil auch doppelten Flexur nach Süden (Prof. 7, 5 und 2). An der Ribagorzana ist die Permotrias sogar recht flach nach Süden überfaltet (Prof. 16 in Abb. 17).

d. Der autochthone Charakter der Masse von Las Paules zwischen Ribagorzana und Esera.

(Hierzu die Profile in Abb. 17.)

Im Westen der Ribagorzana setzt zwischen der axialen Randserie und dem Kreidenordrand als Fortsetzung der Masse von Gotarta wieder eine paläozoisch-permotriadische Schuppe auf, die Masse von Las Paules. Sie reicht fast 20 km weit nach Westen bis nahe an die Esera. An ihrem Ostende besteht sie aus einer Scholle von Permotrias, die an einer flachen Überschiebung auf der höheren Trias ruht (Prof. 15). Diese Störung entspricht der Nordüberschiebung der Masse von Gotarta (Prof. 1 in Abb. 16). Sie läßt sich am Nordrand der Masse von Las Paules bis zu deren Westende verfolgen. Das Ostende der Masse begrenzt sie nicht nur im Norden, sondern — spiegelbildlich zum Westende der Masse von Gotarta — auch im Osten und wahrscheinlich zunächst auch im Süden; denn dort liegt die Permotrias zunächst mit flachem Nordfallen auf der höheren Trias (Prof. 15). Aber diese flache

Das Ostende der Masse von Las Paules.

Überlagerung geht bald zu Ende. Schon westlich von Castarnés²⁰⁾ steht die Permotrias steil, doch ist dort ihr Kontakt mit der höheren Trias nicht aufgeschlossen. Bei Bibils²¹⁾ (Prof. 13) grenzt dann letztere mit steilem Nordfallen an einer ebenso einfallenden Störung gegen die Permotrias. Westlich von Bibils wird schließlich die Permotrias von steil südfallender höherer Trias normal überlagert. Es herrschen hier also ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Südseite der Masse von Gotarta; auch hier

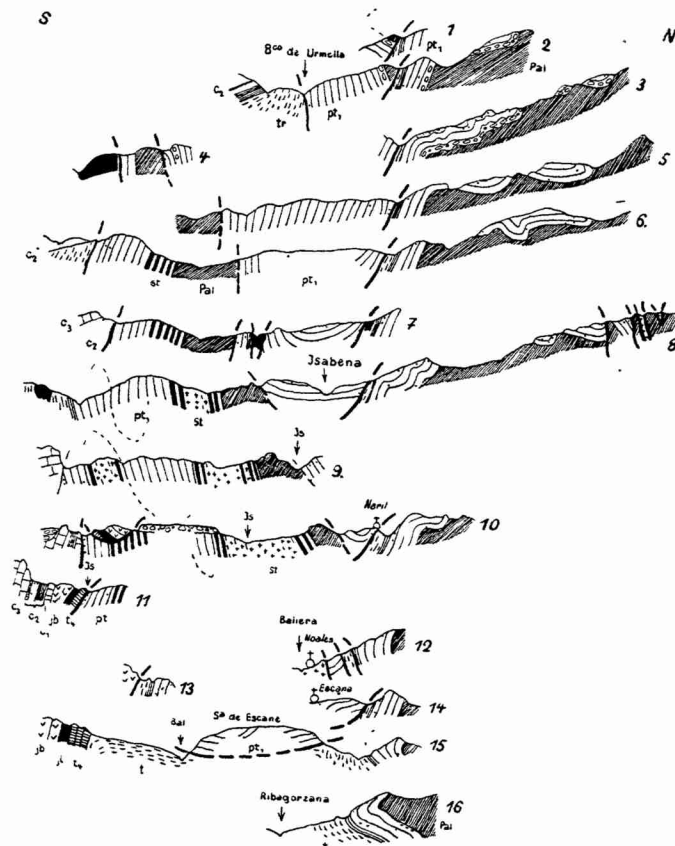


Abb. 17. Profile durch die Nogueras-Zone zwischen Ribagorzana und Esera.

1 : 75 000

Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

20) Castarnés liegt etwa südlich der Stelle, wo die Permotrias an die Baliera herankommt.

21) Bibils liegt dort, wo die Permotrias auf die Südseite der Baliera vordringt.

befinden wir uns am Südflügel eines Sattels. Sein Kern besteht aus Altpaläozoikum und Stephan, die sich von nördlich Bibils ab am Aufbau der Masse von Las Paules beteiligen. Dadurch wird die Permotrias in einen nördlichen und einen südlichen Zug geteilt.

Der südliche Permotrias-Zug zeigt westlich von Bibils vorwiegend steiles südliches und nur im Gebiete des Rio Blanco steiles nördliches Einfallen (Prof. 11—4). Im Süden wird die Permotrias teilweise normal von höherer Trias überlagert; das ist westlich von Bibils (s. o.) und weiter im Westen nordwestlich von Espés der Fall (Prof. 13 und 8). Sonst aber bilden Störungen den Südrand der Permotrias, welche dabei auf längere Erstreckung in unmittelbaren Kontakt mit der Kreide kommt. Denn an Stelle der ungestörten Schichtfolge des Gebiets unmittelbar westlich der Ribagorzana (Prof. 15; vgl. auch S. 70) setzt am Kreiderand nach Westen hin bald wieder eine Abscherung ein (Prof. 13), die zur Isabena hin an die Permotrias heranstreicht. Die an der Isabena (Prof. 11) südfallende Abscherungsfläche wird nach Westen hin steil, und zugleich grenzen immer jüngere Schichten an die Permotrias (Prof. 10 u. 9), bis die Kreide bei Espés weit nach Süden zurückspringt.

Der Südrand der Masse von Las Paules.

Etwas nördlich des Kreiderandes findet sich westlich der Isabena im Norden von Alins eine Scholle von Carñiolas, Lias und Dogger mit tektonischer Diskordanz auf dem Stephan und der Permotrias der Masse von Las Paules (Prof. 10). Sie kann nur von dem südlich folgenden Mesozoikum herkommen. Die meist steile Abscherungsfläche zwischen dem Mesozoikum und den älteren Gesteinen ist hier also verflacht wie im Osten von Pont de Suert, wo die Kreide bis auf das Paläozoikum von Gotarta vorgreift.

Nach der Unterbrechung nordwestlich Espés kommt die Kreide im Westen wieder an einer steilen Störung mit der Permotrias in Kontakt (Prof. 7 u. 6). Noch weiter westlich schaltet sich zwischen der Masse von Las Paules und der Kreide wieder höhere Trias ein (Prof. 4 u. 2). Die Grenze zwischen Trias und Permotrias ist jedoch nicht normal, sondern besteht aus einer senkrechten Störung. Diese bildet den Südwestrand der Masse von Las Paules und schneidet erst den südlichen Permotriaszug, dann das Paläozoikum, schließlich auch die nördliche Permotrias schräg ab.

Das Altpaläozoikum und das Stephan der Masse von Las Paules unterlagern bei steilem Einfallen im Süden normal die Permotrias (Prof. 11—4), und nur ganz örtlich, nämlich im Osten gleich westlich der Baliera und ganz am Westende des Paläozoikums, sind

Das Paläozoikum der Masse von Las Paules.

sie stärker auf die Permotrias überfaltet. Im Norden grenzt das Altpaläozoikum von Neril (westlich der Baliera) bis zu seinem Westende unter Ausfall des Stephans an einer südöstlich von Sⁿ. Valero steilen, weiter östlich nicht aufgeschlossenen, aber wohl nordfallenden Störung an die Permotrias (Prof. 10—4).

So ergibt sich das Bild eines steilen, offenbar wurzelnden Sattels von Paläozoikum. Im Gebiete Isabena-Rio Blanco wird er durch eine Permotriasmulde zweigeteilt, und besonders hier hat man völlig den Eindruck von steilen, schwach südvergenten wurzelnden Falten.

Der nördliche Permotrias-Zug.

Im Ostteil der Masse von Las Paules wird durch das Einsetzen des Stephans (s. S. 77) ein nördlicher Zug von Permotrias abgetrennt (Prof. 14—12 a). Die ihn im Norden begrenzende Randstörung der Scholle fällt ziemlich steil nach Süden ein (Prof. 14) mit Ausnahme einer kurzen Strecke an der Baliera bei Noales (Prof. 12 u. 12 a), wo die axiale Permotrias, nach Süden überkippt, gegen den Nordrand der Masse von Las Paules andrängt und ihn überwältigt. Im Westen der Baliera stößt die nördliche Permotrias der Scholle an der Randüberschiebung ab. Aber bei Neril setzt wieder ein nördlicher Permotriaszug ein, im Süden mit der schon erwähnten Störung an das Altpaläozoikum grenzend (Prof. 10—4). Er ist in seinem Ostteil bis nahe zum B^{co}. de Rins in sich flach muldenförmig gebaut (Prof. 10—8). Am B^{co}. de Rins schaltet sich im Süden der flachen Mulde noch ein Zug von steilstehender Permotrias ein, in dessen Mitte sich zwischen B^{co}. de Rins und Sⁿ. Valero ein 1½ km langer schmaler Streifen von höherer Trias findet (Prof. 7). Diese Trias fassen JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) als Fenster auf; jedoch grenzt sie mit etwa senkrechten Störungen an die Permotrias, und zudem ist die südliche Störung ganz unbedeutend, indem die Grenzschichten der Permotrias erhalten sind. Das Vorkommen von höherer Trias macht also eher den Eindruck einer gestörten Mulde, man könnte sagen eines Grabens, als eines Fensters. Nördlich von ihm ist in der Permotrias vielleicht ein steiler Sattel enthalten, zumal dort auch Konglomerate auftreten (Prof. 7). Die nördlich folgende flache Mulde wird nach Westen hin bald durch steile Falten ersetzt. Schon im Gebiet des B^{co}. de Fadás fällt die Permotrias durchgehend steil, und zwar meist nach Süden ein (Prof. 5). Aber dabei sind sowohl das Fallen wie das Streichen ziemlich uneinheitlich. Hieraus und aus der etwa 2 km betragenden Breite des Permotriaszuges geht hervor, daß in ihm verschiedene Falten enthalten sind.

Etwas weiter westlich endet das Paläozoikum der Scholle (s. S. 77), und jetzt wird sie allein von dem nördlichen Permotriaszug aufgebaut. Aber auch dieser geht nach 3 km zu Ende, indem die nördliche Randüberschiebung der Masse und die südwestliche Randstörung zusammenlaufen. An ihrem Nordwestende bildet die Permotrias einen nach Süden übergelegten Sattel mit etwas Paläozoikum im Kern, das durch die nördliche Überschiebung von seiner Wurzel losgetrennt ist (Prof. 1 u. 2). In diesem Sattel darf man aber nicht etwa die südliche Stirn der Masse von Las Paules sehen — etwa entsprechend dem Bau der Masse von Gotarta —, vielmehr gehört er in den nördlichsten der Gesteinszüge hinein, welche die Masse aufbauen, und dazu ist er noch die nördlichste der in diesem Zug enthaltenen Falten. Auch in Prof. 2 ist dem übergelegten Sattel wahrscheinlich noch eine südlichere Falte vorgelagert, da die Permotrias immer noch einen recht breiten Raum einnimmt.

Das Nordwestende
der Masse von Las
Paules.

Um das Nordwestende der Masse von Las Paules streicht die axiale Permotrias im Bogen herum, ein Zeichen dafür, wie die Masse von Süden her gegen die axiale Permotrias andrängte. Entsprechend dieser Ablenkung des Streichens dürfte auch die nördliche Randüberschiebung der Scholle umbiegen, deren Nordwestende also weniger weit schwimmt, als es zunächst den Anschein hat.

JACOB, FALLLOT, ASTRE & CRY (1926) deuten die Masse von Las Paules ebenso wie die weiter östlich gelegenen paläozoisch-permotriadischen Schollen als eine von Norden her stammende Überfaltungsdecke. Es spricht schon sehr gegen diese Auffassung, daß alle die schwimmenden Schollen weiter östlich in der Nogueras-Zone und insbesondere auch die Masse von Gotarta, deren westliche Fortsetzung die Masse von Las Paules offensichtlich bildet, als autochthone Schuppen mit zweiseitiger Vergenz erkannt wurden. Im übrigen ist hier wie bei der Masse von Gotarta der vielfach ungestörte Kontakt an der Südseite der Scholle und ihre teilweise Überlagerung durch Jura und Kreide geltend zu machen. Ferner greift die Masse von Las Paules, obwohl sie im Norden überall dicht an die axiale Permotrias grenzt, nie auf sie oder gar auf das axiale Paläozoikum über — ein Einwand, der auch weiter östlich in der Nogueras-Zone gilt. Dazu kommt das Umbiegen der axialen Permotrias am Nordwestende der Masse als Argument für die nordgerichtete Bewegung an ihrem Nordrand. Außerdem widerspricht der Deckenauffassung die stratigraphische Tatsache, daß die Masse von Las Paules außer ganz im Westen überall ein mächtiges Stephan enthält, während die Südabdachung der Axial-

Der Gesamtbau der
Masse von Las Paules.

zone, wo die Wurzel einer Überfaltungsdecke zu suchen wäre, keine Spur von Stephan aufzuweisen hat. JACOB, FALLOT, ASTRE und CIRY (1926) führen für ihre Auffassung mehrere Fenster und ein großes Halbfenster von höherer Trias an; jedoch liegt hier eine Verwechslung mit den Porphyriten und den violetten und weißen Tuffen und Sandsteinen des Stephans vor, mit Ausnahme des Triasvorkommens bei Sⁿ. Valero, das aber seiner Lagerung nach nicht als Fenster anzusprechen ist. Ferner soll nach den genannten Autoren die Decke im Westen noch durch ihre Wurzel mit der Axialzone zusammenhängen; aber das trifft nicht zu, vielmehr grenzt die Masse von Las Paules durchgehend mit einer Nordüberschiebung an den Rand der Axialzone.

Die autochthone Natur der Masse von Las Paules steht also außer Zweifel. Es fragt sich aber, ob bzw. wie weit sie unter Zusammenwirken von entgegengesetzten Vergenzen ähnlich wie die Masse von Gotarta zu einer schwimmenden Scholle geworden ist. An ihrem Ostende liegt sie ja an der vom Westende der Masse von Gotarta herüberstreichenden flachen Nordüberschiebung wurzellos auf der höheren Trias. Aber diese Störung wird nach Westen zu am Nordrand der Masse bald ziemlich steil und fällt örtlich sogar nach Norden; selbst wenn sie, wie anzunehmen, im Untergrunde der Scholle flacher als an deren Nordrande wäre, kann sie nicht so flach wie im Osten sein, da in den Einschnitten der Flüsse nirgends jüngere Schichten herauskommen. Und der Faltungskontakt an der Südseite der Scholle ist steil und kann auch zur Tiefe hin nicht stark überkippt sein, wenn der Südteil der Scholle wirklich aus einem einfach gebauten steilen Sattel besteht und nicht etwa, wie JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) wollen, aus einer tief eingemuldeten inversen Schichtfolge, was die Lagerungsverhältnisse äußerst unwahrscheinlich machen. Es ist also anzunehmen, daß die Masse von Las Paules, abgesehen von ihrem Ostende, noch unmittelbar in der Tiefe wurzelt; denn das Ausmaß der Nordüberschiebung nimmt nach Westen zu offenbar ab. Zu dieser Überschiebung kommt als weiteres Element der Nordvergenz die örtliche Nordschuppung am Kreiderand. Dagegen vergiert die Faltung innerhalb der Masse von Las Paules schwach und am Rande der Axialzone (s. u.) stärker nach Süden.

Der Südrand der
Axialzone.

Der Südrand der Axialzone zeigt im Westen der Ribagorzana ebenso wie weiter östlich das Bild einheitlicher Südfaltung. Die überkippte Flexur des Ribagorzanatals (Prof. 16) kommt im tiefen Aufschlußniveau der Baliera wieder heraus (Prof. 12 u. 12a). Auch weiterhin taucht die axiale Permotrias in südvergenten (1676)

Flexuren nach Süden ab (Prof. 10, 8 u. 3). Ferner ist im Westen im axialen Paläozoikum die eingefaltete Permotrias erhalten geblieben, die einheitliche Südvergenz zeigt. Am Südabfall des Grates Pico de Basibé-Pic Gallinero lassen sich mehrere solche Mulden verfolgen, die im Westen noch in unmittelbarem Zusammenhang mit der Permotrias des Südrandes der Axialzone stehen (Prof. 8, 6, 5, 3, 2).

Mit der Masse von Las Paules geht die Nogueras-Zone zu Ende, und die Schichtfolge der Südpirenäen schließt sich mit der axialen Randserie zusammen.

Zusammenfassung.

JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) erklären den Kreidenordrand für die Stirn einer großen nordbewegten Decke. Teilweise tritt am Kreidenordrand auch wirklich flache Nordschuppung auf, so östlich von Pont de Suert (s. S. 69), nördlich von Alins (s. S. 77) oder im Osten andeutungsweise auch bei La Guardia (s. S. 61). Aber dabei handelt es sich um rein örtliche Verhältnisse, und es besteht kein Anzeichen für ein größeres Ausmaß des Nordschubs. Vielmehr ändert sich in allen drei Fällen das Bild sehr rasch: bei Pont de Suert wird die flache Abscherung im Osten durch eine senkrechte Störung abgelöst, und im Westen stellt sich eine ungestörte Schichtfolge ein; ebenso fällt im Süden der flachen Jura-Insel von Alins die Störung am Kreiderand senkrecht und weiterhin steil südlich; und bei La Guardia geht die Abscherung an der Basis der Jura-Kreide-Scholle sogar schon zu Ende, bevor der Kreiderand überhaupt erreicht wird. Ferner zeigt der Kreidenordrand auch an anderen Stellen außer westlich von Pont de Suert ein ungestörtes Profil. Meist aber wird er von einer steil südfallenden Störung gebildet, einer Abscherungsfläche, an der die Kreidemasse steil nach Norden auf die älteren Gesteine aufgeglichen sein dürfte, da diese Störung im Streichen in eine flache Abscherung mit ausgesprochener Nordbewegung übergeht. Es ist also meist eine steile und gelegentlich eine flache Nordschuppung da, aber ihr fehlt erstens die Einheitlichkeit und zweitens jedes größere Ausmaß; von einer Deckengrenze kann mithin nicht die Rede sein.

Die Bedeutung des Kreidenordrandes.

Am Kreidenordrand handelt es sich wirklich um Nordbewegung, wenn sie auch kein großes Ausmaß erreicht. Eine durchgehend flache Abscherungsfläche könnte zwar ebensogut einem Südschub entsprechen; aber das meist recht steile südliche Eintauchen der Abscherung besagt, daß die Kreide, nachdem sie flexurartig nach

Süden abgebogen war, von Süden her nach Norden emporgepreßt wurde.

Der Kreidenordrand ist nicht etwa einfach als Grenze zwischen zwei verschiedenen tektonischen Stockwerken aufzufassen, die bei einem anderen Stand der Denudation ebensogut weiter nördlich oder weiter südlich liegen könnte, sondern an ihr liegen zwei verschiedene Einheiten nicht nur übereinander, sondern vor allem auch nebeneinander. Dieser Sachverhalt kommt im steilen Fallen der Kreiderandstörung zum Ausdruck. Man kann deswegen hier von tektonischen Stockwerken nur mit großer Einschränkung sprechen. Am ehesten könnte man den Kreiderand. als eine Südflexur bezeichnen — wenn nicht die anschließend erfolgte Nordschuppung den flexurartigen Charakter umgeprägt hätte.

Der Südrand der Axialzone.

Der Südrand der Axialzone wird gebildet durch eine Flexur, an der die axiale Serie steil nach Süden abtaucht. Nirgends greift eine der Schuppen der Noguerras-Zone auf die axiale Randserie über, und die diese Schuppen nördlich begrenzenden Nordüberschiebungen werden in der unmittelbaren Nähe der axialen Permotrias stets steil.

In der axialen Randserie zeigt sich im Osten eine gewisse Tendenz zur Nordbewegung (Störung von Aguiró) und im Westen klare, einheitliche Südvergenz.

Die Grundzüge im Bau der Noguerras-Zone und die Bedeutung der zweiseitigen Vergenz.

Zwischen dem Nordrande der Kreide und dem Südrande der Axialzone liegt die eigentliche Noguerras-Zone. Östlich der Pallaresa beherrscht das Bild die dort rein nordvergente Schuppe der Coma de Tó, die westlich des Segre am Kreiderand endet. Nach Westen hin erscheinen zunächst südlich der Coma de Tó und dann auch nördlich von ihr weitere Schuppen, die bei Vorherrschen der Nordbewegung meist zweiseitige Vergenz zeigen. Westlich der Pallaresa ist auch die Coma de Tó nicht mehr rein nordvergent. Alle die Falten und Schuppen zwischen Segre und Flamisell wurzeln deutlich, und nur örtlich wird ein Schwimmen vorgetäuscht. Westlich des Flamisell entwickelt sich in der S^a. de S^{ta}. Coloma aus einer solchen wurzelnden Schuppe eine flach überschobene, infolge des Zusammenwirkens der beiden Vergenzen von ihrer Wurzel getrennte Scholle. Derartige Schollen bestimmen jetzt den Bau der Noguerras-Zone. Weiterhin konzentriert sich in der Masse von Gotarta der ganze Zusammenschub auf eine einzige solche Schuppe, wobei einer Südüberfaltung eine Nordüberschiebung gegenübersteht; der Anteil dieser Nordvergenz ist recht erheblich. Westlich der Ribagorzana wird in der Masse von Las Paules die Südfaltung steiler, und das Ausmaß der Nord-

(1678)

schuppung wird geringer, so daß die Scholle jetzt nicht mehr von ihrer Wurzel getrennt ist. Jetzt überwiegt die Südvergenz an Bedeutung, besonders wenn man den Südrand der Axialzone mit in Betracht zieht. Die Noguerras-Zone zeigt also in verschiedenen Teilen ein recht verschiedenartiges Bild; aber dieser Mannigfaltigkeit liegt dasselbe tektonische Prinzip zugrunde.

Dieses tektonische Prinzip ist das der zweiseitigen Vergenz. Ihr Wesen soll im folgenden besprochen werden, da sie vielleicht außer ihrer regionalen Bedeutung auch ein prinzipielles Interesse verdient. Zunächst soll das zeitliche Verhältnis der beiden Faltungsrichtungen behandelt werden. Die ganze Tektonik der Zone ist voroligozän; denn das Oligozän wird nur noch lokal und nur von unwichtigen Dislokationen betroffen. Dafür, daß außer der pyrenäischen noch eine ältere Faltung beteiligt gewesen ist, fehlt in der mesozoisch-alttertiären Schichtfolge des untersuchten Gebietes jeglicher Anhalt. Außerdem ergibt sich aus den tektonischen Verhältnissen der Noguerras-Zone selbst völlig eindeutig, daß die beiden Vergenzen in dieselbe Faltungsphase gehören. Ja, darüber hinaus läßt sich nachweisen, daß man sie nicht einmal zeitlich stark getrennten Vorgängen innerhalb derselben Phase zuweisen darf. Zwar wird im Westen der Noguerras-Zone durchweg die Südfaltung von jüngerer Nordschuppung abgeschnitten; aber im Gebiet der Pallaresa läßt sich zeigen, daß die entgegengesetzten Vergenzen nicht als zeitlich getrennt aufgefaßt werden dürfen. Zunächst geht dort die Faltung sowohl nach Süden wie nach Norden. Bei dem Sattel von Pujol (S. 57) geht eine rückwärtige Nordüberfaltung direkt aus der Südfaltung hervor, muß also mit ihr gleichaltrig sein bzw. unmittelbar an sie anschließen. Eine Gleichzeitigkeit der entgegengesetzt gerichteten Faltungen muß auch dort angenommen werden, wo eine Mulde von beiden Seiten her überfaltet worden ist (Mulde von Balastuy, S. 59; Mulde von Escós, S. 63). Ein weiterer Anhalt für die Gleichzeitigkeit der Süd- und Nordfaltung ist der Umstand, daß beide in gleicher Weise von Nordüberschiebungen abgeschnitten werden (z. B. Schuppe der S^a. de S^{ta}. Coloma, S. 67, und überlegter Sattel der Schuppe von Arcalis, S. 63). Daraus ergibt sich: Die Nordschuppung ist in der Noguerras-Zone zwar überall jünger als die Südfaltung, aber sie ist auch jünger als die Nordfaltung. Jedoch dürften die Faltung einerseits und die Nordschuppung andererseits zeitlich nicht sehr weit auseinanderliegen; dafür spricht, daß die Nordschuppung aus der Nordfaltung unmittelbar hervorgehen kann (z. B. östliche Schuppe von Arcalis, S. 63; Westende der Coma de Tó, S. 63; Sattel von Pujol, S. 57).

Ferner ist anzuführen, daß bei dem gegenüber der Faltung jüngeren Vorgang der Schuppung in einem Fall auch Südbewegung auftritt (Sattel von Bretuy, S. 59).

Die verschiedenen Altersbeziehungen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: Zuerst Südfaltung, gleichzeitig damit bzw. unmittelbar daran anschließend Nordfaltung, dann — ohne größeren zeitlichen Abstand, aber deutlich jünger — Nordschuppung, in einem Fall auch Südschuppung. Die zeitliche Aufeinanderfolge besteht also vor allem darin, daß Faltung von Schuppung abgelöst wird. Dabei herrscht eine deutliche Tendenz, von südlicher Vergenz zu nördlicher überzugehen; aber trotzdem durchdringen sich zeitlich die entgegengesetzten Vergenzen, und es ist unmöglich, sie als zeitlich weit auseinanderliegende Vorgänge aufzufassen.

Der Gleichaltrigkeit der beiden Vergenzen entspricht es, daß nicht etwa ein fertiger Bau von Südfalten durch jüngere Störungslinien mit Nordschuppung durchschnitten wurde, sondern daß es sich um eine Reihe von in sich einheitlichen Schuppen handelt, von denen die meisten Bewegung nach beiden Seiten zeigen.

Die Zusammengehörigkeit der entgegengesetzten Vergenzen ist mechanisch durchaus verständlich. An sich braucht ja nicht immer die eine Auslösungsrichtung allein ausgebildet und die umgekehrte unterdrückt zu sein. Voraussetzung dafür ist freilich, daß auch wirklich die Möglichkeit der Auslösung in entgegengesetzten Richtungen besteht. Und diese Möglichkeit ist in der Noguerras-Zone durch die besonderen mechanischen Eigenschaften der Gesteinsfolge gegeben, wobei die hohe Mobilität der salinaren Trias den Ausschlag gibt. Sie dürfte als ausgezeichnetes Gleitmittel jede flache Überfaltung und Überschiebung begünstigt und vermöge ihrer Fähigkeit, sich bald ausquetschen und bald anhäufen zu lassen, die Ausbildung von entgegengesetzten Vergenzen ermöglicht haben. Besonders klar ist diese Rolle der Trias dort, wo von ihr erfüllte Mulden von beiden Seiten her überfaltet sind. Diese Erscheinung, daß das Hohe und zugleich weniger Mobile, also die Sättel, gegen das Tiefe und zugleich Hochmobile, also die Mulden, vergiert, ist für die Noguerras-Zone bezeichnend. Die sich bei der Faltung herausbildende räumliche Verteilung verschieden mobiler Massen dürfte hier also der Hauptfaktor für die Herausbildung der Vergenzen im einzelnen gewesen sein. Dabei dürfte neben den innerhalb der Noguerras-Zone lokalisierten Faltungsvorgängen örtlich auch die nach Norden andrängende Jura-Kreidemasse einen unmittelbaren Einfluß ausgeübt haben; z. B. dürfte so

die rückwärtige Nordüberfaltung des zunächst südvergenten Sattels von Pujol zu erklären sein.

Die entscheidende Rolle der höheren Trias für die Tektonik der Noguerras-Zone kommt in der starken Durchbewegung und Spezialfaltung dieses Schichtgliedes zum Ausdruck; fast nie treten normale Verbände auf, die Kalke sind in größere und kleinere Gleitbretter aufgelöst, die im Keuper schwimmen, und die Ophite besitzen nie mehr ihren primären Kontakt.

Die Erscheinung der zweiseitigen Vergenz ist also durch die besonderen Mobilitätsverhältnisse der Schichtfolge bedingt, und so zeigt sich, daß bei der Auswertung der Vergenz im einzelnen Vorsicht geboten ist. Aber über die Einzelercheinungen hinaus ist hier die Bedeutung der Nordvergenz zu betonen; denn im Osten herrscht sie stark vor, ja teilweise allein, und außerdem tritt nördliche Schuppung auch vielfach am Kreiderand und, wie unten gezeigt wird, im Nordteil der sonst südbewegten Kreidezone auf. Aber im großen gesehen gliedert sich die Noguerras-Zone doch einem nach Süden bewegten System ein. Das könnte man höchstens östlich der Pallaresa bestreiten; jedoch von der Pallaresa ab wird der Nordrand der Zone durch eine steile Südflexur gebildet, und weiter westlich ist im südlichen Randgebiet der Axialzone rein südvergente Faltung festzustellen. Ferner ist auch der südliche Rand der Noguerras-Zone eine erst nachträglich umgestaltete Südflexur.

II. Die Subzentrale Kreidezone und die Zone von Tremp.

a. Der einfache Bau der Kreidezone zwischen Segre und Flamisell und das Ostende der Zone von Tremp.

Im Süden der Noguerras-Zone liegen die Falten der Subzentralen Kreidezone, die ihrerseits durch die ungefaltete Zone von Tremp von den Sierren getrennt werden. Im Osten des Bezugsgebietes besteht am Flamisell die ganze Kreidezone nur aus einer südfallenden Schichtfolge (Abb. 18, Prof. 1). Östlich des Flamisell hebt sich nahe dem Kreidenordrand ein ziemlich flacher Sattel heraus (Abb. 18, Prof. 2), der nach Südosten hin ebenso wie die Mulde an seiner Nordseite unter dem Oligozän verschwindet. Nördlich von dieser Mulde stellt sich nahe der Pallaresa eine weitere Mulde ein (Abb. 18, Prof. 3 und Taf. 1, Prof. 9), die nach Norden überkippt ist (vgl. S. 55). Nach Süden hin wird das Einfallen der Kreide des Flamisell (Abb. 18, Prof. 1) und der Pallaresa

flach, und dann wird sie von dem Alttertiär der Zone von Tremp überlagert.

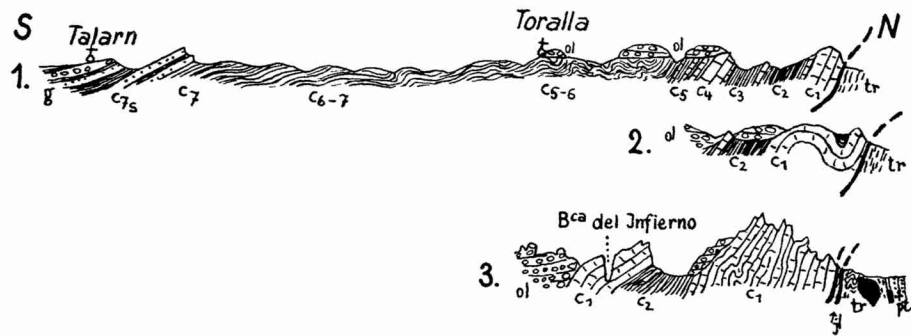


Abb. 18. Die Kreidezone am Flamisell und an der Pallaresa.

Prof. 1 Westseite des Flamisell } 1 : 150 000
 Prof. 2 Ostlich des Flamisell }
 Prof. 3 Ostufer der Pallaresa, etwa 1 : 35 000.

Siehe Signaturenblatt vor Tafel 1.

Im Osten der Pallaresa geht die Zone von Tremp als eine Zone der flachen Schichtlagerung zu Ende, indem sich Falten einstellen. So hebt sich am Nordrande der Zone von Tremp in der S^a. de Sⁿ. Cornelio (Taf. 1, Prof. 9) der Sattel von Boixols heraus. Nach Westen hin wird sein Südflügel senkrecht bis überkippt und zugleich durch Überschiebungen reduziert (Taf. 1, Prof. 10); westlich von Boixols (Abb. 19, Prof. 1) ist er teilweise ziemlich flach auf die im Süden folgenden Senonmergel aufgeschoben. Hier erscheint im Sattelnern Jura, und weiter östlich (Abb. 19, Prof. 2 bis 4) stellen sich auch Carniolas ein. Westlich des Segre tauchen diese Schichten wieder ab, und unmittelbar darauf endet die Überschiebung und Überkipfung des Südflügels. An der Südflanke des Sattels finden sich diskordant liegende, mit rötlichen Mergeln verbundene Konglomerate von wahrscheinlich oligozänem Alter. Sie sind an der Südstörung des Sattels noch posthum aufgerichtet worden, indem die Sattelschichten relativ zu ihnen von neuem hochbewegt wurden (s. Abb. 19).

Südlich des Sattels von Boixols ist am Ostrande der Senke von Tremp noch ein ganz flacher Sattel zu erkennen, der aber nach Osten wieder abklingt. Aber dafür biegt der die Zone von Tremp im Süden begrenzende nördlichste Sattel der Sierrenzone, der Sattel des Monsech, nach Osten hin in nordöstliche Richtung um, so daß am Segre zwischen ihm und dem Sattel von Boixols statt der weiten Zone von Tremp nur noch eine schmale Mulde Raum hat.

(1682)

Im Norden des Sattels von Boixols liegt die Mulde von Carren (Taf. 1, Prof. 9 u. 10), deren Nordflügel zu der im Osten ziemlich flachen Schichtfolge des Kreiderandes überleitet.

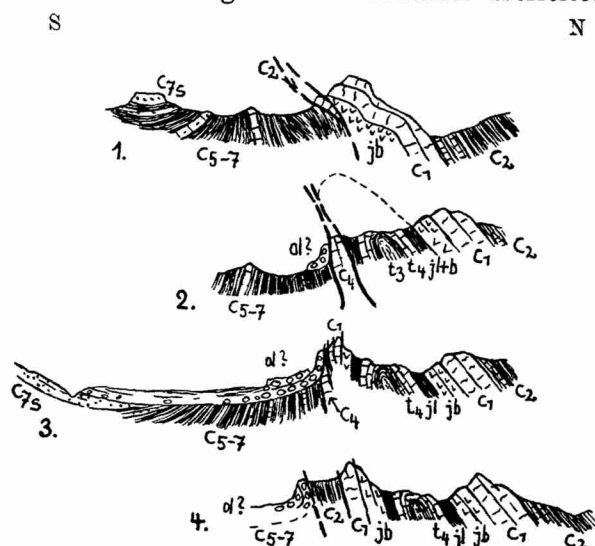


Abb. 19. Profile durch den Ostteil des Sattels von Boixols.
1 : 50000. Zeichenerklärung s. Signaturenblatt vor Tafel 1.

b. Die Fortsetzung des Kreidezuges des Flamisell bis westlich der Ribagorzana und die weiter nördlich liegenden Kreideschollen und Triasaufbrüche.

Hierzu die Profile in Abb. 20.

Im Westen des Flamisell ist die Kreidezone weniger einfach und einheitlich als zwischen Flamisell und Pallaresa gebaut.

In der westlichen Fortsetzung der Kreideschichtfolge des Flamisell liegt die S^a. de S^a. Gervás (I in Prof. 7—9). Dort wird das am Flamisell vorhandene steile Südfallen durch (überkipptes) Nordfallen abgelöst, und die Schichtfolge wird flach nach Süden überfaltet; dabei hat der Oberkreidekalk der S^a. de S^a. Gervás die hangenden Mergel über 3 km weit überfahren. In der S^a. de S^a. Gervás ist die Kreidefolge verschiedentlich gestört, so auch an der Nordseite, wo sie an Trias grenzt. Am Westende der S^a. de S^a. Gervás endet die Südüberkipfung, und es hebt sich etwas weiter südlich mit steilem Axialfallen ein stehender Sattel heraus. Sein Nordflügel wird sehr bald (noch im Osten der Ribagorzana) von der nördlich liegenden Trias abgeschnitten (Prof. 5 und Taf. 1, Prof. 8). Auf der Westseite der Ribagorzana

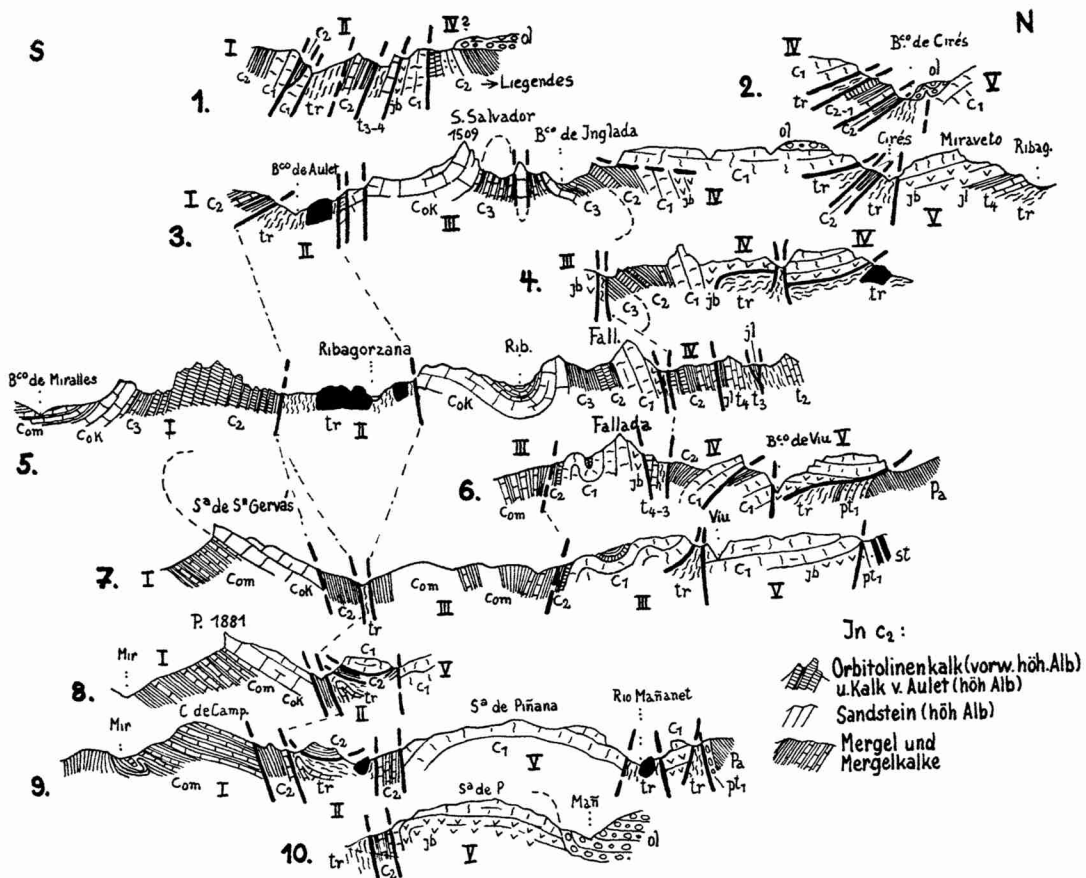


Abb. 20. Profile durch die Kreidezone westlich des Flamisell bis westlich der Ribagorzana.

Maßstab 1 : 100 000.

Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

setzt sich der Kreidezug der Sª. de Sª. Gervás in der Sª. de Aulet (I) fort, an deren Südseite ein Teil der Kreide-Schichtfolge an einer Störung ausfällt. Im Westen ist die tiefere Kreide der Sª. de Aulet stark gestört, und sie endet an einer Querstörungszone, an der Trias hochgepreßt worden ist. Auf ihrer Westseite springen die sonst im Süden liegenden Senonmergel nach Norden vor (vgl. S. 92).

Im Norden grenzt die Kreide der Sª. de Sª. Gervás und der Sª. de Aulet an den wechselnd breiten Triasaufbruch von Aulet (II in Prof. 10—7, 5, 3, 1; s. auch Taf. 1, Prof. 8), der am Flamisell von der Trias der Noguerras-Zone abzweigt. Jenseits dieses Triasaufbruchs finden sich Kreideschollen, die durch meist schmale Triasstreifen voneinander getrennt werden. Die verschiedenen Schollen

besitzen aber keinen einheitlichen Faltenbau, und an der Grenze gegen die Trias spielen Abscherungen eine große Rolle.

Die östlichste der Kreideschollen ist die Scholle der S^a. de Piñana (V in Prof. 8—10). Sie besitzt auffälligerweise im Osten nicht Mulden-, sondern Gewölbeform (Prof. 9 u. 10). Aber steiles Nordfallen des Oligozäns an der Nordseite des Gewölbes (am Mañanet südöstlich von Vilella) zeigt, daß es sich hier um eine junge Verbiegung handelt. Im Süden grenzt das Urgon der Sierra nicht unmittelbar an die Trias des Aufbruchs von Aulet, sondern es ist ein von Störungen begrenzter Streifen von jüngerer Unterkreide eingeschaltet (Prof. 8—10). Abscherungen an der Triasgrenze und beginnende oder vollständige Loslösung von einzelnen Kreideschollen, die in der Trias schwimmen, sind hier häufig. Z. T. sind dabei überkippte Serien zu beobachten, deren jüngste, aber mobilste Glieder sich der Trias auflagern (Prof. 8 u. 9). Auch in der östlichen Fortsetzung der S^a. de Piñana findet sich noch eine von Trias umflossene kleinere Kreidescholle. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch im westlichen Teil des Triasaufbruchs von Aulet (Prof. 1), wo ebenfalls losgelöste kleinere Kreideschollen in der Trias schwimmen. Hier wie besonders weiter östlich im Gebiet südlich der S^a. de Piñana hat man den Eindruck, daß beim Aufdringen der Trias die verschiedenen Kreideschichten nach Maßgabe ihrer Mobilität mit der hochmobilen Trias reagiert haben.

Die am Westende des Triasaufbruchs von Aulet herrschenden Verhältnisse sind auch bezüglich der Vergenzen interessant; denn dort tritt, wie das Prof. 1 zeigt, steile nordgerichtete Schuppung und am Nordrand der Trias eine steil nordüberkippte Dogger-Urgon-Folge auf, und letztere grenzt unvermittelt an einer Störung an eine südüberkippte Alb-Oberapt-Serie.

Von der S^a. de Piñana wird am Mañanet durch einen kleinen Triasaufbruch eine nördliche Jura-Kreide-Scholle getrennt (Prof. 9). Im Westen wird die S^a. de Piñana durch den querstreichenden Triasaufbruch von Viu begrenzt, der bei Viu de Llevalla in Nordweststreichen einbiegt. Von östlich Viu ab wird der Nordrand des Triasaufbruchs nach Westen hin durch einen senkrechten Bruch gebildet (Prof. 7), der die Trias gegen die ziemlich flachliegende, die S^a. de Piñana nach Nordwesten fortsetzende Unterkreide verwirft.

Jenseits des quer bzw. schräg streichenden Triasaufbruchs von Viu wird die Scholle der S^a. de Piñana durch das Kreidemassiv der Fayada (III in Prof. 5—7) abgelöst, dessen Fortsetzung im Westen der Ribagorzana vom S^a. Salvador (P. 1509) gebildet wird

(III in Prof. 3 u. 4). Es grenzt im Süden mit steilen Brüchen an den Triasaufbruch von Aulet und besteht aus einer südvergenten Mulde, von der nur der leicht überkippte Nordflügel die vollständige Kreidefolge enthält. Im Nordostteil finden sich mehrere Spezialfalten. Alle Strukturen der Scholle werden im Osten von dem Triasaufbruch von Viu abgeschnitten, ohne sich auf dessen Ostseite fortzusetzen. An der Nordseite der Fayada kommt Trias heraus, die mit einer stellenweise als Nordüberschiebung ausgebildeten steilen Störung an die Kreide einer nördlich anschließenden Scholle grenzt (Prof. ~~5-7~~⁴⁻⁶). Im Osten mündet diese Trias in den Triasaufbruch von Viu ein. Im Westen geht sie jenseits der Ribagorzana zu Ende; aber in ihrer Fortsetzung liegt eine südwestlich streichende, verwickelt gebaute Störungszone mit von Cenomanmergel umflossenen Schollen herausgepreßter älterer und eingeklemmter jüngerer Gesteine. Im Südwesten läuft diese schrägstreichende Zone bei Santorens unter Abscherungserscheinungen in den Triasaufbruch von Aulet hinein.

Der hier in der Fortsetzung der Fayada-Trias herrschende Bau ist ebenso wie der der Triasaufbrüche (s. S. 89) von normaler Faltung weit entfernt. Falten sind wohl da, aber sie sind durchsetzt von Aufbrüchen und eingeklemmten Schollen und von Abscherungen an den Grenzen verschieden mobiler Schichtpakete.

Im Norden des Zuges der Fayada liegt die Kreidescholle von Buirra (IV). Im Osten der Ribagorzana (Prof. 6) besteht sie aus einer südfallenden Schichtfolge, die sich im Norden im unteren B^{co}. de Viu an einer Nordüberschiebung wiederholt und im Süden die Stirn eines südvergenten Sattels enthält, der westlich der Ribagorzana ausgeprägter wird (s. u.). Die Scholle zeigt also entgegengesetzte Vergenzen. Im Süden grenzt die Sattelstirn unvermittelt an steiler Störung gegen die ältesten Schichten der Fayada (s. o.). Das erinnert an die am Westende der Trias von Aulet beobachteten Verhältnisse. Die Nordgrenze der Scholle von Buirra bildet östlich der Ribagorzana z. T. der Triasaufbruch von Viu und z. T. ein diesen im Westen fortsetzender Bruch (Prof. 6). Im Norden dieser Störungszone liegt als Fortsetzung des Massivs der S^a. de Piñana ein Kreidezug (V in Prof. 6 und 7), der im Westen flach nach Norden gegen die älteren Gesteine der Nogueras-Zone abgeschert ist (s. S. 69 u. Prof. 6).

An der Ribagorzana springt die Trias von Pont de Suert nach Süden hin weit in die Kreide der Scholle von Buirra vor; daß hier ein flacher Quersattel vorliegt, wurde S. 70 gezeigt. Die Kreide des Südteils der Scholle von Buirra, die im Osten der

Ribagorzana steil südlich bis senkrecht fällt, bildet im Westen bei flachem Nordfallen den überkippten Südflügel eines Sattels mit flachem Nordflügel (IV in Prof. 3 u. 4, wohl auch 1). Im einzelnen ist der Bau des Sattels durch Abscherungen und Brüche kompliziert worden. Vor allem ist der flache Urgonkalk des Sattelkerns gegen die steilstehenden Schichten des Südflügels abgeschert (Prof. 3). Überhaupt ist in dem Kreidegebiet südlich von Pont de Suert die Faltung von besonders zahlreichen Abscherungen und steilen Störungen begleitet. Insbesondere ist die hangende Grenze der Trias fast nie normal.

Im Norden grenzt die Scholle von Buira auf der Westseite der Ribagorzana an den verwickelt gebauten schmalen Triasaufbruch von Cirés, der eingepreßte Kreide und nordgerichtete Schuppung zeigt (Prof. 2 u. 3). Im Osten mündet er in die Trias des flachen Quersattels von Pont de Suert ein. Jenseits des Quersattels entspricht der Störungszone von Cirés wahrscheinlich der Triasaufbruch von Viu bzw. die ihn fortsetzende Störung. An der Südseite dieser Störungslinie tritt ja auch Nordschuppung auf. Im Westen verschwindet der Triasaufbruch von Cirés unter dem Oligozän, wobei an seiner Südseite noch ein quergerichteter Aufbruch abzweigt. Im Norden des Triasaufbruchs von Cirés liegt das Jura-Kreide-Massiv des Cerro de Miraveto (V in Prof. 2 u. 3), das dem nördlichsten Kreidezug auf der Ostseite der Ribagorzana und damit der Scholle der S^a. de Pinana entspricht.

c. Die Längs- und Querfalten östlich der Isabena bis östlich der Esera.

Westlich der Ribagorzana verschwinden alle Falten und Störungen unter Oligozän, bis auf die im Osten flache, nach Westen steil werdende, den Kreidenordrand bildende Schichtfolge des Cerro de Miraveto. Aus dieser geht westlich von Bonansa die steile Mulde von Alins (Abb. 21, Prof. 3 u. 4; Taf. 1, Prof. 7) hervor, die nach Westen mit Störungen inmitten von Trias endigt. Der im Süden dieses Kreidezuges gelegene Teil der Kreidezone kommt im Osten der Isabena wieder unter dem Oligozän zum Vorschein. An die Mulde von Alins schließt sich dort, wohl als Fortsetzung des Triasaufbruchs von Cirés, ein schmaler Sattel an, in dem von der Isabena ab Trias zu Tage kommt (Sattel von Espés; Abb. 21, Prof. 2—4; Taf. 1, Prof. 7). Im Ostteil des Sattels grenzt die Trias mit Störungen an die jüngeren Gesteine, und an der Isabena ist ihr Nordrand z. T. eine steile Nordüber-

schiebung (Abb. 21, Prof. 3; Taf. 1, Prof. 7). Wenige Kilometer westlich des Endes der Mulde von Alins setzt im Norden des Triassattels eine neue Kreidemulde ein (Abb. 21, Prof. 2). Sie ist ziemlich flach, und ihre Grenze gegen die Trias ist jetzt ungestört.

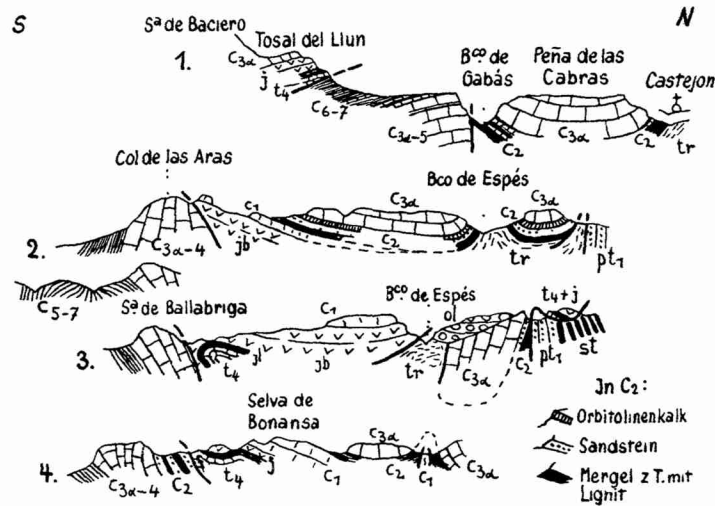


Abb. 21. Profile durch die Subzentrale Kreidezone von östlich der Isabena bis östlich der Esera.

Maßstab 1:100000. Zwischen Prof. 1 und 2 liegt der Quersattel des Turbón, und zwischen Prof. 3 und 4 ist das Profil 7 der Tafel 1 einzureihen.

Ebenso ist an der Südseite des Triassattels westlich von Espés die Grenze von Trias und Kreide vielfach normal (Abb. 21, Prof. 2).

Südlich des Sattels von Espés zeigt sich an der Isabena ein ganz anderes Bild wie an der Ribagorzana. Anstelle der verschiedenen Triasaufbrüche und Kreideschollen folgt nämlich eine ziemlich flache Schichtplatte, die im Süden an der Grenze gegen die Senonmergel den südvergente Sattel von Ballabriga bildet (Abb. 21, Prof. 2—4; Taf. 1, Prof. 7). Sein Südflügel ist auf die Senonmergel überfaltet. Er ist als die etwas nach Norden verschobene Fortsetzung jenes Sattels aufzufassen, der an der Ribagorzana ebenfalls die Senonmergel im Norden begrenzt.

Östlich der Isabena springt der Oberkreidekalk des Sattels von Ballabriga infolge Umbiegens des Streichens nach Nordosten zurück, ehe die Kreide unter dem Oligozän verschwindet. Ebenso biegt weiter südöstlich am Westende der Sª. de Aulet der Nordrand der Senonmergel nach Norden um (s. S. 88). So ergibt sich, daß die Senonmergel nach Norden in Form einer weiten, am Ost-

rand gestörten Quermulde vorspringen, die in der Hauptsache unter Oligozän verborgen liegt. An ihrer Ostseite stoßen die südlicheren der tektonischen Elemente ab, die an der Ribagorzana die Kreidezone aufbauen. An der Westseite der Quermulde liegt der Sattel, der die Grenze von Oberkreidekalk und Senonmergeln bildet, bedeutend weiter nördlich als im Osten. Auch im Süden ist die Quermulde an der Grenze der Oberkreide gegen das Alttertiär der Zone von Tremp zu erkennen, wenn auch hier entsprechend der Lage am Rande der Zone von Tremp das Fallen flacher ist.

Wie wir Quersattlung östlich der Isabena im Auftreten einer Mulde angedeutet fanden, so erscheint solche, dazu mit größerer Deutlichkeit, weiter westlich zwischen Isabena und Esera. Dort liegt der mächtige Kalkklotz des Turbón, bestehend aus einem nach Süden weit gegen die Senonmergel vorspringenden großen Quersattel mit steilen Flügeln (Abb. 22). Den Turbón haben JACOB, FALLLOT, ASTRE & CIRY (1926) als südbewegte Decke gedeutet, die Deckengrenze zwischen die oberkretazischen Kalkmassen und

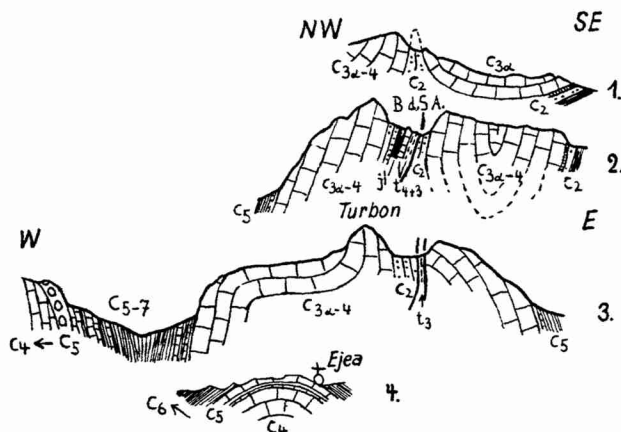


Abb. 22. Profile durch den Quersattel des Turbón.

1 : 100000.

Signaturenerläuterung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

B. d. S. A. = Barranco de Sⁿ. Adricin.

die sie umgebenden Senonmergel verlegend. Aber der Oberkreidekalk fällt mit Ausnahme einer Strecke, wo er senkrecht steht, allseitig unter die Senonmergel ein, und der Übergang von den Kalken zu den Mergeln ist verschiedentlich aufgeschlossen. Besonders klar ist diese Sachlage z. B. am Südwestende des Turbón bei Ejea, wo ein nach Süden vorspringender Nebensattel aus Ober-

(1689)

kreidekalk flach unter die Senonmergel abtaucht (Abb. 22, Prof. 4), und weiter nordöstlich an der Südseite des Hauptsattels. Ferner zeigt das Turbón-Massiv in seinem aus Unterkreide, Jura und Trias bestehenden Kern deutlichen Sattelbau in der (nord-südlichen) Querrichtung (Abb. 22, Prof. 1—3).

Eine ausgesprochene Vergenz nach Ost oder West besitzt der Turbón-Sattel nicht. Nach Süden setzt er sich nicht in die Zone von Tremp hinein fort. Nur an der Überkipfung der Schichten am Südrand der Kreide in der S^a. de Merli ist das Andrängen des Sattels noch zu erkennen. Weiter westlich wird das Einfallen wieder flach südlich.

Vom Quersattel des Turbón wird nun der von Osten kommende, pyrenäisch streichende und dabei südvergente Sattel von Ballabriga unterdrückt, und auch die Überschiebung in seinem Kern klingt unvermittelt aus. Im Westen des Turbón und jenseits der ihn begleitenden Quermulde (Abb. 22, Prof. 3) ist aber der pyrenäisch streichende Sattel in der S^a. de Cervin wieder sichtbar.

Der Quersattel selbst geht nach Norden hin unvermittelt zu Ende und er lenkt den Triassattel von Espés und die Strukturen des Nordrandes der Kreide nicht im geringsten ab. Vielmehr setzt sich der Triassattel von Espés nach Westen hin mit ziemlich flacher Schichtenlagerung in den B^{co}. de Gabás hinein fort. Südöstlich von Bisaurri endet die flache Kreidemulde, die ihn im Norden begleitet; sie setzt aber weiter westlich an einem Querbruch wieder ein (Abb. 20, Prof. 1). Die Trias des Sattels geht südwestlich von Bisaurri unter Abscherungserscheinungen zu Ende, und am Südflügel des Sattels stellt sich ein Bruch mit gehobenem Nordflügel ein, der sich bis auf das Westufer der Esera verfolgen läßt (Abb. 21, Prof. 1). Ferner zweigt südlich von Bisaurri von dem Triassattel im Süden eine Störung nach Westen hin ab, die sich bald zu einer wichtigen Nordüberschiebung entwickelt (Abb. 21, Prof. 1). Sie bildet westlich der Esera den Nordrand des Kreidemassivs der Cotiella.

d. Nacholigozäne Bewegungen.

Das Oligozän liegt in der Subzentralen Kreidezone und ebenso in der Noguerras-Zone im allgemeinen flach oder ist doch nur in ganz geringem Maße weitwellig verbogen. Steilere Aufrichtung oder Störung des Oligozäns tritt nur örtlich auf. So ist das eine flache Mulde bildende Oligozän des oberen Flamisell im Süden

eingebrochen und geschleppt (Abb. 14, Prof. 1). Am Mañanet ist das Oligozän an der Nordseite des Gewölbes der S^a. de Piñana steil aufgerichtet, woraus sich das Alter des Gewölbes ergibt (Abb. 20, Prof. 10; vgl. S. 89). Westlich von Pont de Suert ist

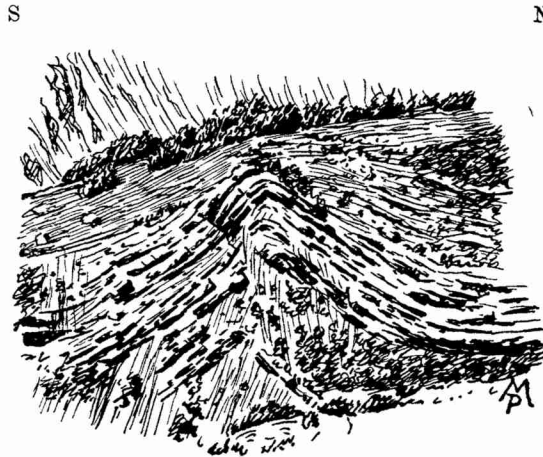


Abb. 23. Gefaltete Oligozän-Nagelfluh an der Nordseite des mittleren B^{co}. de Cirés (westlich von Pont de Suert).

an der Nordseite des Triasaufbruchs von Cirés das Oligozän zu einem kleinen Sattel steil aufgebogen (Abb. 23; vgl. auch Abb. 20, Prof. 2). Bei Alins findet sich steilfallendes Oligozän, ebenso in der westlichen S^a. de Aulet und weiter westlich im Süden des Endes der Trias von Aulet. Wie die angeführten Beispiele zeigen, treten die jungen Bewegungen meist in Nachbarschaft von hochmobilen Gesteinen, besonders von Trias, auf, und hier wieder besonders an Stellen, wo im voroligozänen Untergrunde starre Kalkmassive an Trias grenzen (z. B. S^a. de Piñana, B^{co}. de Cirés). In den südlichen Sierren, wo die nacholigozäne Faltung in erheblichem Ausmaß gewirkt hat, kommt die Rolle des Untergrundes noch deutlicher zum Ausdruck (s. Abschnitt III).

Zusammenfassung.

In der Subzentralen Kreidezone herrscht zwischen Segre und Esera ein wenig einheitlicher Bau. Sie besteht am Flamisell aus einer im Norden steil aufgerichteten Schichtfolge, die sich nach Süden hin verflacht und ohne nennenswerte weitere Faltung unter den jüngeren Gesteinen der Zone von Tremp verschwindet. Nach Osten hin stellt sich im Süden dieser den Kreidenordrand bildenden

Flexur der südvergente Sattel von Boixols ein. Nahe dem Kreide-nordrand tritt an der Pallaresa Nordfaltung auf.

Die aufgerichtete Kreidefolge des Flamisell ist im westlichen Fortstreichen überkippt und flach nach Süden überfaltet. An der Ribagorzana bildet sie auf kurze Erstreckung einen Sattel, und dieser erscheint an der Isabena am Nordrand der Senonmergel als südvergenter Sattel von Ballabriga wieder. Im Westen des Turbón entspricht ihm der Sattel der S^a. de Cervin.

Im Norden der die Südflexur und dann den südvergenten Sattel bildenden Kreide finden sich vom Flamisell ab westwärts noch weitere Kreidezüge. Dabei handelt es sich im Westen des Flamisell und im Gebiete der Ribagorzana um eine Reihe von Kreideschollen, die durch verschieden streichende, meist schmale Triasaufbrüche getrennt werden. An den Triasgrenzen treten hier vielfach Abscherungen auf, und wiederholt werden kleinere Kreideschollen, sich von den Hauptmassiven ablösend, teilweise oder ganz von Trias umschlossen. Im Innern besitzt jede Scholle ihren eigenen Bau. Dieser eigenartige tektonische Typ der von Trias umflossenen Schollen ist durch die hohe Mobilität der Trias bedingt. Die Vergenz ist hier nicht einheitlich, nur die reine Faltung vergiert vorwiegend nach Süden (Mulde der Fayada, Sattel von Buirá). Demgegenüber tritt im Norden nordgerichtete Schuppung auf, angedeutet an der Nordseite der Fayada, etwas deutlicher am Westende der Trias von Aulet. am ausgeprägtesten im unteren B^o. de Viu und im Triasaufbruch von Cirés, ferner teilweise am Kreidenordrand (vgl. S. 81). Vielfach, so besonders in den Triasaufbrüchen, tritt keine ausgesprochene Vergenz auf. Mehrfach grenzen Einheiten mit entgegengesetzten Vergenzen unvermittelt aneinander, jedoch durchschneiden sich die beiden Vergenzen niemals, wie das in der Nogueras-Zone der Fall ist.

Von den tektonischen Elementen, die den Nordteil der Subzentralen Kreidezone an der Ribagorzana aufbauen, setzt sich nur der Triasaufbruch von Cirés nach Westen fort, und zwar im Sattel von Espés. Dieser ist im Osten ein schmaler Triasaufbruch, der an der Isabena teilweise nach Norden auf die ebenfalls nordvergente Mulde von Alins überschoben ist; weiter westlich ist er aber meist ungestört, und im Westen des Turbón ist er flach, bis er an der Esera endet. Kurz vor der Esera zweigt von ihm eine Störungslinie ab, die sich nach Westen hin zu einer bedeutenden Nordüberschiebung entwickelt.

In der nördlichen Randregion der Kreide haben wir im Prinzip
(1692)

eine Südflexur vor uns, die mehrfach absetzt. Aber nur selten zeigt sich normales Auflager, sondern meist treten Störungen und besonders Abscherungen auf, die teilweise flach werden und dann mit Nordbewegung verbunden sind (vgl. S. 81).

In der Region der mehr oder weniger pyrenäisch streichenden Falten und Störungszonen treten auch Querfalten auf, nämlich die zum größten Teil von Oligozän verdeckte Quermulde östlich der Isabena und der deutlicher erkennbare steile Quersattel des Turbón. Von diesen Querfalten werden die südlichen der streichenden Falten unterbrochen, und nur noch die Strukturen des Kreidenordrandes und des südlich anschließenden Sattels von Espés streichen weiter, ohne von der nach Norden unvermittelt abklingenden Querfaltung beeinflusst zu werden. Die Quermulde an der Ostseite der Isabena ist auch insofern eine Scheide im Verlauf der streichenden Falten, als an ihrem Ostflügel die Kreideschollen und Triasaufbrüche der Ribagorzana abstoßen, ohne sich im Westen fortzusetzen.

Im Süden der Subzentralen Kreide liegt die von flachem Alttertiär erfüllte Zone von Tremp. Sie geht im Osten zu Ende, indem sich Faltung einstellt und außerdem der nördlichste Sattel der Sierrenzone an die Kreidezone heranstreicht. Nach Westen hin nimmt die Zone von Tremp an Breite zu. Die Querfalten der Subzentralen Kreide des Arbeitsgebietes setzen sich nicht in die Zone von Tremp hinein fort.

Was die Vergenzen in der Kreidezone betrifft, so herrscht im Süden einheitliche Südfaltung, während im Norden die Vergenz zum Teil wenig ausgeprägt ist und verschiedentlich wechselt, zum Teil aber auch neben südvergenter Faltung deutliche Nordschuppung auftritt (im Nordteil der Kreide und an ihrem Nordrand).

Das Alter der Faltung ist in der Kreidezone ebenso wie in der Zone von Gerri fast ausschließlich pyrenäisch, und nacholigozän sind im allgemeinen nur ganz flachwellige Verbiegungen eingetreten. Stärkere junge Aufrichtung tritt nur als örtliche Ausnahme im Norden der Kreidezone auf an Orten, die durch den Bau des Untergrundes bestimmt sind.

III. Die katalanische Sierrenzone.

Auf die Zone von Tremp folgt im Süden eine neue Faltungszone, die „Sierrenzone“ der spanischen Geologen. Sie setzt sich weit nach Westen fort. Hier wird nur ihr katalanischer Anteil behandelt; im Westen schließt das von G. SELZER gleichzeitig bearbeitete Gebiet an. Im Süden grenzen die Sierren an das Oligozän des

Ebrobeckens. Sie enden im Osten, indem das Oligozän vom Ebrobecken nach Norden bis in die Zone von Tresp vorgreift. Die geologische Selbständigkeit der Sierrenzone gegenüber den Kreidefalten der zentralen Südpyrenäen war schon paläogeographisch vorbereitet (besonders in der Kreide). Ebenso wie in der Subzentralen Kreidezone kommt auch in den Sierren nie etwas älteres als Muschelkalk bzw. „Röt“ heraus; über der Permotrias muß hier wie dort eine große Abscherung liegen.

a. Die voroligozäne („pyrenäische“) Südfaltung des Monsech.

Hierzu die Profile in Abb. 24 u. 25.

Die katalanische Sierrenzone zerfällt in zwei Teile, nämlich in den einheitlichen, auf 45 km durchstreichenden Sattel des Monsech und die weniger einheitlich gebauten südlichen Sierren. Der Monsech nimmt auch stratigraphisch eine Sonderstellung innerhalb der Sierren ein, indem er eine viel vollständigere und mächtigere Schichtfolge der Kreide aufzuweisen hat. Seine Ketten bestehen aus einer mit 25–35° zur Zone von Tresp hin einfallenden Schichtfolge von Kreide, Jura und etwas Trias, die im Süden mit einer Störung an Eozän grenzt. Bei gleichbleibenden geologischen Verhältnissen bietet der Monsech auf seiner ganzen Länge dasselbe bezeichnende morphologische Bild (Taf. 1, Prof. 4⁹ u. 8). Seine gleichförmige Front wird nur durch die tiefen Schluchten der Pallaresa und der Ribagorzana und im Osten durch den B^{co}. de Meya unterbrochen. Unterschiede des Baues im Osten und Westen zeigt der Monsech nur an seinem Südkontakt: im Osten handelt es sich um eine meist steile Aufschiebung der Trias des Sattelkerns unmittelbar auf Eozän, während sich schon in der Mitte und dann besonders im Westen der tektonisch reduzierte Südflügel des Sattels einstellt (vgl. hierzu die Profile der Südflanke des Monsech, Abb. 24 u. 25).

Den Bau des Monsech an seinem Ostende, kurz bevor er unter dem Oligozän verschwindet, gibt das Profil des B^{co}. de Meya wieder (Abb. 24, Prof. 8). Inmitten der Santon-Sandsteine tritt hier unter einer Abscherungsfläche ein kleiner Spezialsattel von Unterkreide auf. Die Überschiebung des Monsech auf das südliche Eozän kann hier nicht allzu steil sein, wie aus ihrem Zurückspringen im B^{co}. de Meya und 2½ km weiter östlich hervorgeht. Aufgeschlossen ist von der Störung sehr wenig, da der Fuß des Gebirges hier wie fast überall in Schutthalden gehüllt ist. Westlich des B^{co}. de Meya ist die Überschiebung auf das Eozän einmal auf wenige Meter mit Nordfallen von 60° aufge-

geschlossen. Ungefähr 50 m südlich von dieser Stelle findet sich, der Südfront des Monsech vorgelagert, im Oligozän ein kleines Vorkommen von Ophit, das als eine kleine Klippe zu deuten ist (Abb. 24, Prof. 8). Der Ophit ist in sich mylonitisiert und wird von flachen

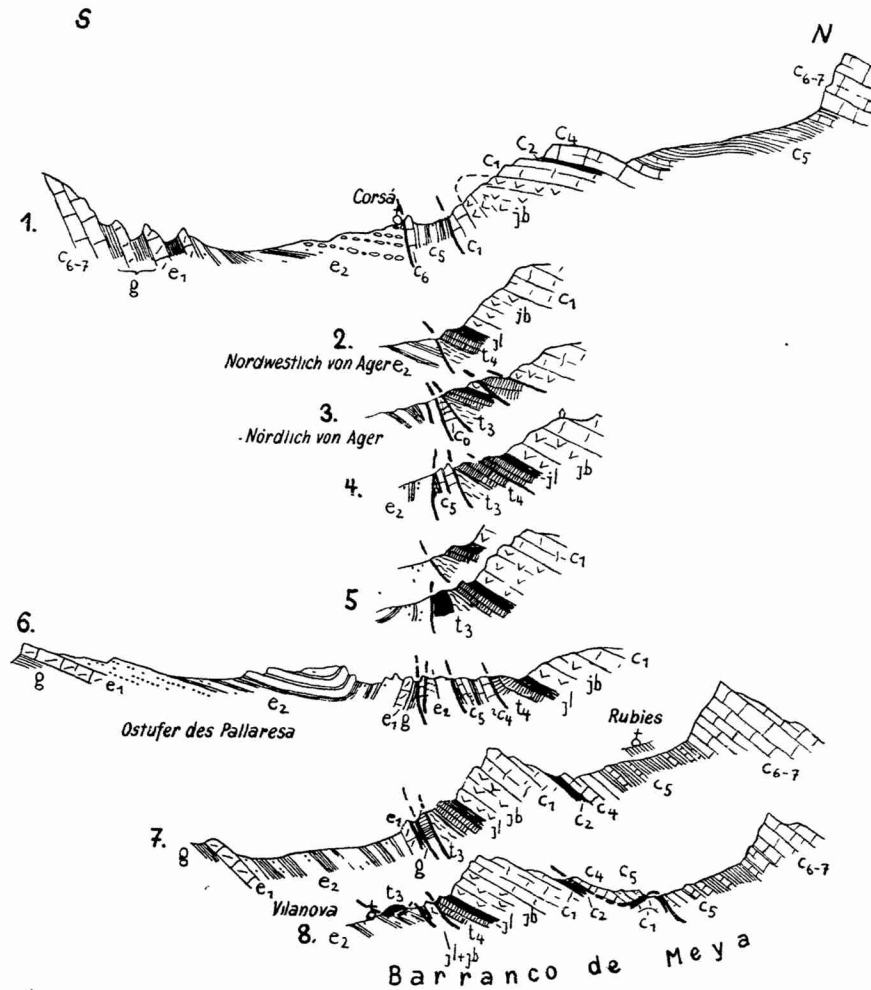


Abb. 24. Profile durch die Südseite des Monsech östlich der Ribagorzana (katalanischer Anteil).

1 : 50000; Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

dünnen Lagen von Keupermergeln und zerbrochenem Triaskalk durchzogen. Es scheint also, daß hier die in der Tiefe steilere Monsech-Überschiebung im Niveau des Eozäns, d. h. der zur Zeit der Faltung jüngsten Schicht, nach Süden hin recht flach wird.

Nach Westen ist die große Monsech-Störung weithin zu verfolgen (Taf. 1, Prof. 9; Abb. 24). Im Osten der Pallaresa stellt sich an ihrer Südseite der reduzierte Südflügel des Sattels ein (Abb. 24, Prof. 7), und die vielfach gleitbrettartig zerlegten Reste dieses Südflügels werden zur Pallaresa hin durch eine gestörte Mulde von Eozänflysch zweigeteilt (Abb. 24, Prof. 6). Am Südrand herrscht hier also noch Spezialfaltung. Das Profil der Pallaresa zeigt sehr komplizierte Verhältnisse, die auf der Karte (Tafel 1) nur vereinfacht wiedergegeben werden konnten. Der Rest des in sich noch spezialgefalteten Südflügels ist hier eigentlich ein Mylonit großen Stils. Im tiefen Niveau der Pallaresa nimmt er einen breiteren Raum ein als auf den Höhen zu beiden Seiten.

Im Westen der Pallaresa verschwindet der Südflügel wieder, und die Störung steht auf ein kurzes Stück fast senkrecht (Abb. 24, Prof. 5). Hier ist der Kontakt in großem Maßstab aufgeschlossen, — das einzige Mal außer im Westen an der Ribagorzana. Nach Westen zu bekommt die Störung wieder deutliches Nordfallen, wie kleine Aufschlüsse in dem Barranco zwischen C. Maset und Ametlla²²⁾ zeigen (Abb. 24, Prof. 5a). Auf seiner Westseite springt die Trias ein Stück nach Süden vor. Falls hier nicht etwa eine Querstörung vorliegt, ist anzunehmen, daß die Überschiebung wie bei Vilanova flach wird; der Kontakt ist nicht aufgeschlossen, wie überhaupt im Gebiet von Ametlla die Anschlußverhältnisse besonders schlecht sind. Das Eozän steht nur in den Talschluchten an, während die Höhen dazwischen aus Schuttmassen von Jura und Trias bestehen, wodurch flache Überschiebungen vorgetäuscht werden könnten. Immerhin scheinen außer den atektonischen Gleitungen auch wirkliche Überschiebungen vorzuliegen.

Weiter westlich ist die Monsech-Überschiebung durchgehend steil. Dabei stellen sich nördlich von Ager wieder Reste des Südflügels ein (Abb. 24, Prof. 3 u. 4), die nach Westen verschwinden (Abb. 24, Prof. 2). Aber gegen Westen wird der Sattelbau des Monsech dadurch noch deutlicher erkennbar, daß das Coniac des Nordflügels sich um die älteren Schichten des Sattelkerns schließt, so daß es jetzt statt der Trias im Süden an das Eozän grenzt. Bald stellen sich am Südflügel auch noch Santonmergel und von Corsá ab dazu Obersenonkalk ein, beides steil südüberkippt. Nordöstlich von Corsá kommen im Kern wieder Unterkreide und Dogger heraus (Abb. 24, Prof. 1), und der Dogger grenzt bald

22) Ametlla liegt im Süden des südlichen Vorsprungs der Monsech-Serie.

unter Ausfall des Coniac und der Unterkreide unmittelbar an die Santonmergel. An der Ribagorzana erscheint im Sattelkern Trias, die sich nach Westen fortsetzt, bis der Monsech unter dem Oligozän verschwindet (Abb. 25). Im Osten nahe der Riba-

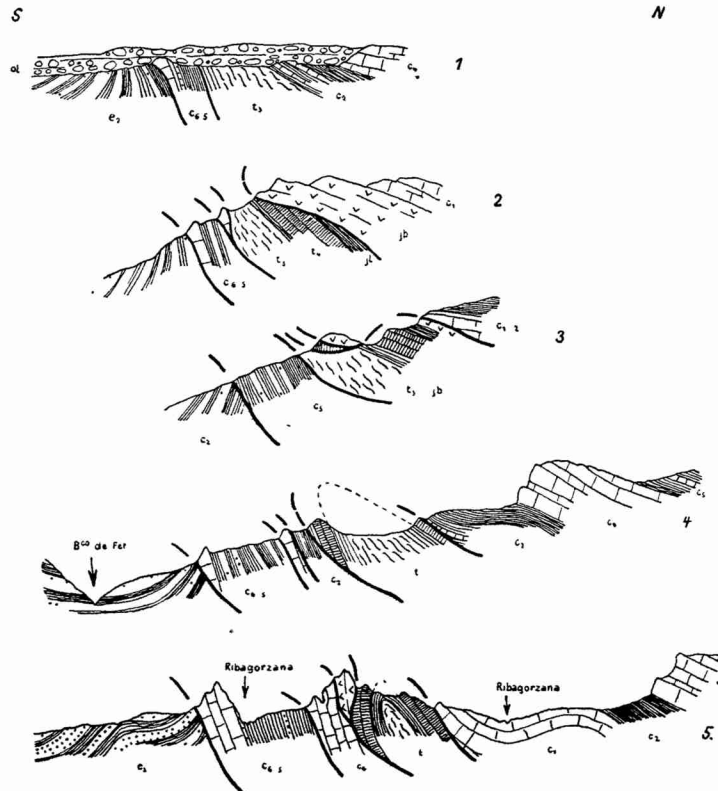


Abb. 25. Profile durch die Südseite des Monsech westlich der Ribagorzana (aragonischer Anteil).

Etwa 1:30000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

gorzana (Abb. 25, Prof. 4. u. 5; Taf. 1, Prof. 8) bildet die Trias einen südvergente Sattel, von dem im Westen (Abb. 25, Prof. 1—3) nur der Nordflügel da ist. Im Süden grenzt die Trias mit einer meist steil nordfallenden Störung an die jüngeren Schichten des Südfügels, der im Norden des durchgehenden Zuges der Santonmergel noch mehrere Linsen von Coniac, Unterkreide und Dogger enthält. Im Norden liegt zwischen der Trias und den jüngeren Schichten des Nordflügels eine Abscherungsfläche (Abb. 25), die im Westen z. T. sehr flach wird, so daß dort Dogger auf den Kern des Triassattels vorgreift (Abb. 25, Prof. 2 u. 3).

Ganz im Westen springt diese Störung zurück, und dadurch kommen wie im Osten (Abb. 25, Prof. 4) die Unterkreidemergel in direkten Kontakt mit dem Keuper (Abb. 25, Prof. 1).

Wenig weiter westlich und nordwestlich verschwinden die Gesteine des Monsech unter dem Oligozän (Abb. 25, Prof. 1). Aber bei Tolva kommen sie noch einmal heraus. Sie bilden

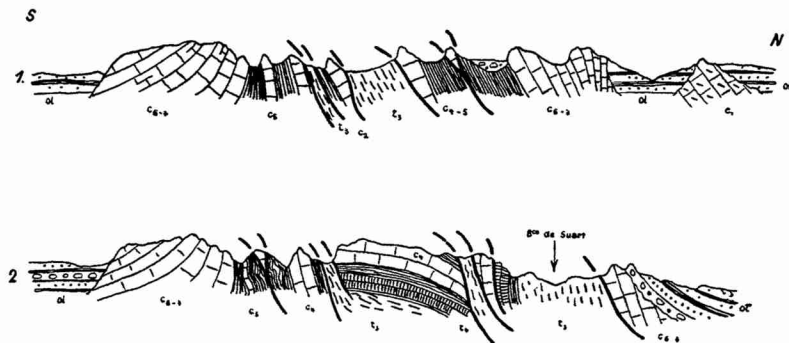


Abb. 26. Profile durch das Mesozoikum von Tolva.

Prof. 1 = Westseite, Prof. 2 = Ostseite des B^{co}. de Guart.

Etwa 1:30000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Taf. 1.

hier einen südvergenten, nach Osten zu sehr rasch abtauchenden Sattel mit Trias im Kern (Abb. 26). Sein Nordflügel ist durch einen schrägstreichenden Triasaufbruch zerstückelt. Sein zunächst steiler Südfügel wird nach Süden zu bald flach. Wenn wir in diesem Sattel die unmittelbare Fortsetzung des Monsech-Sattels sehen, so nehmen wir an, daß sein östliches Abtauchen durch eine Quermulde bedingt ist. Eine Quersaltung deutet sich ja auch im Streichen des Triasaufbruchs an, der den Sattel schräg durchschneidet. Aber wie die vom Oligozän verhüllten Beziehungen im Einzelnen auch geartet sein mögen: als Ganzes entspricht das Mesozoikum von Tolva jedenfalls dem Sattel des Monsech; denn erstens liegt es im Fortstreichen, und zweitens gehört es stratigraphisch zum Monsech. Aber der bezeichnende Bau des Monsech herrscht hier nicht mehr; wir sind an seinem Westende, wo er sich auflöst.

Das der Monsechkette südlich vorgelagerte Eozän bildet den Kern und den (außer im Westen) flachen Südfügel einer Mulde, deren Nordflügel fast überall an der Monsechüberschiebung ausfällt. Unter dem Alttertiär erscheint Kreide; sie bildet im Osten der Pallaresa das flache Gewölbe der S^a. de S. Mamet (Taf. 1, Prof. 9), an deren Ostende im Einschnitt des Rio de Meya Trias herauskommt. Im Westen der Pallaresa ist das Gewölbe ebenfalls außerordent-

(1698)

lich flach (s. Abb. 35). Aber zur Ribagorzana hin geht es in einen steilen südvergenten Sattel über (Taf. 1, Prof. 8).

Zusammenfassung.

Der Monsech ist ein Sattel pyrenäischen Alters, steil aufgeschoben unter Ausdünnung bis völliger Unterdrückung seines Südflügels auf den Nordflügel eines (außer im Westen) flachen Gewölbes. Die Überschiebung scheint in ihrer östlichen Hälfte im Niveau des hohen Eozäns z. T. flach zu werden. Die Schichten des reduzierten Südflügels sind vielfach gleitbrettartig zerlegt. Ihr größtes Ausmaß besitzt die Monsechstörung im Osten, während sich nach Westen zu der reduzierte Südflügel allmählich mehr vervollständigt. Im Westen liegt in der Fortsetzung des Monsech das kompliziert gebaute Mesozoikum von Tolva.

b. Die pyrenäische und die nacholigozäne Tektonik im Südteil der katalanischen Sierrren.

Im Süden des dem Monsech vorgelagerten Kreidengewölbes ist die Tektonik pyrenäischen Alters sehr viel weniger einheitlich als im Norden. Außerdem ist hier der pyrenäische Bau von der nur im Süden stärker wirksamen nacholigozänen Faltung überarbeitet worden.

1. Das Gebiet zwischen Artesa und Camarasa.

a. Die pyrenäische Querfaltung.

In den östlichen katalanischen Sierrren stellt sich im Süden der flachen Kreidetafel der S^a. de S. Mamet starke Querfaltung pyrenäischen Alters ein. So deutet sich an der Ostseite des Oligozänbeckens von Rubió ein alter Quersattel an, der im Norden in Nordweststreichen umbiegt (Abb. 27, Prof. 3 u. 2). Durch das Hinzutreten der jungen Faltung sind die Lagerungsverhältnisse hier kompliziert worden. Ein zweiter, nacholigozän ebenfalls teilweise überarbeiteter Quersattel liegt an der Westseite des Beckens von Rubió (Abb. 27, Prof. 3). Es folgt eine breite, nur im Norden tiefer eingefaltete Quermulde und dann ein steiler, nach Süden flacher werdender ostvergenter Quersattel (Abb. 27, Prof. 1 und 3). An ihn schließen sich eine im Süden breite und sehr flache, im Norden engere Quermulde und dann ein ostvergenter Sattel mit ganz flachem Westflügel an, der nach Süden zu abklingt (Abb. 27, Prof. 1 und 3).

Das pyrenäische Alter dieser Querfalten wird durch die diskordante Lagerung des Oligozäns bezeugt (Abb. 27, Prof. 1 oben).

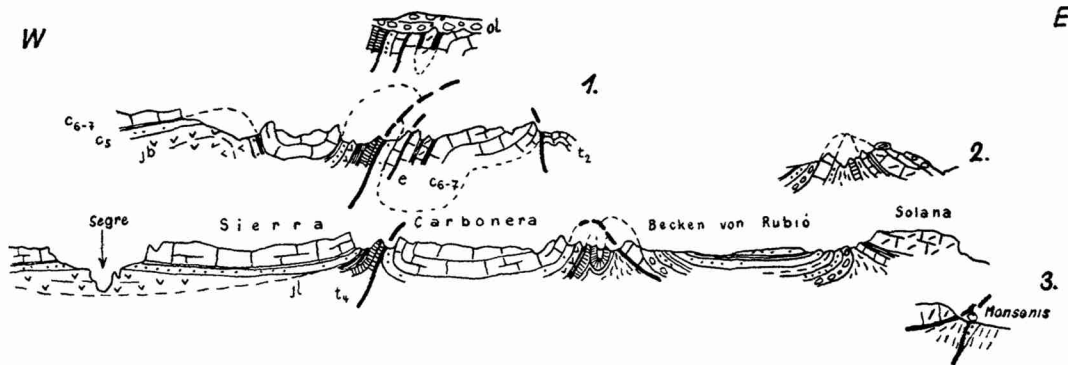


Abb. 27. Profile der Querfalten im Gebiet zwischen Artesa und Camarasa.

1:100000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Nach Norden gehen die Querfalten nicht in die Tafel der S^a . de S. Mamet hinein. Hier lag im voroligozänen Bau eine längs-streichende Störungszone (Linie von Alós), an der das quergefaltete Gebiet gegen die nördliche Kreidetafel absetzte (s. Abb. 28). Wahrscheinlich handelte es sich um einen Triasaufbruch; denn bei Alós transgrediert das Oligozän auf der Trias eines Sattels, welcher nach Osten in jenen Sattel hineingeht, der nördlich von Rubió nach Süden umbiegt (s. S. 103 und Abb. 28, Prof. 5 und 6).

β. Die junge Faltung und der Rand des Ebrobeckens.

Der Triasaufbruch
von Alós.

Die junge Faltung hat im Gebiet von Artesa—Camarasa stark gewirkt. Sie gab der Störungszone von Alós endgültig die Gestalt eines Triasaufbruchs. Im Süden schneidet dieser mit einer Störung die Querfalten und das auf ihnen transgredierende Oligozän ab, und an seiner Nordseite ist das Oligozän steil aufgerichtet, so daß sich eine gewisse Nordvergenz ergibt (Abb. 28, Prof. 1—4). Nach Westen zu geht die junge Bewegung an der Linie von Alós zu Ende, nach Osten geht sie posthum in den nordwestlich streichenden alten Sattel hinein, der nördlich von Rubió nach Süden umbiegt; dabei zeigt sich nur noch am Südflügel junge Bewegung (Abb. 28, Prof. 6).

Das Becken von
Rubió.

Der eben genannte Sattel-Südflügel bildet die Nordseite des Oligozänbeckens von Rubió. Im Westen ist dieses eine südvergente, im Norden von Trias überschobene Mulde (Abb. 29, Prof. 2). Weiter östlich verbreitert es sich nach Norden und schließt sich dann unter allseitig steilem Einfallen des Oligozäns (Abb. 29, Prof. 3 und Abb. 27, Prof. 3). Die nord-südliche Ablenkung des sonst ost-

(1700)

westlichen nacholigozänen Streichens ist durch die alten Quersättel bedingt. Die wichtige Rolle des voroligozänen Untergrundes für die junge Faltung tritt vielfach hervor (vgl. S. 110).

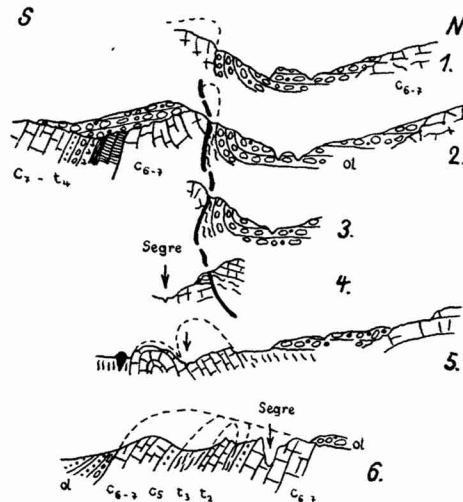


Abb. 28. Profile durch den Triasaufbruch von Alós.
1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

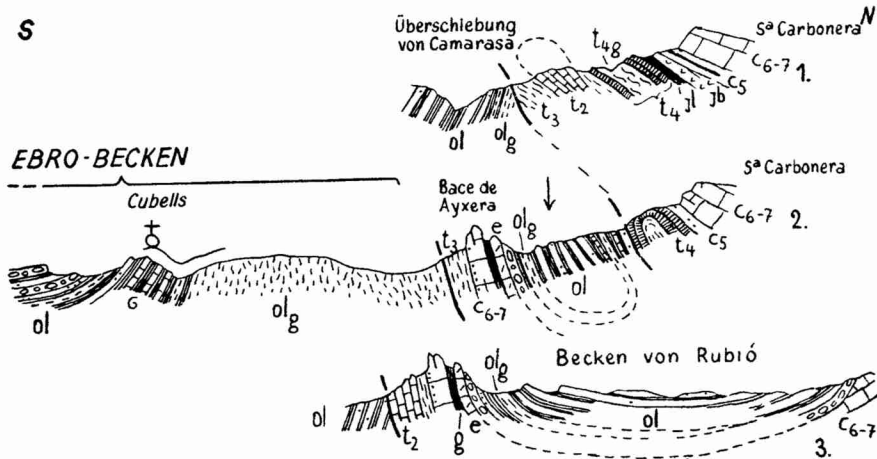


Abb. 29. Nord-Süd-Profile durch das Gebiet zwischen Artesa und Camarasa.
1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Die Bace de Ayxerá
und der Rand des
Ebrobeckens bis zum
Segre.

Im Süden des Beckens von Rubió liegt die steilstehende Schichtfolge der Bace de Ayxerá, die im Süden dem Oligozän des Ebrobeckens steil aufgeschoben ist (Abb. 29, Prof. 2 u. 3). Im Westen wird sie von dieser Überschiebung abgeschnitten, und die Mulde von Rubió vereinigt sich mit dem Ebrobecken. Von hier ab bis Camarasa bildet die an der Nordseite der Mulde von Rubió liegende Überschiebung (Überschiebung von Camarasa) den Rand des Ebrobeckens, sodaß jetzt die quergefaltete Platte der S^a. Carbonera unmittelbar an das Ebrobecken grenzt. Dabei bildet die Trias des Südrandes der Sierra im Westen einen südüberkippten Sattel (Abb. 29, Prof. 1). Das Oligozän ist im Süden der Randstörung steil aufgerichtet und gehört einer Faltungszone an, die sich nahe dem Nordrand des Ebrobeckens entlang zieht²³⁾.

Die Solana.

Die Bace de Ayxerá biegt in der Südostecke der Mulde von Rubió in Nordoststreichen um und wird dann von einer Querstörung abgeschnitten. Im Osten werden die Bace de Ayxerá und die Mulde von Rubió durch das Alveolinenkalk-Massiv der Solana abgelöst (Abb. 27, Prof. 2 u. 3). Dieses wird an seiner Süd- und Ostseite von der Fortsetzung der Trias der Bace de Ayxerá umsäumt; die Trias grenzt mit einer Störung an das aufgerichtete Oligozän des Ebrobeckens. Die Solana ist eine flache Mulde pyrenäischen Alters. Die Oligozäntransgression fand sie als einen Kalkklotz mit Trias am West-, Süd- und Ostfuße vor, und dieser Klotz

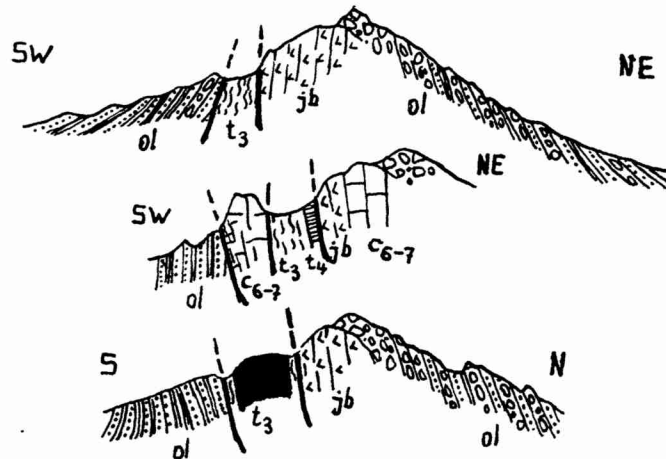


Abb. 30. Profile durch den Mesozoikum-Aufbruch von Artesa.
1 : 25 000.

23) Die junge Faltung innerhalb des Ebrobeckens wird hier nicht behandelt.

wurde nach seiner Eindeckung durch das Oligozän bei der jungen Faltung hochgepreßt, wobei sich die Hauptbewegung in der Trias und an deren Grenze gegen das Oligozän abspielte. Das Umbiegen der Randstörung des Ebrobeckens an der Südostecke der Solana ist offenbar durch diese Verhältnisse bedingt. Auch an anderen Stellen ergibt sich eine weitgehende Beeinflussung der jungen Faltung durch das unausgeglichene Relief und die verschiedene Mobilität des voroligozänen Untergrundes (vgl. S. 110).

Östlich von Artesa kommt im Oligozän des Ebrobeckens noch einmal Mesozoikum als Kern eines jungen Sattels heraus. Dabei werden die Oligozänsandsteine des Südflügels von einer meist als Überschiebung ausgebildeten steilen Störung begrenzt, während auf dem Nordflügel die diskordanten Basalkonglomerate des Oligozäns normal transgredieren. Im Sattelkern ist der Keuper dem übrigen Mesozoikum vorangeeilt.

Der Aufbruch von Mesozoikum bei Artesa. (Hierzu die Abb. 30).

Nördlich Artesa springt das Oligozän des Ebrobeckens bis hinan an die Zone von Tresp vor. Entlang seinem Westrande, wo es auf dem pyrenäisch gefalteten Bau transgrediert, liegt es flach. Aber nach Osten hin stellen sich vereinzelte Falten ein. So liegt bei Montargull ein Sattel (Abb. 31, Prof. 1 u. 2), an den

Das Oligozän im Norden von Artesa.

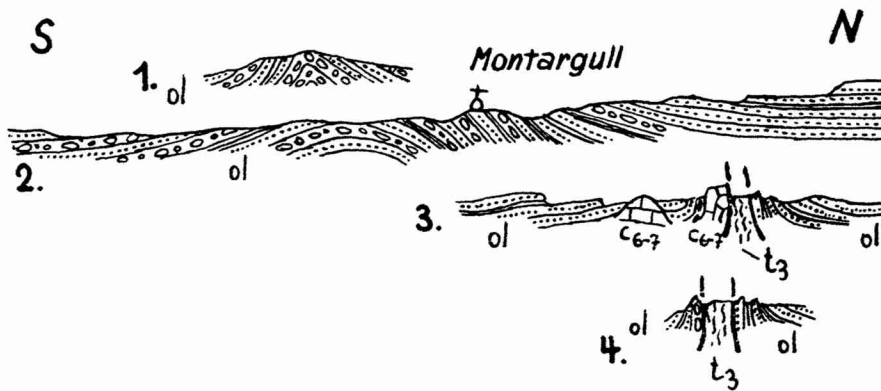


Abb. 31. Profile im Oligozän nördlich von Artesa.

1 : 50 000.

In Profil 1—2 Sattel von Montargull.

In Profil 3—4 „ des Monmargastre.

im Norden eine weite flache Mulde anschließt. Gestaffelt zu diesem Sattel liegt am Monmargastre ein nach Westen hin unvermittelt abtauchender Sattel mit Kreide und Trias im Kern (Abb. 31, Prof. 3 u. 4). Dabei ist wie bei Artesa die Trias den jüngeren Schichten vorangeeilt. Sonst liegt das Oligozän im Norden von Artesa flach.

(1703)

1. Das Gebiet zwischen Camarasa und Os.

α. Die Überschiebung von Camarasa westlich des Segre und das Gebiet der S^a. de Montroig.

(Hierzu die Profile der Abb. 32).

Die Überschiebung von Camarasa setzt sich weit nach Westen fort, aber den Rand des Ebrobeckens bildet sie nur bis Camarasa; denn dort kommt südlich von ihr inmitten des Oligozäns nochmals Älteres heraus. Westlich von Camarasa stellt sich das pyrenäisch gefaltete Alveolenkalk-Massiv des S. Salvador (s. S. 109) ein, und um dieses biegt die Störung von Camarasa nach Norden aus, wobei sie vorübergehend ihren Überschiebungscharakter verliert (Prof. 6). Westlich des S. Salvador setzt im Süden der Störung das Oligozän des bereits sedimentär vorgebildeten Beckens von Torre de Rich²⁴⁾ ein, und damit wird die Störung wieder zu einer jetzt sogar flachen Überschiebung (Prof. 5). Nach Westen

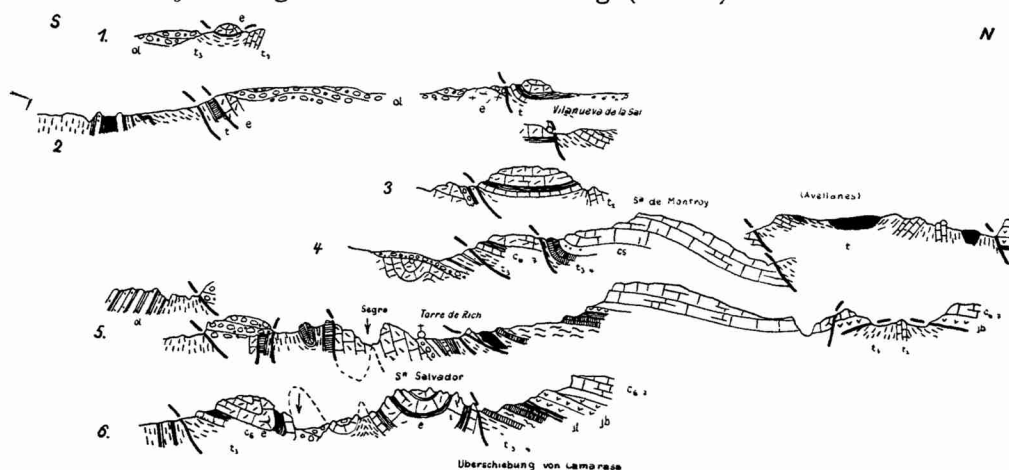


Abb. 32. Profile der südlichen Sierras zwischen Camarasa und Os.

1 : 75 000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

zu wird sie wieder steiler und schließlich senkrecht (Prof. 4—2), womit zugleich ihr Ausmaß abnimmt.

Im Norden der Überschiebung von Camarasa liegt die zu flachen, ost-westlich streichenden Wellen verbogene Schichtfolge der S^a. de Montroig (Prof. 4—6). Sie setzt die quergefaltete Platte der S^a. Carbonera fort, zeigt selbst aber diese Querfaltung nicht mehr. An der Westseite der Pallaresa kommt im Norden unter dem Dogger der S^a. de Montroig Trias heraus (Prof. 5), die das

24) Torre de Rich liegt nördlich von Sⁿ. Lorenzo.

Ostende des großen Triasgebietes von Avellanes (s. S. 112) bildet. Wenig weiter südwestlich bringt eine steile Überschiebung diese Trias in Kontakt mit der Oberkreide (Prof. 4). Das Alter dieser Störung ist fraglich. Zwar liegen über ihr wenig mächtige Konglomerate, das Tal zwischen Trias und Kreide erfüllend, aber deren Alter ist unsicher. Im Westen schaltet sich zwischen der Schichtfolge der S^a. de Montroig und der Störung von Camarasa eine südlichere flache Kreide-Eozän-Mulde ein, im Osten an einem Querbruch innerhalb der Montroig-Trias beginnend (Prof. 2—4). Westwärts endet zuerst die im Westen von wahrscheinlich alten Querstörungen zerstückelte nachtriadische Schichtfolge der S^a. de Montroig, dann die südlichere Serie und bald darauf die Störung von Camarasa inmitten der Trias von Avellanes.

β. Das Gebiet südlich der Überschiebung von Camarasa.

Am Segre liegt südlich der Störung von Camarasa die ost-westlich streichende pyrenäische Mulde des S. Salvador, der im Süden ein Triassattel und eine weitere kleine Mulde vorgelagert sind (Abb. 32, Prof. 6). Im Westen heben sich diese Falten an einem ebenfalls pyrenäischen Quersattel steil heraus (Abb. 33, Prof. 1).

Die alte Quer- und Längsfaltung.

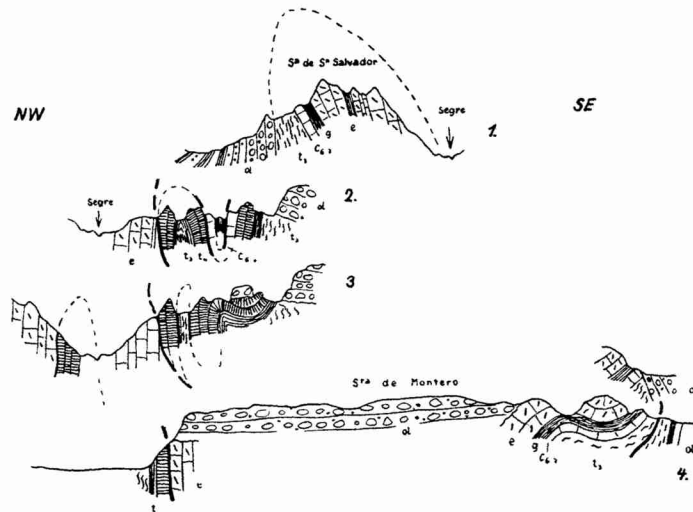


Abb. 33. Profile durch die Quersalten südwestlich von Camarasa. Etwa 1:30000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Südlich des S. Salvador erscheint im Ostteil der S^a. de Monteró noch einmal das voroligozäne Gebirge. Es handelt sich um eine südvergente pyrenäische Mulde (Abb. 32, Prof. 6), die außerdem quergefaltet ist (Abb. 33, Prof. 4).

Ferner kommt im Nordwestteil der S^a. de Monteró der Quersattel der Westseite des S. Salvador wieder heraus. Er ist in mehrere steile Spezialfalten gegliedert, denen Kreide und Garumnium fast ganz fehlen (Abb. 33, Prof. 2—4). Die Trias seines Nordwestflügels setzt sich weit nach Südwesten fort und biegt dann in Ost-West-Streichen um.

Im Nordwesten bzw. Norden dieses Triaszuges liegt mit einer Abscherung das Alveolinenkalk-Massiv von S. Lorenzo. Im Norden verschwindet es unter dem Oligozän der Mulde von Torre de Rich, das im Westen weit südwärts vorgreift. Im Nordosten des Eozän-Massivs wird die alte Querfaltung durch Längsfaltung abgelöst (Abb. 32, Prof. 4). In seinem Westteil herrscht ebenfalls alte Längsfaltung. Sie ist mit weitgehenden, vielfach flachen Abscherungen an der Trias-Obergrenze verbunden. Im Westen endet das Eozän als abgescherte Mulde inmitten der Trias von Avellanes (Abb. 32, Prof. 1). Wenig weiter westlich findet sich in der Trias noch eine flach abgescherte Scholle von Eozän.

Die junge Südfaltung. Auf dem eben beschriebenen Bau transgrediert das Oligozän. Teilweise fand es noch ein recht unausgeglichenes Relief vor. Z. B. bildete der S. Salvador einen Kalkklotz, an dessen steile Flanke sich das Oligozän anlagerte.

Die nacholigozäne Faltung führt in dem besprochenen Abschnitt zur Ausbildung von zwei Überschiebungen, nämlich im Norden zu der Überschiebung von Camarasa (s. S. 108), mit der die Einmündung des Oligozänbeckens von Torre de Rich zusammengehört (Abb. 32, Prof. 2—6), und im Süden zu einer neu einsetzenden Randüberschiebung des Ebrobeckens (s. S. 111 und Abb. 32, Prof. 6, 5 und 2). Südlich von ihr entstand im Oligozän ein Sattel, der entlang dem Rande des Beckens verläuft.

Im einzelnen übte vielfach der voroligozäne Untergrund einen wichtigen Einfluß auf die junge Tektonik aus. So bedingt der Kalkklotz des S. Salvador das Ausbiegen und Senkrechtwerden der Störung von Camarasa (s. S. 108). Südlich von ihr wird der S. Salvador im östlichen Fortstreichen der Oligozänmulde von Torre de Rich als Kern eines sattelähnlichen Gebildes emporgepreßt, an dessen West- und Südostseite das Oligozän steil aufgerichtet ist (Abb. 33, Prof. 1). Der S. Salvador war also bei der pyrenäischen Faltung als Mulde tektonisch tief, wurde bei der nachpyrenäischen Abtragung zu einer morphologischen Aufragung und wurde dann bei der jungen Faltung auch tektonisch hochbewegt. Außer dem unausgeglichenen Relief spielt auch die verschiedene Mobilität eine Rolle: der starre Kalk wurde hochgepreßt,

wobei die Gleitbewegung sich weithin in der Trias vollzog. Im Südosten, wo das Oligozän mit dem Eozän fest verbunden ist, wurde es als Ganzes in die Höhe gezogen; im Westen, wo es auf Trias liegt, blieb es tiefer und wurde dafür steil geschleppt.

Ähnliche Verhältnisse wurden an der Solana beobachtet (s. S. 106). Ferner wurde an der Ostseite der S^a. de Monteró eine von Trias umsäumte alte Eozänmulde gegenüber dem Oligozän gehoben, und die Störung setzt auch hier gerade da ein, wo das Oligozän von Trias unterlagert wird. Diese neu einsetzende Ebrobecken-Randüberschiebung verläuft im Zusammenhang mit der alten Querfaltung zunächst nord-südlich (Abb. 33, Prof. 4). Dann biegt sie in ost-westliches Streichen um (Abb. 32, Prof. 6). Weiterhin überschiebt die Oligozän-Nagelfluh der S^a. de Monteró den Oligozängips des Ebrobeckens (Abb. 32, Prof. 5). Am Segre stößt der pyrenäische Trias-Quersattel der westlichen S^a. de Monteró gegen die junge Störung und lenkt sie auf mehrere Kilometer hin nach Südwesten ab. Zusammen mit der Südgrenze des Eozän-Massivs von S. Lorenzo und der sie begleitenden Trias biegt die Randüberschiebung des Ebrobeckens dann in ost-westliches Streichen um (Abb. 32, Prof. 2). Nach Westen klingt sie aus, und das Oligozän liegt jetzt normal auf der Trias (Abb. 32, Prof. 1).

γ. Das Triasgebiet von Avellanes.

Am Westende des Massivs von S. Lorenzo springt die Trias von Avellanes als pyrenäischer Quersattel bis an den hier ungestörten Rand des Ebrobeckens vor. Im Westen ist sie an einem Querbruch (Bruch von Os) gegen eine weite, flache Eozänmulde (Mulde von Os) verworfen. Östlich der Störung findet sich in der Trias noch eine nordnordwestlich streichende steile Kreidemulde pyrenäischen Alters (Abb. 34). Der Querbruch von Os kommt nur im Norden zum Vorschein; sonst liegt er unter einem von Süden her vorspringenden Streifen von Oligozän verborgen. Südlich von

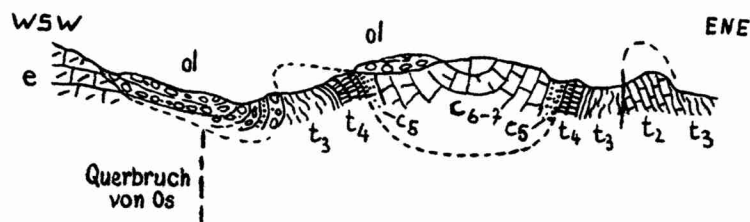


Abb. 34. Profil im Süden von Os.

1:25000.

(1707)

Os bildet dieses Oligozän eine Quermulde mit teilweise steilem Ostflügel (Abb. 34). Daß hier bei der jungen Faltung örtlich Querstreichen auftritt, ist wohl durch den im Untergrund verlaufenden alten Querbruch bedingt.

Im Norden geht der Querbruch von Os in die Trias von Avellanes hinein. Aber auch weiter nördlich wird der Westrand der Trias von Avellanes vorwiegend von querstreichenden Elementen gebildet. Südlich von Tartareu²⁵⁾ findet sich eine nordöstlich streichende junge Störung. Nördlich von Tartareu ist das Hangende der Trias in pyrenäischer Zeit mit nord-südlichem Streichen ausgerichtet; nach Norden zu wird es flach.

Den Nordrand des Triasgebietes von Avellanes gegen die dem Monsech südlich vorgelagerte Kreidetafel bildet ein ost-westlich verlaufender senkrechter Bruch von wahrscheinlich pyrenäischem Alter (Abb. 32, Prof. 4). Nach Westen zu geht er in der Kreidetafel zu Ende. Im Osten erreicht er die Pallaresa nicht ganz, während sich die Trias noch bis zu dem Flusse fortsetzt (Abb. 32, Prof. 5). So bildet sie einen z. T. steil gefalteten Sattel bzw. Horst, der im Südosten durch die nördliche Randstörung der S^a. de Montroig begrenzt wird (Abb. 32, Prof. 4 und 5). Südwestlich der S^a. de Montroig wird der Südostrand der Trias von Avellanes nicht mehr durch eine einheitliche Linie gebildet, sondern die Trias greift fingerförmig zwischen den jüngeren Gesteinen der nach Osten einsinkenden Mulden vor.

In seinem Innern ist das Triasgebiet von Avellanes z. T. stark, z. T. nur schwach gefaltet. Häufig treten Wechsel im Streichen und disharmonische Erscheinungen auf. Die Mobilität der Trias bedingt mancherlei Spezialtektonik, und die Trias ist ja außerdem das Niveau, in dem sich die Abscherung der Sierren vollzieht.

Als Ganzes bildet die Trias von Avellanes ein tektonisches Hochgebiet, das im Süden mit einem Quersattel bis an das Ebrobecken und im Nordosten mit einer Art Horst bis an die Pallaresa reicht. Es wird fast überall von Störungen begrenzt, die vorwiegend pyrenäisches Alter besitzen. Dabei wird der Westrand fast ganz von querstreichenden Elementen gebildet. Der Nordrand besteht aus einem wahrscheinlich alten senkrechten Bruch. Im Südosten findet sich eine Randstörung nur an der Grenze gegen die S^a. de Montroig; im übrigen kommt der Südostrand durch axiale Heraushebung zustande.

Die verschiedenen im Osten in das Triasgebiet hineinstreichenden

25) Tartareu liegt am Nordostende des dort einsetzenden Oligozäns.

tektonischen Elemente entsprechen keineswegs den im Westen einsetzenden Falten. Damit ist die Trias von Avellanes nicht nur ein Gebiet besonders starker Heraushebung, sondern auch eine bemerkenswerte tektonische Scheide.

3. Das Gebiet zwischen der Trias von Avellanes und der Ribagorzana.

α. Die vorwiegend alte Längsfaltung des Nordteils (bis einschließlich der Mulde von Os).

Im Nordwesten und Westen der Trias von Avellanes stellen sich innerhalb der dem Monsech südlich vorgelagerten flachen Kreidetafel Längsfalten ein. Die nördlichste ist ein im Westen steiler und südvergenter Sattel (vgl. S. 103, oben; Taf. 1, Prof. 8 und Abb. 35, Prof. 1). Im Süden schließt sich die ebenfalls nach Westen zu steil werdende Mulde von Blancafort an (s. die gleichen Prof.). Das pyrenäische Alter dieser Falten ist am Westufer der Ribagorzana aus der Überdeckung durch Oligozän ersichtlich. Im Süden folgt ein nach Osten flach abtauchender, an der Ribagorzana steiler und südvergenter Sattel (s. die gleichen Prof.). Sein voroligozänes Alter ist nach SELZER weiter westlich erkennbar. Aber hier ist auch junge Faltung beteiligt; denn das Oligozän, das das Eozän der im Süden folgenden Mulde von Tragó überlagert, ist

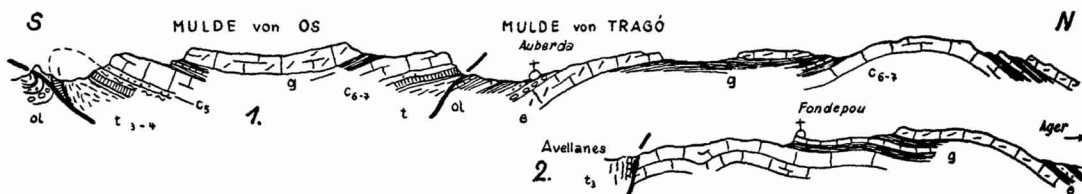


Abb. 35. Profile in den mittleren Sierren östlich der Ribagorzana.
1 : 100000.

Erläuterung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

noch aufgerichtet und liegt sogar weitgehend konkordant mit dem Eozän des Sattel-Südflügels, bis dann im Osten unter ihm am Rand der Trias von Avellanes die schon erwähnte alte Querflexur (s. S. 112) erscheint. Der Südflügel der Mulde von Tragó ist nur im Westen entwickelt (Taf. 1, Prof. 8). An der Ostseite der Ribagorzana grenzt er mit einer jungen Querstörung an die Trias der Basis der flachen pyrenäischen Mulde von Os. An der Nordseite dieser Mulde biegt die Störung in Längsstreichen ein und folgt als steile Überschiebung der Trias des Mulden-Nordflügels (Abb. 35, Prof. 1), bis sie am Rand der Trias von Avellanes wieder

in Nordoststreichen umbiegt und jetzt auch den nördlichen Flügel der Oligozänmulde von Tragó abschneidet (vgl. S. 112). Die im Süden der Störung liegende Mulde von Os ist hier im Osten (Abb. 35) vollständig. Dagegen besitzt im Westen an der Ribagorzana (Taf. 1, Prof. 8), wo sich auch der zweite Flügel (Südflügel) der Mulde von Tragó einstellt, nur der Südflügel der Mulde von Os eine Vertretung; dieser Südflügel wird dort nach SELZER von der Trias der Südseite der Mulde von Tragó überschoben. In der Heraushebung der Mulde von Os an ihrer Nordseite erkennen wir die Hebungstendenz der Trias von Avellanes wieder. Die hier aufsetzende junge Störung, an der sich die Heraushebung vollzog, muß durch eine alte Störung vorgebildet gewesen sein.

β. Die Falten im Süden der Mulde von Os.

(Hierzu die Profile in Abb. 36).

Das Gebiet zwischen der Mulde von Os und dem Ebrobecken zeigt in seinem Westteil mit ungewöhnlicher Klarheit die Überdeckung der pyrenäischen durch die nacholigozäne Faltung. Beide Phasen haben hier stark gewirkt, und dadurch ist ein verwickeltes tektonisches Bild entstanden.

Die pyrenäische
Längs- und
Schrägfaltung.

Das Gebiet südlich der Mulde von Os hat im Westen auf engem Raum eine ganze Reihe von pyrenäischen Falten aufzuweisen, während im Osten ruhigere Lagerung herrscht. An die Mulde von Os schließt sich zunächst ein wahrscheinlich ebenfalls alter südvergenter Sattel an, der nach Osten zu ausklingt (Prof. 4—9). Auf ihn folgt südlich von Boix ein ebenfalls südvergenter Sattel, der sicher pyrenäisch ist (Prof. 1—4). Im Westen der Ribagorzana schließt sich eine südvergente Mulde an (Prof. 1). Nahe dem Flusse zerbricht sie an einer Querstörung, an deren Ostflügel die Südseite der Mulde absinkt und nach Süden versetzt wird. Die südversetzte Mulde ist nicht mehr vollständig, sondern ihr Kern grenzt im Süden mit einer Störung gegen die Trias des südlich folgenden Sattels (Prof. 2 und 4). In Prof. 4 ist die Mulde schwach nordvergent, aber offenbar nur infolge der zweimaligen Faltung. Diese Falten südlich Boix verschwinden im Osten unter dem Oligozän, setzen sich aber nicht mehr weit fort. Auf den südlichen Triassattel folgt an der Ribagorzana eine südvergente Mulde, die nach Süden hin gegen die Trias abgeschert ist (Prof. 2). An der Ostseite der Mulde verbindet sich infolge einer Queraufwölbung die südlich von ihr liegende Trias mit der des nördlich anschließenden Sattels. Im Osten dieses Triasaufbruchs setzt wieder die abgescherte flache Schichtfolge der Mulde ein

(1710)

(Prof. 4), die dann nach Osten hin bald zu Ende geht. Dafür schaltet sich inmitten des nördlich benachbarten Triassattels eine neue Mulde ein, ihn dadurch zweiteilend (Prof. 5—7). Der südliche

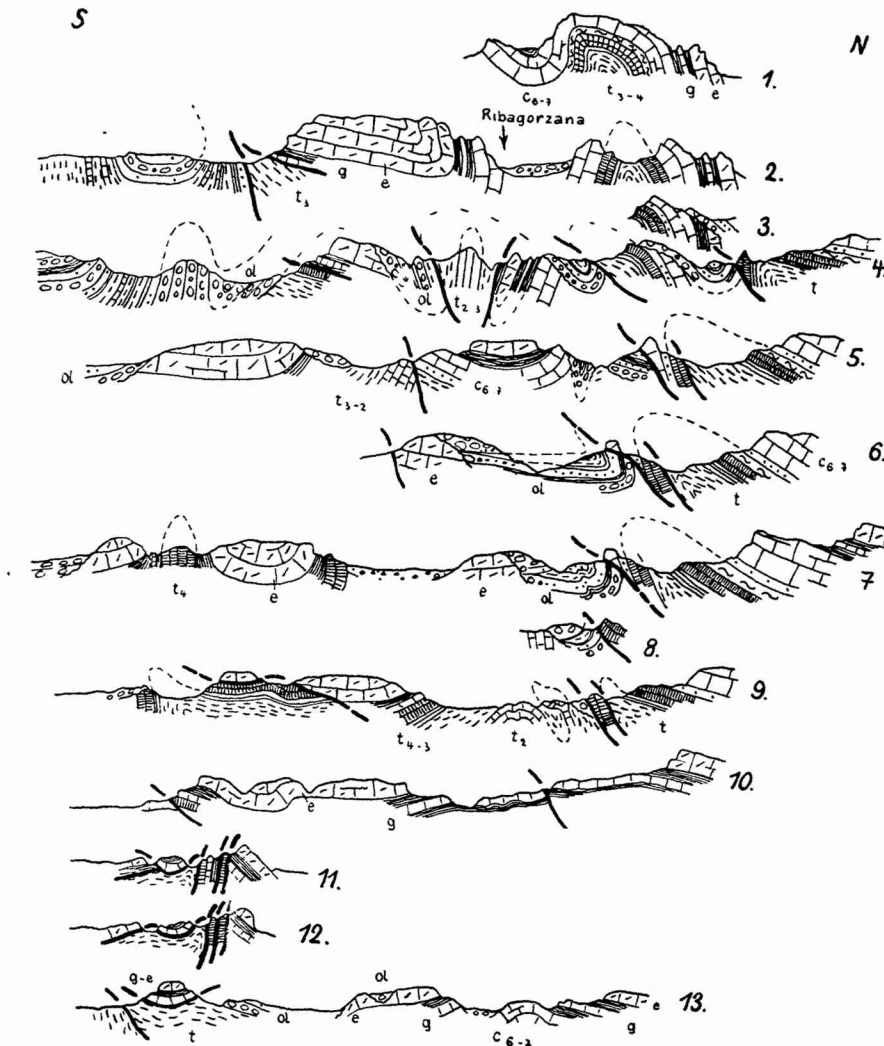


Abb. 36. Profile durch die südlichsten Sierran zwischen Os und der Ribagorzana*).

1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

*) Durch ein Versehen ist die Bezeichnung c_5 für die Sandsteine an der Senonbasis fortgelassen; die Bezeichnung c_{6-7} gilt nur für die darauf folgenden Kalke. — Ferner fehlt am Südende von Prof. 13 die Bezeichnung olg.

Zweig des Sattels setzt sich ziemlich weit nach Osten fort (Prof. 5—9). Bald stellt sich an seinem Nordflügel eine steile Störung ein, die die nördlich folgende Mulde abschneidet (Prof. 5 u. 6). Südlich von ihm liegt eine Alveolinenkalk-Platte, die durch mehrere steile schrägstreichende Triassättel zerlegt ist (Prof. 5 u. 7). Im Osten dieser schräggefalteten Platte und des sie nördlich begrenzenden Längssattels setzt mit Querstörungen und Abscherungen (Prof. 9) eine weiter östlich recht ruhig gelagerte Kreide-Eozän-Tafel ein (Prof. 10). Im Osten geht sie in die flache Mulde von Os über, ohne daß noch erheblichere Falten dazwischen lägen (Prof. 13). Im Süden der Tafel zieht sich ein Sattel entlang, der nur im Westen (Prof. 9) steiler ist. Im Osten (Prof. 10—13) ist er in sich gestört, und dort ist ihm eine abgescherte Mulde vorgelagert, die den abgescherten Mulden wenig weiter östlich ähnelt.

Die nacholigozäne
Südfaltung.

Auf den pyrenäisch gefalteten Sierren transgredierte das Oligozän schon vor ihrer völligen Einebnung. Im Süden der Sierren bildete sich im Raum des heutigen Ebrobeckens die eigentliche Vortiefe aus, deren Rand z. B. an den faziellen Verhältnissen im Norden von Ibars zu erkennen ist. Aber auch innerhalb der südlichen Sierren finden sich kleine Innenbecken, deren Fazies an die der Vortiefe erinnert. Den faziell stark differenzierten Südtteil eines solchen Beckens stellt das Oligozän von Boix dar (Prof. 6 u. 7).

Die nacholigozäne Faltung im Süden der Mulde von Os folgt z. T. posthum den pyrenäischen Achsen, z. T. durchschneidet sie den alten Bau. Mitbestimmend für die Lage der jungen Falten ist die beckenartige Verteilung des Oligozäns. So wird das Becken von Boix eingemuldet und von Norden her von dem der Mulde von Os vorgelagerten Sattel überschoben (Prof. 3—9). Im Westen wird die Oligozänmulde durch einen Triassattel zweigeteilt, der einem pyrenäischen Sattel folgt (Prof. 4). Ein weiter südlich gelegenes Oligozänvorkommen in Beckenfazies ist ebenfalls von Norden her überschoben (Prof. 4).

Am Rand des Ebrobeckens ist das Oligozän an der Ostseite der Ribagorzana steil eingemuldet (Prof. 2). Auf diese Mulde folgt im Süden der im Streichen weit verfolgbare Gipssattel. Nach Osten hin schalten sich im Norden der Mulde noch Falten ein (Prof. 4). Im Osten, wo sich das Oligozän an die hier nach Süden vorspringenden Höhen älterer Gesteine anlagert, verklingen diese Falten bald wieder. Von hier ab östlich liegt das Oligozän am Rand des Ebrobeckens auf weite Erstreckung ziemlich flach (Prof. 5, 7 u. 9). Erst südlich von Os findet sich am Rand des

(1712)

Beckens wieder eine Störung. Dort ist eine von Trias unterlagerte Mulde pyrenäischen Alters bei der jungen Faltung in die Höhe gepreßt worden, wobei sich die Bewegung in der Trias und an ihrer Grenze gegen das Oligozän vollzog (Prof. 13). Das erinnert an die Verhältnisse, die in der östlichen S^a. de Monteró, am S. Salvador und der Solana (s. S. 110) beobachtet wurden.

Zusammenfassung.

1. Die pyrenäische (voroligozäne) Tektonik.

Die Hauptfaltung des katalanischen Anteils der südpyrenäischen Sierren ist wie in den Sierren des östlichen Aragoniens (SELZER) die pyrenäische. In den Sätteln kommt wie im Westen nirgends Älteres als Muschelkalk bzw. „Röt“ heraus. Dabei kann die Trias auf weiten Raum angehäuft sein (Triasgebiet von Avellanes). Daraus ist zu schließen, daß im Hangenden des Buntsandsteins eine große Abscherung liegt. In welcher Form dabei aber das tiefere Stockwerk reagierte, steht dahin.

Der Nordteil der katalanischen Sierren besteht aus dem nach Süden überschobenen, einheitlich durchstreichenden Sattel des Monsech, der sich erst in Aragonien (bei Tolva) auflöst. Im Süden ist ihm eine flache Tafel vorgelagert, in der sich im Westen, d. h. zur Ribagorzana hin, südvergente Falten einstellen. Die auf diese Tafel folgenden südlichen Sierren sind ziemlich uneinheitlich gebaut. Im Osten zeigen sie intensive, nach Süden zu abklingende Querfaltung mit Ostvergenz. Bei Camarasa tritt zu der Querfaltung auch Längsfaltung, die nach Westen hin bald allein herrscht. Dabei treten vielfach erhebliche Abscherungen auf. Im Westen laufen die verschiedenen Falten in das Triasgebiet von Avellanes hinein, das sich in der Hauptsache schon in pyrenäischer Zeit als stark gehobenes, horstartiges Gebiet herausbildete. Im Süden setzt es sich in Form eines Quersattels bis an das Ebrobecken fort und im Westen wird es durch einen Querbruch und eine Querflexur begrenzt. Die im Westen dieser Linie liegenden Falten setzen nicht die im Osten ausstreichenden Falten fort. Es handelt sich um eine Reihe von meist steilen, nach Osten abklingenden und südvergenten Falten, die im Norden schon nahe dem Monsech beginnen. Im Süden treten außer den Längsfalten schrägstreichende Falten auf.

2. Die nacholigozäne Tektonik.

Die nacholigozäne Faltung hat nur im Südteil der Sierren stärker gewirkt. Es entstanden weitstreichende und — von zwei

Fällen abgesehen (Aufbruch von Alós und Überschiebung am Nordrand der Mulde von Os) — rein südvergente Falten und Überschiebungen, die meist den älteren Bau durchschneiden, z. T. aber auch den alten Achsen folgen. Vereinzelt fanden die südlichsten der jungen Falten einen pyrenäisch wenig dislozierten Untergrund vor (Bace de Ayxerá, Mulde von Tragó). Das Verhältnis von alter und junger Tektonik zeigt die Karte. Im Großen ist die jüngere Tektonik der südlichen Sierren einheitlicher als die ältere. Aber im Einzelnen wurden die jungen Falten weitgehend durch den Bau des voroligozänen Untergrundes beeinflusst. Eine wichtige Rolle spielten dabei einmal das oft noch sehr unausgeglichene Relief und dann die Struktur, also das Streichen und die Mobilitätsunterschiede des Untergrundes. So war für die junge Tektonik vielfach die Verteilung der Trias unter dem Oligozän maßgebend. Besonders deutlich ist der Einfluß des Untergrundes im Osten im Gebiet der Quersaltung, ferner am Querbruch von Os. Mehrfach sind pyrenäische Kreide-Eozän-Mulden als von Trias unterlagerte Kalk-Klötze vom Oligozän überdeckt und bei der jungen Faltung dann in die Höhe gepreßt worden (Solana, S. Salvador, S^a. de Monteró, Sierren-Südrand südlich von Os).

Mit der jungen Faltung bekam der Südrand der Sierren seine heutige Gestalt. Er war schon sedimentär als Rand des großen, einheitlichen Oligozänbeckens im Süden der Sierren, der eigentlichen Vortiefe, vorgebildet worden, wie aus den faziellen Verhältnissen hervorgeht. Bei der jungen Faltung wurde dann der sedimentäre Beckenrand z. T. orogen nachgeprägt. Dabei tritt, wie zu erwarten, gegen das Becken gerichtete Vergenz auf. So ist an der Ribagorzana das Oligozän von Norden her steil überfaltet, und weiter östlich setzt — nach einem wenig gestörten Abschnitt — eine Randüberschiebung des Beckens ein. Diese Überschiebung ist einmal nördlich und einmal südlich gestaffelt und klingt an der Südostecke der katalanischen Sierren aus.

Ferner wurden in der nacholigozänen Phase Falten im Raum der Vortiefe selbst ausgebildet. In erster Linie handelt es sich um den großen Gipssattel, der sich etwas südlich vom Rande des Ebrobeckens hinzieht. Weiter südlich liegt das Oligozän flach.

An der Ostseite der katalanischen Sierren, wo das Oligozän nordwärts bis in die Zone von Trepmp vorgreift, ist der Beckenrand weder in der Sedimentation noch orogen scharf ausgeprägt. Immerhin herrscht weiter östlich die Beckenfazies, und es stellen sich in dem flachen Oligozän nach Osten hin vereinzelt Falten ein, beides wohl im Zusammenhang damit, daß das Becken nach

Osten hin tiefergründig wird. So vollzieht sich der Übergang vom Oligozängebiet der Sierren zum Raum des hier nach Norden vorspringenden Ebrobeckens allmählich. Das nördliche Vorgreifen der Vortiefe scheint dadurch bedingt zu sein, daß hier der Südteil der pyrenäisch gefalteten Sierren nach Osten hin zu Ende geht. Dafür spricht auch, daß die alte Faltung hier quergerichtet ist und nach Osten vergiert. Ferner wird weiter östlich das Liegende des Oligozäns stets durch Eozän gebildet.

C. Der Bau der Südpirenen zwischen der Esera und dem Mont Perdu.

I. Die Deckentektonik am Südrande der Axialzone.

a. Die Schubmasse der Punta Suelza und die autochthone Faltung zwischen Esera und Bielsa.

(Hierzu die Profile in Abb. 37.)

Westlich der Esera herrscht an der Grenze von Axialzone und Kreidezone eine ganz andere Tektonik als im Osten; denn an die Stelle der zweiseitig vergenteten autochthonen Falten und Schuppen der Nogueras-Zone treten Süd-Überschiebungen von deckenartigem Ausmaß, während im Autochthon jetzt normale Faltung herrscht.

Die Kreide ist im Osten nicht in diese Tektonik miteinbezogen, sondern als jüngste Schicht hat sich Keuper beteiligt. Die Kreide, die westlich des Endes der Nogueras-Zone bei Castejon de Sos örtlich dem Keuper normal aufzulagern scheint, wird weiterhin, flach südgeneigt, durch eine südfallende Störung begrenzt (Taf. 1, Prof. 6—4, ferner Abb. 37, Prof. 11, 9 u. 5), an der verschiedentlich Schichten ausgefallen sind. Am Kreiderand herrschen hier also zunächst noch ähnliche Verhältnisse wie östlich der Esera. Die Randstörung läßt sich bis nahe an die Cinca verfolgen, wo sie durch normalen Schichtenverband abgelöst wird (Taf. 1, Prof. 3). Nach dem Wegfall des Schnittes zwischen Kreidezone und Axialzone nimmt die Kreide bald an der Tektonik der älteren Gesteine teil. Am Ostufer der Cinca setzt eine Verfaltung von Kreide mit Paläozoikum ein (s. S. 123). Diese Verhältnisse dürften dadurch bedingt sein, daß bis nahe der Cinca die Kreide von dem als ausgezeichnetes Abscherungsmittel wirkenden Keuper unterlagert wird, während sie weiter westlich auf Muschelkalk oder noch ältere Schichten übergreift.

Die erste Überschiebung von großem Ausmaß tritt am Rande der Axialzone an der oberen Cinqueta auf. Dort zeigen die prachtvollen Aufschlüsse der östlichen Talseite (Abb. 37, Prof. 8) ein flaches Gewölbe von Granit und Permotrias, das von Paläozoikum überfahren ist. Im Norden und Süden ist das Permotrias-Gewölbe

(1716)

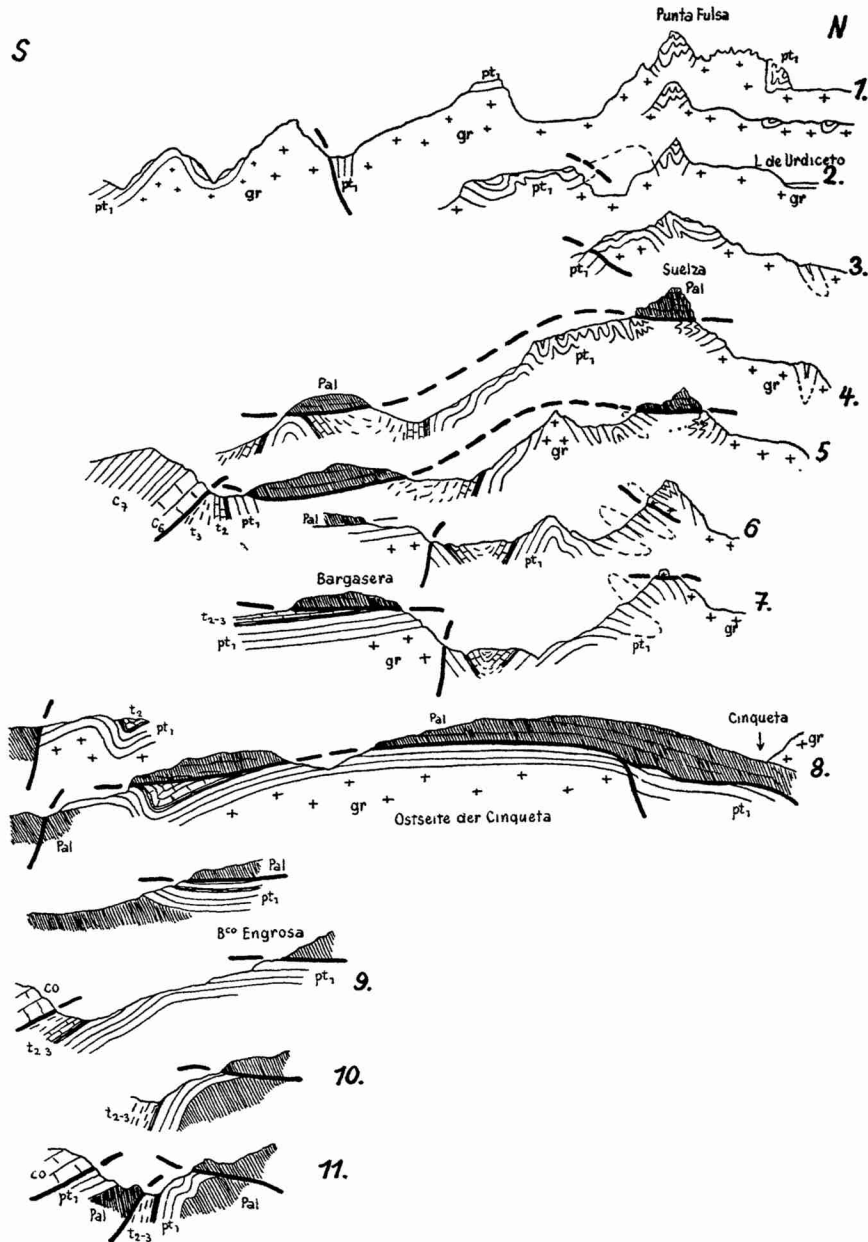


Abb. 37. Profile durch den Südrand der Axialzone zwischen Esera und Bielsa.

1 : 50000. Signaturenerklärung vor Tafel 1.

Das Profil des Bco. Engrosa (Westseite) ist mit 8 b zu bezeichnen. Ferner streicht die Überschiebung am Nordende von Prof. 7 nicht in die Luft aus, sondern setzt in die Tiefe.

(1717)

zerbrochen, und dort tritt etwas stärkere Faltung auf. An dem südlichen Bruch erscheint wieder Paläozoikum, das, einen flachen Sattel bildend, im Süden unter die Schichtfolge des Kreiderandes einfällt. Diese Verwerfung hat DALLONI (1910), der wie vor ihm ROUSSEL (1904) das Vorhandensein einer Überschiebung an der Cinqueta bereits erkannt hat, als Fortsetzung dieser Überschiebung aufgefaßt. So ergab sich das unhaltbare Bild einer nach Süden hin untertauchenden und nirgends wieder zum Vorschein kommenden Südüberschiebung. Demgegenüber lassen sich die Überschiebung und der ihr folgende Streifen von Permotrias trotz teilweiser Verhüllung durch diluviale Moränen nach Osten bis zum Col de Sahun verfolgen (Prof. 8b—11). Dort läuft die Überschiebung mit anscheinend geringen Ausmaß in das Palaeozoikum hinein.

Auf der Westseite der Cinqueta findet sich in der Bargasera (Prof. 4—7) dieselbe paläozoische Schubmasse wieder, und auch hier läßt sie sich durchgehend von dem autochthonen Variszikum trennen. Das Paläozoikum der Bargasera hängt im Norden nicht mehr mit seiner Wurzel zusammen, sondern bildet eine Klippe. Die Überschiebung an seiner Basis ist zwar meist nicht aufgeschlossen, aber die Permotrias fällt überall unter das die Höhen bildende Grundgebirge ein. Insbesondere liegt das Paläozoikum auch im Süden nicht, wie JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) wollen, unter, sondern über der Permotrias, wie die Aufschlüsse nordwestlich nahe dem Col 2176 m zeigen. Außerdem ergibt sich der allochthone Charakter der Bargasera auch aus dem regionalen Zusammenhang.

Eine weitere, kleinere Klippe findet sich nordwestlich der Bargasera im Gipfelmassiv der Punta Suelza (Prof. 4 und 5; ferner Taf. 1, Prof. 4 und Taf. 3, Abb. 2). Hier ist die flache Überschiebung an allen Seiten prachtvoll aufgeschlossen. In der Punta Suelza liegt die Schubbahn bedeutend höher als in der Bargasera, sie muß also im Zwischengebiet ein ziemlich starkes südliches Gefälle besessen haben. In der Bargasera wird sie dann wieder flach, um sich an ihrem Südrand nach Süden herauszuheben. Hier liegt die Stirn der Decke, die das südlich anschließende, hier tektonisch noch selbständige Kreidemassiv nicht mehr überwältigt hat. Weiter westlich ist bis jenseits Bielsa die Schubmasse nicht mehr erhalten, doch dürfte sie jenseits von Bielsa in der Decke von Gavarnie ihre Fortsetzung finden (s. S. 124).

Die größte aufgeschlossene Schubweite beträgt 5 km. An der Cinqueta taucht die Überschiebung nach Norden unter (Prof. 8). Westlich der Cinqueta folgt sie noch ein Stück der Grenze (1718)

zwischen Permotrias und Variszikum, muß dann aber in letzteres hineinlaufen²⁶⁾; denn die Störung, an der weiter westlich die Permotrias von Granit überschoben wird (Prof. 7), besitzt offenbar nur geringes Ausmaß und scheint nach Westen hin im Granit zu Ende zu gehen; außerdem liegt sie dort viel tiefer als die Basis der dicht benachbarten Punta Suelza-Klippe. Es dürfte sich also um eine kleinere Störung im Liegenden der Hauptüberschiebung handeln, die westlich der Cinqueta von ihr abzweigt.

Während an der Cinqueta (Prof. 8) die Lagerung im Autochthon verhältnismäßig ruhig ist, herrscht weiter westlich eine mancherorts sehr intensive Faltung (Prof. 1—7). Im Norden sind die im Granit eingefalteten Permotriasmulden meist stark spezialgefaltet, wie prachtvolle Aufschlüsse rings um die Punta Suelza und in dem zur Punta Falsa ziehenden Grat zeigen (Prof. 1—6; ferner Abb. 38). Es



Abb. 38. Spezialfaltung in der Permotrias am Südgrat der Punta Suelza (Ausschnitt aus Prof. 4 in Abb. 37).

Maßstab ca. 1:10000.

Schwarz: obere Konglomeratbänke in der Permotrias.

ist erstaunlich, wie weitgehend sich der Granit an der Faltung der Schichtgesteine beteiligt hat; nur untergeordnet scheint er durch Schuppung reagiert zu haben (Prof. 6).

Die Vergenz der Faltung unter der Decke (vgl. die Profile) weist fast ausschließlich nach Süden; teilweise ist sie allerdings wenig ausgeprägt, und ganz untergeordnet ist auch nördliche Überkipfung zu beobachten. In größerem Ausmaß tritt nördliche Vergenz nur an der Cinca (s. Prof. 3 in Tafel 1) in den südlichsten Falten auf, die weiter östlich im Gebiet des Col 2176 m noch rein südvergent sind. Die von Osten heranstreichende südlichste Mulde hat sich dort in mehrere Spezialmulden aufgeteilt, in denen zum ersten Male Kreide mit Gesteinen von vortriadischem Alter verfaltet ist. Es handelt sich um Hippuritenkalk, der von DALLONI

26) Sie scheint hier der Grenze des südlichen, sicher autochthonen Granits und des Paläozoikums zu entsprechen.

(1910) und später auch von JACOB, FALLOT, ASTRE & CTRY (1926) für überschobenes Paläozoikum gehalten wurde, dessen Alter sich aber — abgesehen von der normalen Transgression auf Muschelkalk — durch Hippuriten belegen ließ. Diese ost-westlich streichenden Spezialfalten gehen an der Cinca, wo die Kreide nach Nordwesten vorspringt, zu Ende bzw. biegen nach Nordwesten um; dabei entwickelt sich aus dem südlichsten, im Kern paläozoische Schiefer enthaltenden Sattel eine nordwestlich streichende Störung, die südlich von Bielsa in die Kreide hineinsetzt. Sie ist zwar nicht aufgeschlossen, doch ist aus ihrem Verlauf an den Hängen zu schließen, daß es sich um eine Überschiebung nach Nordosten handelt.

Es ist bemerkenswert, daß der westlichste Punkt, an dem am Kreiderand noch einmal nördliche Vergenz angedeutet ist, dort liegt, wo infolge des Auskeilens des Keupers die Kreide ihre Unabhängigkeit von der Tektonik der südlichen Axialzone verliert.

Nördlich von den eben behandelten Falten ist im Gebiet der Cinca im Granit nur noch eine einzige, besonders tief eingefaltete Mulde erhalten (Prof. 3 in Taf. 1), die sich westlich von Bielsa mit der die Kreide unterlagernden Permotrias vereinigt.

b. Die Decke von Gavarnie zwischen Bielsa und dem Port de Gavarnie.

Westlich von Bielsa lagert die Kreide ähnlich wie östlich der Cinca den Gesteinen der Axialzone als im großen flach südfallende Schichtfolge auf, wobei das Bild im einzelnen durch südvergente Verfaltung belebt wird. Besonders schön ist das nahe Bielsa in der Ostwand des Quezo-Vorgipfels aufgeschlossen (Abb. 39, Prof. 7). Auch weiterhin ist am Nordrand der Kreide entlang dem B^{co}. de Chisagues Faltung zu erkennen (Abb. 39), die nach Westen hin schwächer wird. Aber dafür wird die Kreide jetzt flach von Paläozoikum überfahren (Abb. 39, Prof. 3 u. 4). Es handelt sich um eine große Schubmasse, die sich nach Westen und Nordwesten bis über Gavarnie und Gèdre hinaus verfolgen läßt, wo sie schon 1903 von BRESSON beschrieben wurde, und die der im Gebiet der Punta Suelza und Bargasera vorhandenen Decke entsprechen dürfte. Dort zeigen die berühmten Aufschlüsse der Täler von Gavarnie und von Gèdre (vgl. Abb. 40) inmitten des dunkeln Paläozoikums der Talwände einen hellen Streifen von Hippuritenkalk. Das Paläozoikum im Liegenden der verschiedentlich noch fossilführenden Kreide ist kontaktmetamorph, während das Paläozoikum der Decke nicht metamorph ist. Daß die Überschiebung von (1720)

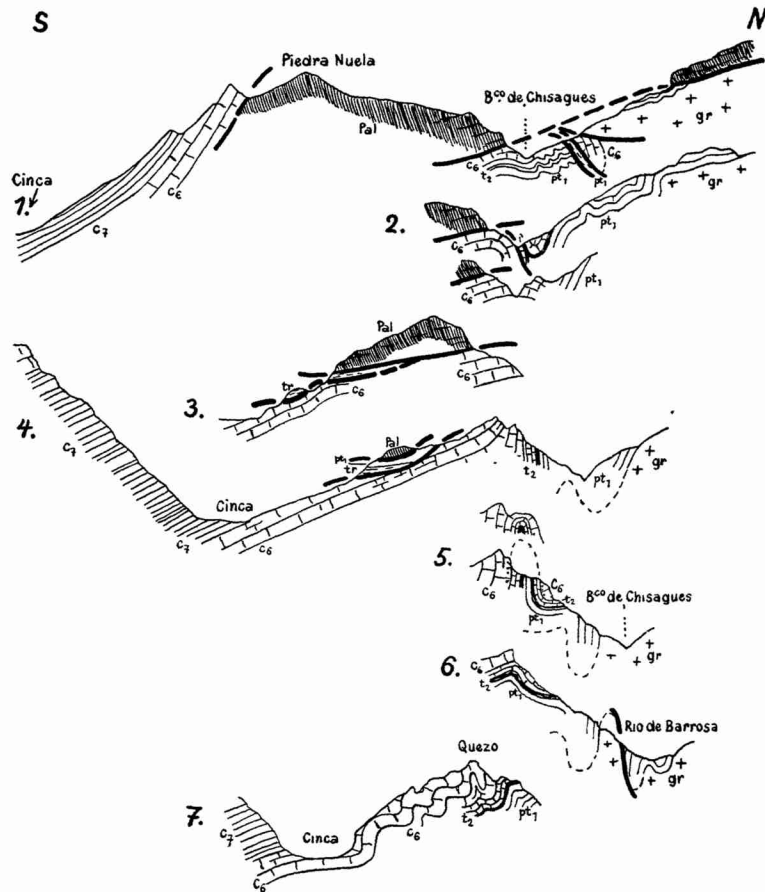


Abb. 39. Profile durch den Südrand der Axialzone westlich von Bielsa.

1:50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Gavarnie östlich des Troumouse-Grenzkammes auf der spanischen Seite wieder herauskommt, erkannte BRESSON ebenfalls, wenn auch dort seine Angaben im einzelnen häufig nicht zutreffen. In der vorliegenden Arbeit wurde der spanische Anteil der „Decke von Gavarnie“ und auf französischem Gebiet nur ihre Stirnregion neu untersucht.

Auf der spanischen Seite ist die Decke im Circo de Barrosa besonders schön aufgeschlossen (Prof. 2 in Taf. 1). Dort wird der Granit, der nach Osten hin bis zur Cinqueta im Autochthon die Unterlage der nachvariscischen Schichten bildet, von dem nicht-

(1721)

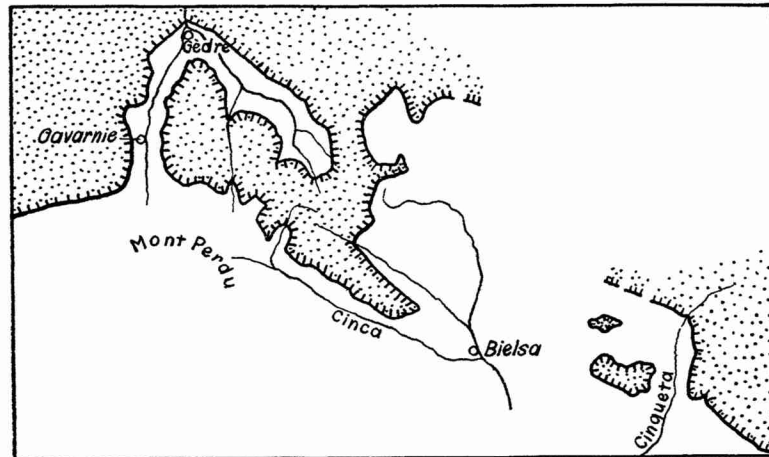


Abb. 40. Die Decke von Gavarnie, in den auf Tafel 1 nicht dargestellten Gebieten ergänzt nach BRESSON.

1 : 400 000.

metamorphen Paläozoikum der Decke flach überfahren. An der Nordseite des Circo wird der Granit durch metamorphes Varisikum abgelöst, und in seinem Hangenden stellen sich Permotrias und Hippuritenkalk ein, die von Paläozoikum überdeckt östlich des Troumouse in der Crête de Barroude lappenförmig nach Osten vorgreifen. Nahe der Überschiebung sind der Kreidekalk und sein Basalkonglomerat völlig verschiefert worden. In der östlichen Crête de Barroude finden sich zwischen der autochthonen Kreide und dem Paläozoikum der Decke noch Schubspäne von stark beanspruchter Permotrias als Reste eines ausgewalzten Liegendschenkels. Örtlich ist die Permotrias dynamometamorph und gleicht dann ganz dem Verrucano an der Glarner Überschiebung.

Von der Crête de Barroude springt die Überschiebung zunächst weit nach Norden in das französische Gebiet zurück, und dann läßt sie sich zusammen mit dem sie begleitenden Kreidestreifen noch ein Stück ostwärts verfolgen, bis die Kreide endet und die Störung in das Paläozoikum hineinläuft (nach BRESSON, vgl. Abb. 40).

Südlich des Circo de Barrosa zieht die Deckengrenze mit südlichem Gefälle zum oberen B^{co}. de Chisagues herab (Prof. 2 in Taf. 1), wo im Hangenden des Granits wieder Permotrias und Hippuritenkalk erscheinen, die jetzt im Osten mit der Schichtfolge des Kreidenordrandes unmittelbar zusammenhängen. Im Liegenden der Überschiebung tritt hier südvergente Spezienschuppung und -faltung auf (Abb. 39, Prof. 1). Daß nach Osten hin am Rande der Kreide

(1722)

weithin Faltung zu erkennen ist, wurde schon S. 124 erwähnt. Das Paläozoikum der Decke springt auf der Südseite des B^{co}. de Chisagues inmitten der Kreide weit nach Osten vor und geht dann, an flach südfallender Überschiebung den ähnlich einfallenden Hippuritenkalk überlagernd, zu Ende (Abb. 39, Prof. 4). Dort findet sich auch wieder ein Rest des ausgewalzten Liegend-schenkels, bestehend aus inverser Permotrias und Trias. Nach Westen hin ändert sich das Bild am Südrand der Decke erheblich. Während nämlich unmittelbar östlich von Espierba (Abb. 39, Prof. 3) die Überlagerung der Kreide durch die älteren Gesteine noch deutlich ist, läßt sich weiter westlich am Südrand des Paläozoikums nirgends eine Überschiebung erkennen. Die Grenze selbst ist nicht aufgeschlossen, und aus ihrem Verlauf im Gelände und dem Einfallen der Kreide wäre auf normales Auflager oder eine südfallende Störung, doch keinesfalls auf eine flache Überschiebung zu schließen (Abb. 39, Prof. 1, und Taf. 1 Prof. 2). Erst im nächsten Quertal, dem Plan de Lary, wo die Kreide nach Norden zurück-springt, liegt das Paläozoikum wieder flach auf den jüngeren

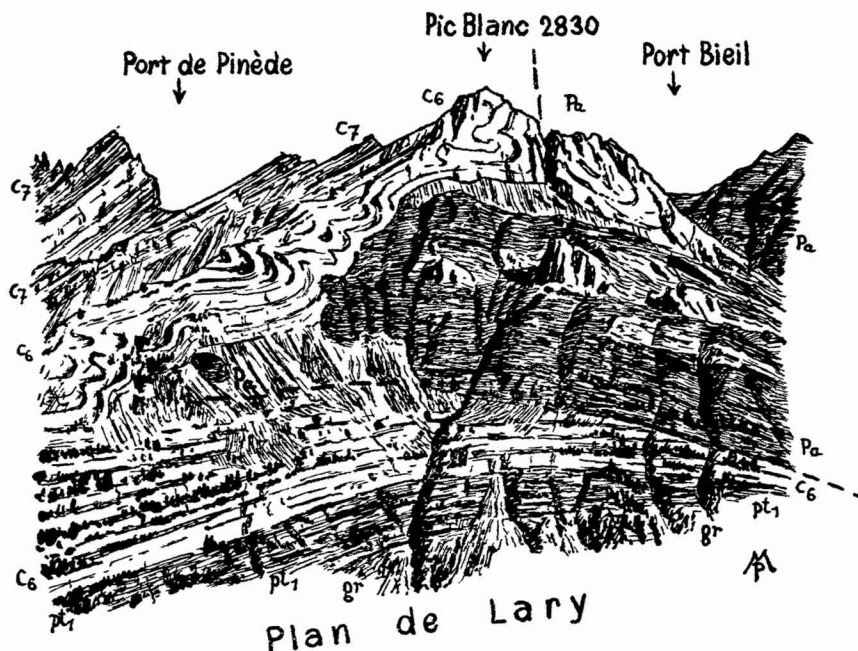


Abb. 41. Die Stirn der Gavarniedecke an der Westseite des Plan de Lary (vgl. Abb. 42, Prof. 8 und 9), gesehen von der Ostseite des Plan de Lary.

Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

(1723)

Schichten (Abb. 41; Abb. 42, Prof. 9), wie Aufschlüsse von ungewöhnlicher Schönheit zeigen. Aber im Süden streicht hier die Überschiebung nicht, wie zu erwarten, in die Luft aus, sondern das Paläozoikum endet, wie die Westseite des Plan de Lary (Abb. 41; Abb. 42, Prof. 9 und 8) zeigt, plötzlich keilförmig inmitten von Hippuritenkalk. Im Gegensatz zu dem flachliegenden, von dem Paläozoikum überfahrenen Hippuritenkalk ist der das Paläozoikum überlagernde in stärkstem Maße zu liegenden Falten zusammengestaucht, die mit zunehmender Entfernung vom Paläozoikum rasch abklingen. Dieser zusammengestauchte hangende Kreidekalk springt nach Norden bis auf die Höhe des spanisch-französischen Grenzkammes zurück und bildet dort das Massiv des Pic Blanc. An der Grenze zwischen Kreide und Paläozoikum werden zunächst noch einige Kreidekalkbänke abgeschnitten, aber dann lagert immer dieselbe Bank dem Paläozoikum auf, und so ist man versucht, hier normalen Verband anzunehmen. Zwar sind sowohl die Kreide wie das Paläozoikum nahe der Grenze ziemlich stark beansprucht, aber das ließe sich auch als Folge von disharmonischer Bewegung deuten. Dann würde der Pic Blanc zu der Decke gehören, so daß die Deckengrenze nach dem Auskeilen des Paläozoikums innerhalb der Kreide verlaufen müßte. Aber dort ist nirgends eine entsprechende Bewegungsbahn vorhanden, vielmehr führt die Kreide des Pic Blanc in einem völlig ungestörten Profil in die Mont Perdu-Gruppe hinein. Der Pic Blanc muß also genau so wie der Mont Perdu autochthon sein, und der Kontakt der ihn aufbauenden Kreide mit dem Paläozoikum muß der Deckengrenze entsprechen. Daß das wirklich der Fall ist, läßt sich etwas weiter südlich nachweisen. Dort ergibt ein durchgehendes Profil des Hippuritenkalkes in einer vom Südwestgrat des Pic Blanc südostwärts herabziehenden Rinne, daß die untersten Kreidekalkbänke des Pic Blanc gar nicht der Basis der Kreide entsprechen, sondern daß unter ihnen in normalem Verband noch weitere Bänke folgen. Diese tiefsten Bänke gehen nach Norden nicht wie die höheren in den Pic Blanc hinein, sondern sie sind es, die in flacher Lagerung unter das Paläozoikum einschieben.

Es ergibt sich also, daß die Stirn der paläozoischen Decke den Kreidekalk längs einer Schichtfläche gewissermaßen aufgespalten und sich so in ihn eingehohlet hat. Dabei hat sie die höheren Bänke, die nicht mehr überfahren wurden, durch stärkste Zusammenstauchung vor sich angehäuft. Mit der Entfernung von der Decke klingt diese Spezialfaltung sehr rasch ab. Der eigenartige Bau der Deckenstirn, der sich am Pic Blanc ergeben hat,

erklärt es auch, daß östlich des Plan de Lary die Kreide über dem Paläozoikum liegt (s. S. 127).

Westlich des Pic Blanc herrschen auf der französischen Seite genau dieselben Verhältnisse wie weiter östlich. Im Grunde des Val d'Estaubé springt der Kreidekalk nach Norden zurück und wird vom Paläozoikum flach überfahren (Abb. 42, Prof. 7; Taf. 1, Prof. 1), während er im Osten unmittelbar über dem Tal (s. das gleiche Profil) und im Westen in etwas größerer Entfernung (Abb. 42, Prof. 5) wieder seinerseits das Paleozoikum überlagert und dabei intensiv zusammengestaucht ist; und auch hier klingt diese Faltung in den jüngeren Kreideschichten sehr rasch ab. Im Tal von Gavarnie ist die eingebohrte Stirn der Decke wieder abgetragen worden, und die flache Überschiebung springt weit nach Norden zurück (vgl. S. 124 und Abb. 40). Westlich von Gavarnie wird die Deckengrenze wieder steil und am Port de Gavarnie dürfte sie sogar steil nach Süden fallen; dort liegen die Verhältnisse genau wie östlich des Plan de Lary.

Dasselbe Bild bietet die Grenze von Paläozoikum und Kreide weithin nach Westen; aber in keinem der Quertäler kommt die Kreide mehr unter dem Paläozoikum zu Tage, wie es im Tale von Gavarnie, im Val d'Estaubé und im Plan de Lary der Fall ist. Jedoch dürfte es sich noch auf längere Erstreckung um die Stirn der Decke handeln, ehe wirklich normales Auflager einsetzt, wie es SELZER, von Westen kommend, bis nahe Gavarnie annimmt.

Zusammenfassung.

Westlich der Esera setzt am Rande der Axialzone eine Südüberschiebung des Paläozoikums ein, die nach Westen hin weites Ausmaß gewinnt und schließlich die Gavarnie-Decke trägt. Zwar ist im Gebiet von Bielsa die Schubmasse am Südrand der Axialzone unterbrochen, aber das überschobene Paläozoikum im Osten und im Westen dürften sicher derselben tektonischen Einheit angehören. Nach Nordwesten ist die Decke bis über Gavarnie hinaus zu verfolgen. Im Autochthon herrscht von der Cinqueta bis westlich von Bielsa eine meist sehr lebhafteste Faltung, während weiter nordwestlich die von der Decke überfahrenen Schichten flach liegen. Die Kreide ist im Osten nicht in die Faltung mitbezogen oder von der Decke überwältigt worden, vielmehr ist sie dort noch ebenso wie östlich der Esera im Gebiet der Nogueras-Zone abgesichert. Zwischen Cinqueta und Cinca wird die Abscherungsfläche durch normales Auflager ersetzt. Das geschieht

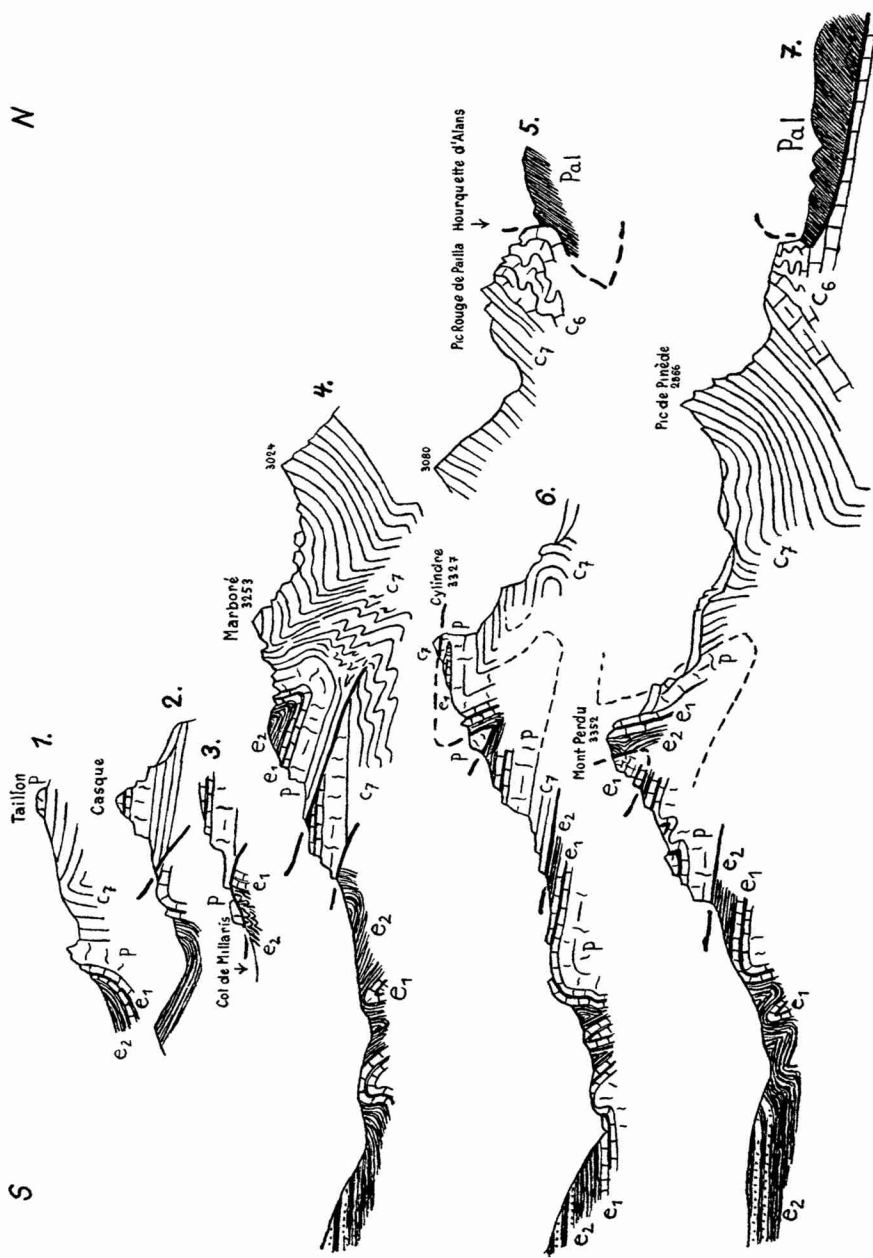


Abb. 42. Profile 1—7 durch die zentrale Mont Perdu-Gruppe und die Stirnregion der Decke von Gavarnie.

1:50000.

Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

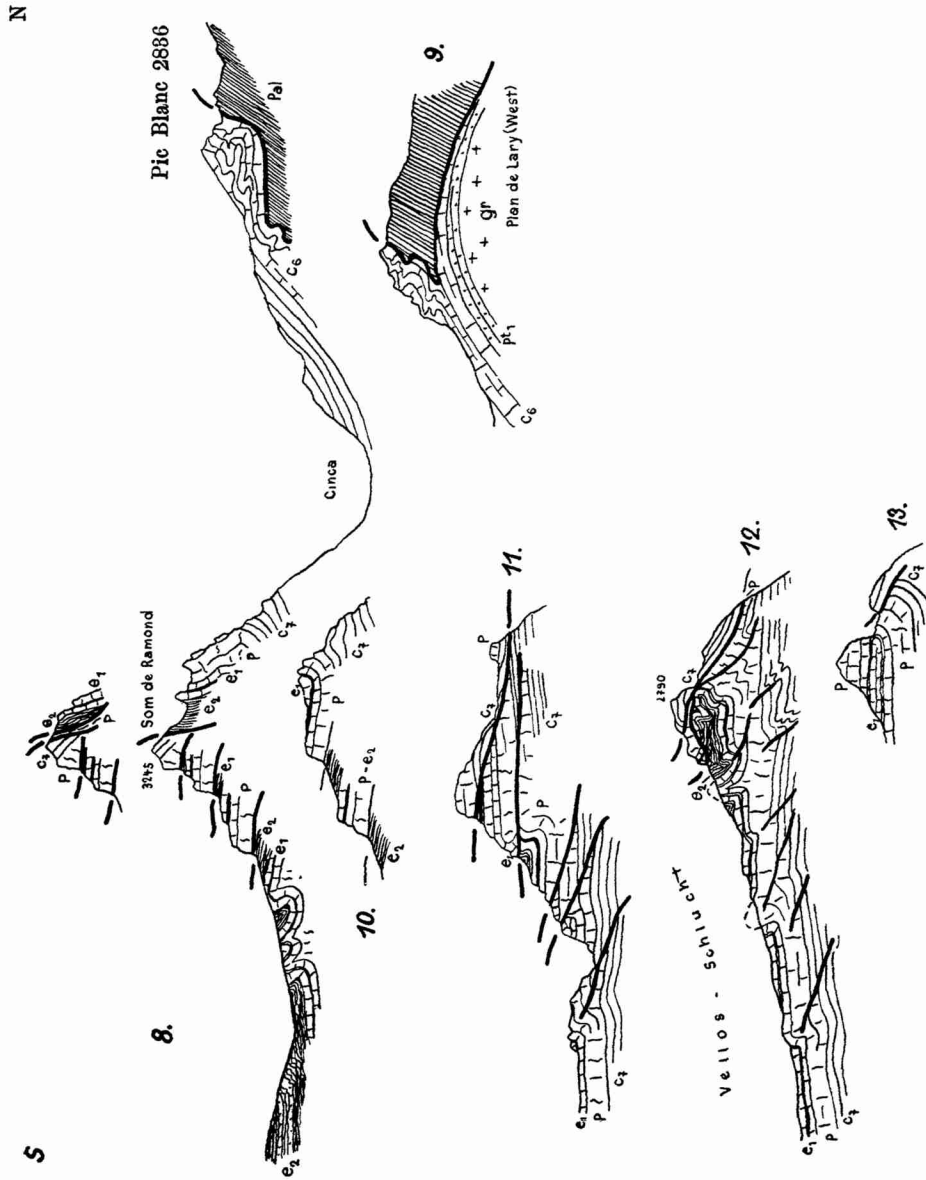


Abb. 42a. Profile 8—13 durch die zentrale Mont Perdu-Gruppe und die Stirnregion der Decke von Gavarnie.
1 : 50000.

Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

im Zusammenhang damit, daß der Abscherungshorizont des Keupers auskeilt und daher die Kreide ihre tektonische Selbständigkeit verliert. Am Ostufer der Cinca beginnt sie sich an der Faltung der älteren Schichten zu beteiligen, und weiter nordwestlich wird sie flach von der Decke von Gavarnie überfahren. Dabei hat die Decke allerdings nur den allertiefsten Teil der Kreide überwältigt, während sie an ihrer Stirn, sich in die Kreide einbohrend, die höheren Schichten vor sich aufs intensivste zusammengestaucht hat. Diese Erscheinung ist nur an die unmittelbare Stirnregion gebunden und klingt mit zunehmender Entfernung von ihr rasch ab. Darüber hinaus dürfte aber die gesamte Tektonik der im Süden an die Stirn der Decke anschließenden Mont Perdu-Gruppe mit dem Andrängen der Decke in engem Zusammenhang stehen (vgl. S. 138).

Die Vergenz ist in dem besprochenen Abschnitt fast ausnahmslos südlich; nur in dem Gebiet östlich der Cinca deutet sich am Kreiderand noch eine gewisse Nordbewegung an, und zwar besonders in den Falten am Ostufer der Cinca.

II. Die Subzentrale Kreidezone von der Esera bis zum Mont Perdu .

Ähnlich wie am Rand der Axialzone ändert sich auch in der Subzentralen Kreidezone der weiter östlich herrschende tektonische Stil im Raum der Esera; denn jetzt stellen sich Überfaltungen und Überschiebungen von z. T. größerem Ausmaß ein.

Westlich der Esera zerfällt die Kreidezone in zwei scharf getrennte Streifen. Im Norden liegt der wenig gestörte Kreidzug von Barbaruens, der sich westlich der Cinca in der intensiv gefalteten schmalen Kreidekette der Mont Perdu-Gruppe fortsetzt, und im Süden grenzt an ersteren mit einer großen Störungszone das verwickelt gebaute Massiv der Cotiella-Gruppe, das an der Cinca endet. Dort wird es durch das wenig gefaltete Flyschgebiet von Puertolas abgelöst, das im Norden an die Kette des Mont Perdu grenzt. Im Süden der Kreidezone zieht sich das flachliegende Tertiär der Zone von Tremp entlang, an der Cinca mit dem von SELZER beschriebenen Quersattel endend, der von der Sierrenzone heranzieht und bis in das Gebiet südlich der Mont Perdu-Gruppe zu verfolgen ist, wo er verklingt²⁷⁾. Dort bildet er die westliche Grenze des flachen Flyschs von Puertolas, der als das in Querstreichen umbiegende Ende der Zone von Tremp aufzufassen ist.

27) Er geht nicht in die Mont Perdu-Gruppe hinein, wie SELZER angibt.

a. Der südvergente Falten- und Schuppenbau der Mont Perdu-Gruppe.

Ich beginne bei der Schilderung der Kreidetektonik im Westen, da dort enge Beziehungen zu der eben behandelten Decke von Gavarnie bestehen. Der von der Decke überfahrene Hippuritenkalk leitet nach Süden in die Mont Perdu-Gruppe hinein, die sich als schmale Kreidekette zwischen der Decke und dem Flysch von Puertolas einschaltet. Die Mont Perdu-Gruppe gliedert sich in einen zentralen Teil, der die vergletscherten Dreitausender im Westen des Col de Aniseto umfaßt, und in einen östlichen Teil, der vom Col de Aniseto bis zur Cinca reicht.

Der Bau des zentralen Teils der Gruppe ist in den gewaltigen Westabstürzen des Marboré besonders schön erschlossen (Taf. 5 Abb. 2, und Prof. 4 in Abb. 42). Die mächtigen Kalksandsteine des Maastricht, die den an der Stirn der Gavarniedecke wie weiter östlich durch Zusammenstauchung angehäuften Hippuritenkalk überlagern, fallen dort zunächst nach Süden und bilden dann einen südvergenten Sattel und anschließend eine Mulde. Die Stärke dieser Faltung nimmt nach oben hin zu (vgl. S. 134 und 138). In der Mulde stellen sich über dem Maastricht noch Dan-Paleozan und Eozän ein. Im Kern der Mulde sind die dünnbankigen Kalksandsteine des Maastricht durch Spezialfaltung stark eingeengt worden, während die massigen Kalke des Hangenden, die sich daran nicht beteiligen konnten, statt dessen an einer flachen Störung übereinander geschoben worden sind. Diese „Schuppe des Marboré“ läßt sich weit nach Osten verfolgen, ist aber im Westen des Marboré nicht mehr erhalten. Südlich von ihr zeigt das Profil des Marboré eine zweite flache Überschiebung, die sich im Osten wie im Westen aus einer südvergenten Falte entwickelt. Es folgen noch einige kleinere derartige Falten, und dann herrscht flache Lagerung.

Nachdem die Schuppe des Marboré und dann auch die südliche Überschiebung nach Westen hin geendet und außerdem die verschiedenen Falten nach Westen stark abgeklungen sind, ist dort die Kette des Mont Perdu ziemlich einfach gebaut (Abb. 42, Prof. 1—3). Aber dafür setzt weiter südlich ein großer, flach nach Süden überkippter Sattel ein, der als „pli du Torla“ schon von DALLONI (1910) beschrieben wurde. Er wird nach Westen hin nach SELZER wieder steiler und läßt sich entlang dem Rand der Axialzone auf weite Erstreckung hin verfolgen, allein die weiter östlich so breite und verwickelt gebaute Kreidezone vertretend.

Die den Marboré aufbauenden Falten und Schuppen lassen sich nach Osten hin durch die ganze zentrale Mont Perdu-Gruppe

verfolgen, wobei also östlich des Marboré die südliche Überschiebung durch einen Sattel abgelöst wird. Die Mulde der Marboré-Schuppe ist im Osten tiefer eingefaltet worden, wie das Profil des Cylindre²⁸⁾ (Abb. 42, Prof. 6; ferner Abb. 43 u. Taf. 5, Abb. 1) zeigt. Dort



Abb. 43. Der Cylindre von Norden.

Blick in den Kern der hier flach nach Süden übergelegten Marboré-Mulde und des nächsthöheren Sattels (vgl. Abb. 42, Prof. 6).

findet sich inmitten der Flyschschiefer der Mulde ein Klotz von Paleozänkalk, der als eingefalteter Rest einer höheren Schuppe zu deuten und mit einer kleinen Klippe von flach überfaltetem und überschobenem Maastricht zu verbinden ist, die weiter nördlich auf dem Gipfel des Cylindre liegt. Diese Schuppe des Cylindre entspricht mithin dem nächsthöheren Sattel.

Derselben Schuppe angehörende Klippen finden sich auch weiter östlich am Mont Perdu (Abb. 42, Prof. 7). Die Marboré-Mulde ist dort noch sehr viel tiefer eingefaltet als am Cylindre. Nördlich des Mont Perdu ist in den Abstürzen des Circo de Pineta wieder wie am Marboré zu beobachten, daß die in der Höhe so intensive Faltung im Maastricht nach unten zu stark abklingt.

Östlich des Mont Perdu ist die Marboré-Mulde am Som de Ramond²⁹⁾ (Abb. 42, Prof. 8) auch noch tief eingefaltet, aber weiterhin wird sie bald ganz flach (Abb. 42, Prof. 10). Am Som de Ramond tritt im Kern der Mulde wieder ein Rest der Cylindre-Schuppe auf. In der Westwand des Som de Ramond (Abb. 42, Prof. 8 oben) wird er durch eine steile Störung in eine südliche, dem

28) Der Cylindre ist der nordwestlich des Mont Perdu folgende Gipfel. Auf der Karte ist er an der Maastricht-Klippe kenntlich, die auf seinem Gipfel ruht.

29) Der Som de Ramond ist der südöstlich des Mont Perdu folgende Gipfel; auf der Karte ist er an dem seinen Gipfel bildenden Maastricht in der höchsten Schuppe kenntlich.

Südflügel der Marboré-Mulde flach auflagernde überkippte Schichtfolge von Paleozän und Maastricht und in einen nördlichen, unter den Flysch des Muldennordflügels einschiebenden schmalen Span von Paleozän zerlegt. Wie sich diese steile Störung westlich des Som de Ramond zur Tiefe hin verhält, wird von Gletschereis verdeckt; nach Osten hin geht an der Störung der nördliche Span bald zu Ende, und jetzt bildet sie die Nordgrenze des (südlichen) Hauptteils der Klippe (Abb. 42, Prof. 8) bis zu dessen Ostende; vielleicht setzt sie noch ein kurzes Stück mit gehobenem Südflügel in die Marboré-Mulde hinein. In der Scharte östlich des Som de Ramond ist sie jedenfalls nicht mehr vorhanden (Abb. 42, Prof. 10).

Innerhalb des Südflügels der Marboré-Mulde hat sich am Som de Ramond eine weitere flache Überschiebung eingestellt (Abb. 42, Prof. 8; Abb. 44), den Südflügel verdoppelnd, sodaß jetzt vier

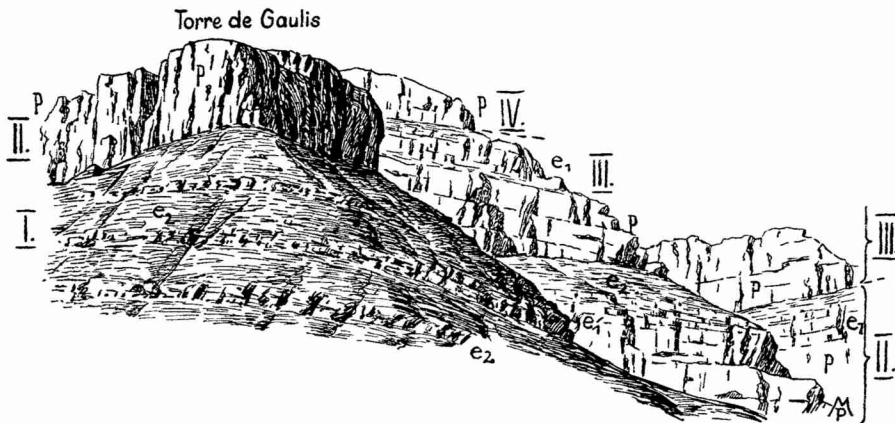


Abb. 44. Der Schuppenbau an der Südseite der zentralen Mont Perdu-Gruppe.

Im Vordergrund die Torre de Gaulis³⁰⁾, rechts dahinter der Ostgrat des Som de Ramond, und hinter diesem der Gipfel westlich des Col de Aniseto. Blick vom Col de Gaulis, Westseite. — I = Liegendserie, II = Marboré-Schuppe, untere Teilschuppe, III = obere Teilschuppe, IV = Schuppe des Cylindre.

Serien übereinander liegen. Diese neue Überschiebung ist dort, wo sie im Innern der Mulde einsetzt, von Firm verdeckt, aber nach Osten hin läßt sie sich bis über den Col de Aniseto hinaus verfolgen (Abb. 42, Prof. 10—12; Abb. 44), wobei ihr Ausmaß zu-

30) Die Torre de Gaulis liegt südlich des Mont Perdu und ist auf der Karte als Vorsprung des auf den liegenden Flysch überschobenen Paleozänkalkes kenntlich.

nimmt. Am Col de Aniseto (Abb. 42, Prof. 11 u. 12) hat die von ihr begrenzte obere Schuppe auch im Norden den Zusammenhang mit ihrem Liegenden verloren, und bald darauf streicht sie in die Luft aus. Auch die untere, die Basis der Marboré-Schuppe bildende Überschiebung ist bis östlich des Col de Aniseto zu verfolgen (Abb. 42, Prof. 10—12), wo sie durch einen ganz flach nach Süden übergelegten Sattel abgelöst wird (Abb. 42, Prof. 13). Dieser deutet sich an der Stirn der Schuppe schon im Gebiet des Col de Aniseto an (Abb. 42, Prof. 11 u. 12), wie die prachtvollen Aufschlüsse der Wände zu beiden Seiten des obersten Rio Vellos zeigen. In der östlichen Wand (Prof. 12) ist auch schon die weiterhin von dem liegenden Sattel überfaltete Mulde deutlich ausgeprägt.

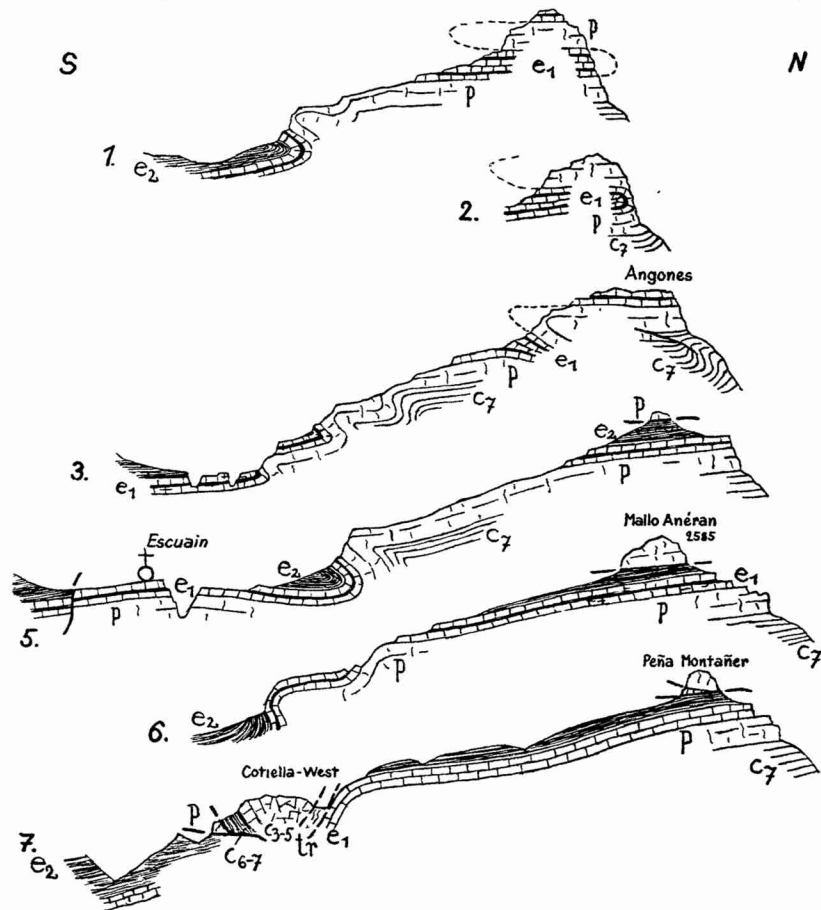


Abb. 45. Profile durch die östliche Mont Perdu-Gruppe.
1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

(1732)

Man hat hier den Eindruck, daß die obere Schubmasse die tiefere Schuppe mitgerissen hat. Jedenfalls steht fest, daß vom Som de Ramond an ostwärts die neu einsetzende obere Überschiebung gegenüber der bisher allein vorhandenen unteren immer mehr an Bedeutung gewinnt.

Südlich der Marboré-Schuppe zeigt auch das Profil des Rio Vellos (Abb. 42, Prof. 11 u. 12) die entlang dem Südrand der ganzen zentralen Mont Perdu-Gruppe zu verfolgenden kleineren südvergenten Falten, die nach Süden hin abklingen. Hier sind sie besonders tief aufgeschlossen, und dabei zeigt sich, daß die in der Höhe bruchlose Faltung im Unterteil des Paleozänkalkes überall durch Schuppung ersetzt wird.

Im Osten des Col de Aniseto läßt sich der aus dem Unterteil der Marboré-Schuppe hervorgegangene übergelegte Sattel entlang dem Grat der östlichen Mont Perdu-Kette bis zu den Angones verfolgen (Abb. 42, Prof. 13; Abb. 45, Prof. 1—3), wo er ausklingt. An den Nordabstürzen des Grates sind verschiedentlich im Innern des Sattels kleine Überschiebungen festzustellen (Abb. 42, Prof. 13; Abb. 45, Prof. 3). Von dieser Falte abgesehen besteht die östliche Mont Perdu-Gruppe aus einer flach südfallenden Schichtfolge, die nur im Süden stärker gefaltet ist, wobei als Fortsetzung der südlichen Falten der zentralen Mont Perdu-Gruppe ein oder mehrere südvergente Sättel auftreten, zu dem Flyschgebiet von Puertolas überleitend (Abb. 45). Nach Osten hin wird diese Faltung schwächer, und schließlich (Abb. 45, Prof. 7) ist nur noch eine ziemlich flache

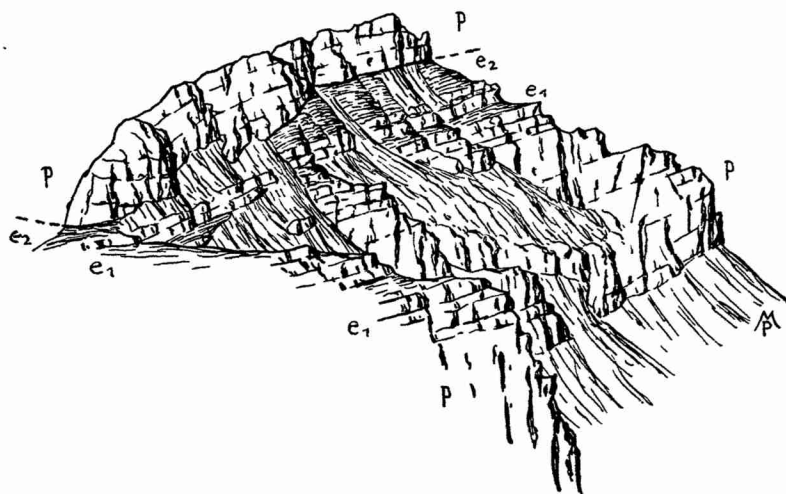


Abb. 46. Die Klippe des Mallo Auéran (P. 2585), gesehen von Osten.

(1733)

Südflexur vorhanden, an der die Schichtfolge der Mont Perdu-Gruppe zum Ostzipfel der hier im Hangenden des südlichen Flyschs einsetzenden Cotiella-Masse hin absinkt. Aber dafür erscheinen jetzt über der flachen Schichtfolge wieder die Reste einer höheren Schuppe in einer Reihe von Klippen von der Westseite des Mallo Auéran (P. 2585) bis zur Peña Montañer³¹⁾ (Abb. 45, Prof. 5—7). Bei letzterer ist innerhalb der Klippe Überkipfung festzustellen. Wenn man diese Schubmasse mit einer der weiter westlich festgestellten Schuppen parallelisieren wollte, käme am ehesten der Oberteil der Marboré-Schuppe in Frage. Auf die Stellung der Klippen des Mallo Auéran zu der weiter südwestlich liegenden Klippe des Castillo Mayor und zu der Cotiella-Masse wird unten noch eingegangen.

Zusammenfassung

(vgl. hierzu Prof. 1 in Taf. 1, in dem der Bau der zentralen Mont Perdu-Gruppe zusammengefaßt ist).

Die Mont Perdu-Gruppe zeigt auf schmalem Raume eine sehr intensive südvergente Faltungs- und Schuppungstektonik, die weitgehend durch die ausgezeichnete Faltbarkeit der Schichtfolge bedingt ist. Im Süden klingt die Faltung zu dem wenig gestörten Flyschgebiet von Puertolas sehr rasch ab. Im Streichen ist die Intensität der Faltung in dem Abschnitt zwischen Marboré und Col de Aniseto am größten. Nach Westen sowohl wie nach Osten wird sie geringer; aber hierbei kommt auch in Betracht daß wir uns dort in einem tieferen, weniger intensiv gefalteten Niveau befinden. Denn im zentralen Teil der Gruppe ist ersichtlich, daß die Intensität der Faltung nach unten zu ziemlich erheblich abnimmt. Danach hat sich der Vorschub in einem ziemlich hoch liegenden Niveau besonders stark geäußert. Wir erblicken mithin in der Tektonik der Mont Perdu-Gruppe die regionale Reaktion auf das Andrängen der Deckenstirn, während die äußerst intensive Zusammenstauchung des Hippuritenkalkes in einem schmalen Streifen unmittelbar vor der eingebohrten Deckenstirn (s. S. 132) eine örtliche Wirkung darstellt.

b. Der Kreidezug von Barbaruens und die Klippe der S^a. de Chia.

In der östlichen Verlängerung der Mont Perdu-Gruppe liegt jenseits der Cinca die flach südfallende Schichtfolge des Kreide-

³¹⁾ Die Peña Montañer liegt 1 km westlich der Peña del Mediodia (P. 2318, südlich von Bielsa) und ist auf der Karte als kleine Klippe kenntlich.

zuges von Barbaruens (Taf. 1, Prof. 4—6), die sich durch ruhige Lagerung auszeichnet. Zunächst sind östlich der Cinca (Abb. 48, Prof. 2) die Schichten örtlich noch einmal wie weiter im Westen (Abb. 48, Prof. 1; Abb. 45, Prof. 7) am Rand gegen die Cotiella-Masse flexurartig abgebogen (vgl. S. 150). Im Osten verbreitert sich der Kreidezug erheblich, und die Senonmergel bilden dort die weite Senke von Seira-Barbaruens (Prof. 6 in Taf. 1).

Im Nordosten wird diese Senke durch den langgestreckten Rücken der S^a. de Chia (Taf. 1, Prof. 6) begrenzt. Er besteht aus flach einfallendem Kreidekalk, der an einer Überschiebung den ähnlich einfallenden Senonmergel überlagert. Am Südostende der S^a. de Chia ist diese Störung mit horizontaler Lagerung bis flach südlichem Einfallen aufgeschlossen. Hier sind an der Basis der Kreide noch Jura und Carñiolas erhalten. Auch an der Nordostseite der S^a. de Chia lassen sich zwei Serien unterscheiden. Zunächst ist allerdings im Gebiet von Chia eine Überschiebung nicht festzustellen, aber morphologisch ist dort eine deutliche Gliederung in den von der Esera kommenden Kreidekalkzug der Serreta de Chia und die eigentliche Masse der S^a. de Chia zu erkennen. Erst nordwestlich von Chia (Taf. 1, Prof. 6; Abb. 47) ist die die beiden Serien trennende Überschiebung aufgeschlossen. Hier findet sich in der liegenden Serie über dem Kreidekalk noch der tiefste Teil der Senonmergel, und an der Basis der hangenden Serie tritt z. T. Dogger auf. Auch im Innern der S^a. de Chia erscheint westlich von Chia ein Streifen von Dogger, dort zwei Geländestufen innerhalb des Nordostabfalls der Sierra trennend (Abb. 47). Von der Kreide der oberen Stufe wird er flach überlagert, während seine von

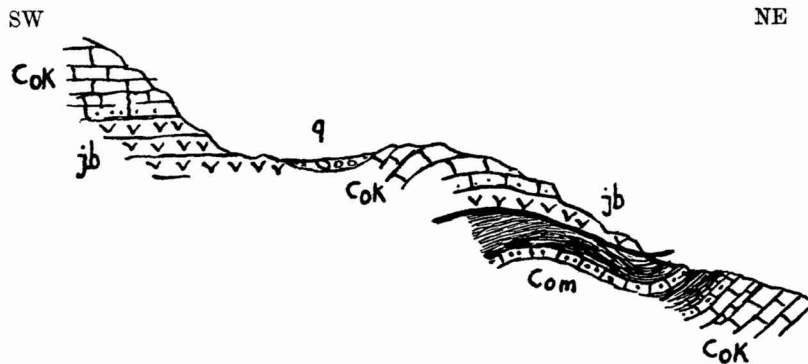


Abb. 47. Profil an der Nordostseite der S^a. de Chia nordwestlich von Chia (das Profil liegt 1 km südöstlich von Prof. 6 in Taf. 1).

Etwa 1 : 10 000. Signaturenklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Schutt verhüllte Grenze gegen die Kreide der unteren Stufe durch eine Störung oder eine Schichtverbiegung gebildet sein muß (Abb. 47). Weiterhin ist die Überschiebung an der Nordostseite der S^a. de Chia nicht mehr sichtbar, dürfte aber wie auf der Südwestseite der Sierra so auch hier bis zu deren nordwestlichem Ende durchgehen. Die S^a. de Chia ist also als wurzellose Klippe anzusprechen. Ihre Stellung wird unten besprochen.

Am Südostende der Klippe stellt sich in ihrem Liegenden, d. h. im Kreidezug von Barbaruens, der Längsbruch ein, der aus dem Triasaufbruch von Gabás nach Westen hin hervorgeht (vgl. S. 94 und Abb. 21, Prof. 1). In die S^a. de Chia scheint er nicht hineinzusetzen.

c. Der Bau der Cotiella-Masse.

1. Der Überfaltungs- und Überschiebungsbau an der Stirn der Cotiella-Masse.

Das Gebiet der Peña
Montañesa und der
Punta Llerga.

Landschaftlich wie geologisch am großartigsten wirkt das Massiv der Cotiella an seinem Westabsturz (Taf. 4, Abb. 2; Abb. 48, Prof. 2), wo sich über dem flachliegenden, weiche Geländeformen bildenden Eozänflysch des Cinca-Tales unvermittelt die gewaltigen Kalkklötze der Punta Llerga und der Peña Montañesa auftürmen. Hier sind die Kalke der Oberkreide und des tieferen Alttertiärs in einer großen liegenden Falte nach Südwesten über den Eozänflysch hinwegbewegt worden (Abb. 48 und Taf. 1); außerdem ist an der Basis der Kalkmasse eine Störung aufgerissen. In der Westwand der Punta Llerga (Abb. 48, Prof. 2) ist ophitführender Keuper in den Oberkreidekalk des Kerns der Falte eingeschuppt. Der liegende Kreidekalk wird dort von der basalen Überschiebung nordwärts abgeschnitten. Der hangende Kreidekalk ist in der Westwand der Punta Llerga stark eingemuldet (Abb. 48, Prof. 2). Die Stirn der Falte ist in der Punta Llerga im Oberkreidekalk nicht erhalten, wohl aber weiter südöstlich am Monte Fornos (Prof. 4 in Taf. 1). Dort finden sich unter dem steil überkippten Kreidekalk auch noch Senonmergel und Paleozänkalk. Letzterer springt jenseit eines Halbfensters von Flysch weit nach Westen vor und bildet dort den Kalkklotz der Peña Montañesa, dem die Klippe der Peña del Solano nördlich vorgelagert ist (Abb. 48, Prof. 2—3; Taf. 1, Prof. 4). An der Nordseite des Halbfensters sind Senonmergel und Paleozänkalk flach überkippt und stark reduziert worden, und besonders von dem letzteren sind teilweise nur noch wenige Meter vorhanden (Taf. 1, Prof. 4).

(1736)

Die Umbiegung von dem ausgedünnten Liegendschenkel zur Stirn des Sattels liegt in diesen Schichten erst südlich des Flysch-Halbfensters (Taf. 1, Prof. 4; Abb. 48, Prof. 4), d. h. Senonmergel und Paleozänkalk sind noch bedeutend stärker nach Süden vorgefaltet worden als der Oberkreidekalk. Und auch innerhalb der jüngsten Schichten nimmt der Grad der Überfaltung an der Stirn nach Süden immer noch zu. Denn während die tiefsten Schichten des Paleozänkalkes

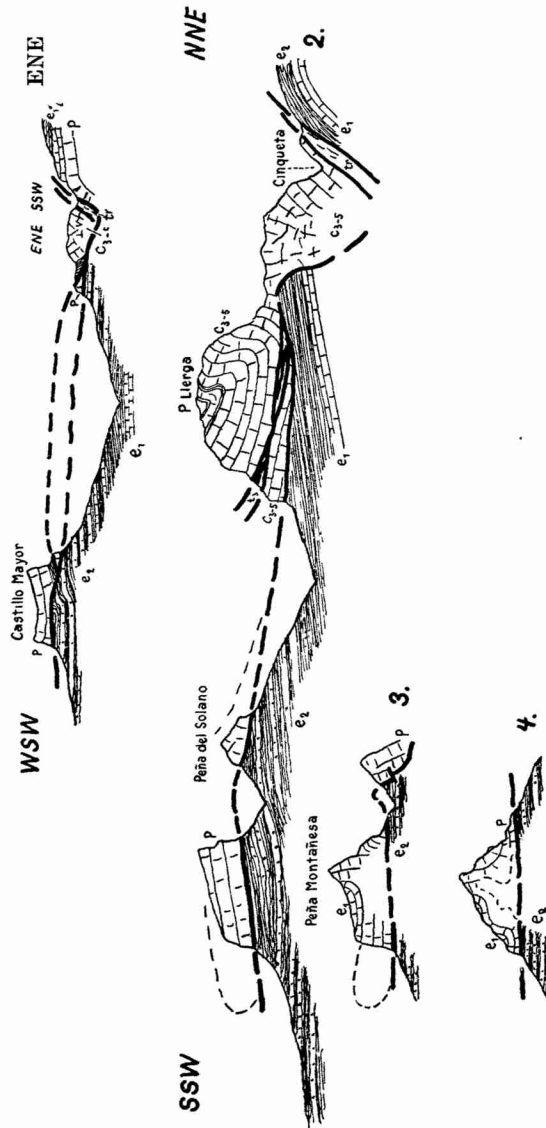


Abb. 48. Profile am Westende der Cotiella-Masse. Zwischen Prof. 1 und 2 ist das Prof. 3 in Taf. 1 einzureihen, und auf Prof. 4 folgt im Osten das Prof. 4 in Taf. 1. 1 : 100 000. Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

mit steilem Nordfallen unter die Senonmergel einschieben und dann unmittelbar zum flachen Liegendschenkel umbiegen, springen die auf der Höhe des Grates Peña Montañesa—Cascarra de los Molinos (P. 2170) zunächst gleichfalls steil nordfallenden höheren Bänke auf der Südseite des Grates mit flachem Südfallen noch etwa 1 km nach Süden vor, ehe sie zum Liegendschenkel umbiegen (Taf. 1, Prof. 4 u. 5; Abb. 48, Prof. 3 u. 4). Am Westende des Zuges der Peña Montañesa (Abb. 48, Prof. 2) liegen Hangend- und Liegendschenkel flach aufeinander, so daß hier eine ungewöhnlich große Mächtigkeit des Paleozänkalkes vorgetäuscht wird.

Es ergibt sich also im Gebiet der Peña Montañesa das Bild einer weitgehend bruchlosen Faltung nicht nur im Senonmergel, sondern auch in dem dickbankigen Paleozänkalk. Und dabei handelt es sich hier sicher nicht um eine Faltung in größerer Tiefe. Denn die Stirn der Deckfalte liegt auf höherem Eozänflysch, also ziemlich auf den jüngsten Schichten, die zur Zeit der Faltung vorhanden waren, und an der Stirn selbst kann über den obersten erhaltenen Schichten auch nur noch der Eozänflysch gelegen haben. Ferner ist bemerkenswert, daß der Flysch im Liegenden der Deckfalte kaum irgendwelche Beanspruchung zeigt. Eine schwache Schieferung tritt nur örtlich weiter im Norden an der Cinca auf.

Die Stirn der Cotiella-Masse an ihrem Nordwestende.

Nordwestlich der Punta Llerga taucht an der Cinca die bisher flache Schubbahn an der Basis der Cotiella ziemlich steil nach Norden ein (Abb. 48, Prof. 2). In ihrem Liegenden kommen dort unter dem Flyschmergel mit flachem Südfallen Alveolinenkalk, Paleozänkalk und — im Gegensatz zur Fazies der Senonmergel der Cotiella-Masse — Maastricht-Kalksandstein heraus. Westlich der Cinca (Taf. 1, Prof. 3) greift die Cotiella-Masse genau wie im Osten an der wieder flach werdenden Überschiebung nach Südwesten vor, und bei Tella (Taf. 1, Prof. 3; nordwestlich folgend Abb. 48, Prof. 1 und Abb. 45, Prof. 7) erscheinen unter dem Oberkreidekalk wieder flach überkippt und ausgequetscht der Senonmergel und der Paleozänkalk des Liegendschenkels, genau wie auf der anderen Seite der Cinca am Südhang des Monte Fornos. Nordwestlich von Tella hört die Cotiella-Masse auf. Wie ihr Nordwestende zu deuten ist, wird unten besprochen.

Die Klippe des Castillo Mayor.

Westlich vom Ende der Cotiella-Masse erhebt sich inmitten des Flyschgebietes von Puertolas die Klippe des Castillo Mayor (Abb. 48, Prof. 1), als mächtiger Klotz von Paleozänkalk ähnlich wie die Peña Montañesa mit ihren Wänden die Berge des Flyschlandes überragend. Das Castillo Mayor entspricht auch in seiner räumlichen Lage zur Cotiella-Masse ganz der Peña (1738)

Montañesa und dürfte wohl mit ihr zusammengehören (vgl. S. 151 u. 152, Anm.). Die Klippe des Castillo Mayor bildet eine flache Mulde, und an ihrer Nordostseite erscheinen, wie die Abb. 49 zeigt, unter den dunklen Basisdolomiten des hellen Paleozänkalkes in offenbar normalem Verband Mergel und Sandsteine, die stark an die in der westlichen Cotiella in den Senonmergeln herrschende Fazies erinnern. Darunter liegen wieder jüngere Schichten. So spricht vieles dafür, daß wir hier den übergelegten Sattel der Cotiella-Stirn vor uns haben (vgl. Abb. 48, Prof. 1).

Vom Gebiet der Peña Montañesa läßt sich die Stirn der übergelegten Falte wie nach Nordwesten so auch nach Osten noch weithin verfolgen (Tafel 1 und Abb. 50). Südlich der Cascarra de los Molinos (P. 2170) beginnen die bisher flachliegenden Flyschmergel im Liegenden der Überschiebung sich aufzurichten (Taf. 1, Prof. 5). Dabei streichen sie schräg gegen die Störung, sodaß immer ältere Schichten an den

Eozänkalk grenzen, bis schließlich der Kontakt an der Stirn der Falte normal wird (Taf. 1, Prof. 6). Östlich hiervon ist die übergelegte Falte noch vorhanden, wenn ihr Ausmaß auch abgenommen hat; denn südöstlich von Viu (Abb. 50, Prof. 2) kommt unter dem Senonmergel noch einmal der Paleozänkalk des Liegend-schenkels hervor. Noch weiter östlich wird der Zug des Paleozänkalkes an einem Querbruch nach Norden versetzt, und damit dürfte die liegende Falte enden. Der Paleozänkalk ist zunächst (Abb. 50, Prof. 3) noch steil überkippt, bekommt aber bald südliches Einfallen, das östlich der Esera (Abb. 50, Prof. 5) flach wird.

Im Hinblick auf den Überschiebungsbau am Nordrand der Cotiella-Masse sei noch einmal besonders betont, daß der ungestörte Schichtenverband im östlichen Abschnitt der Süd-stirn der Cotiella in zahlreichen, vom Flysch bis in das Zentrum des Kreide-Massivs reichenden Profilen belegt werden konnte.

Die Richtung des Streichens ändert sich an der Stirn der Cotiella-Masse von Osten nach Westen. Denn während die Über-faltung im Osten zunächst nach Südwesten und dann nach Süden bis

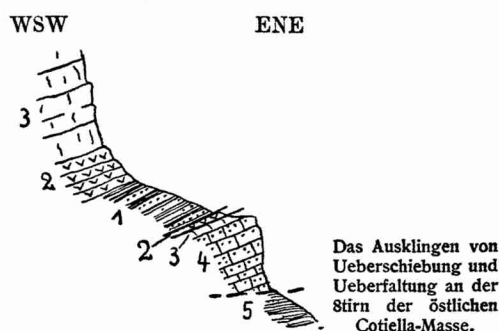


Abb. 49. Profil an der Nordostseite des Castillo Mayor. 5 = Eozänflysch, 4 = sandige graue Kalke, Alveolinenkalk-Paleozänkalk-Grenzsichten, 3 = heller Dan-Paleozänkalk, 2 = dunkler Dolomit, 1 = Mergel mit Sandsteinen, wohl Obersenon.

Das Ausklingen von Überschiebung und Überfaltung an der Stirn der östlichen Cotiella-Masse.

Südsüdwesten vergiert, ist sie im Nordwesten mehr nach Westen gedreht. Nun ist die Cotiella-Masse im Westen aber nicht nur überfaltet, sondern auch überschoben worden, und wie weit die Richtungen dieser beiden Bewegungen zusammenfallen, wird unten erörtert werden.

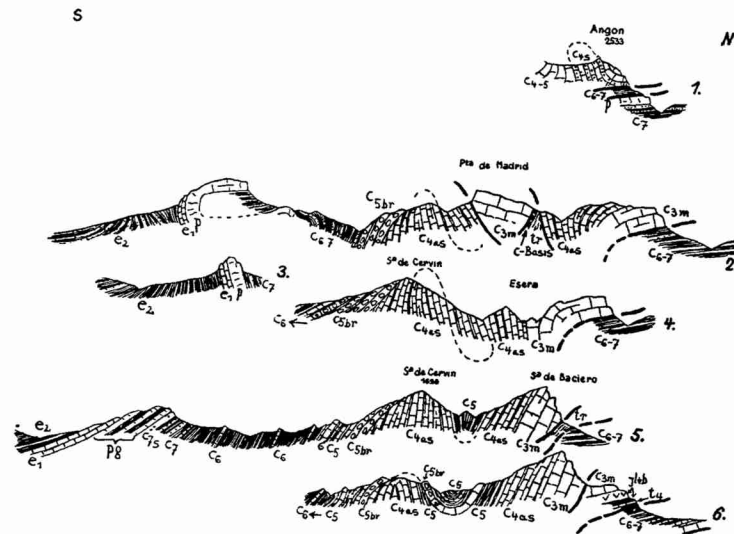


Abb. 50. Profile durch den Ostteil der Cotiella-Masse. Das Prof. 2 schließt nach Osten hin an das Prof. 6 in Taf. 1 an. Etwa 1:70000. Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

2. Der Faltenbau im Innern der Cotiella-Masse und die Scholle von Armeña.

Die Falten des Gebietes der Esera.

Östlich der Esera ist der nicht mehr überkippte Sattel der Cotiella-Südseite nur noch im Oberkreidekalk des Tosal del Cervin zu erkennen (Abb. 50, Prof. 4—6; vgl. auch S. 94). Nördlich dieses Sattels liegt eine Mulde (Abb. 50, Prof. 5 u. 6), deren Fortsetzung nach Westen in den steilstehenden Kalken des Esera-Knicks zu suchen ist (Abb. 50, Prof. 4). An diese Mulde schließt sich die steil aufgerichtete Serie der Sª. de Baciero (Abb. 50, Prof. 4—6) an, die westwärts in das Gebiet des B^{co.} de S^{n.} Nicolao³²⁾ (Abb. 50, Prof. 2) hinüberstreicht. Nördlich hiervon (Abb. 50, Prof. 2 u. 4) wird die Lagerung in dieser Serie flach, und unter dem mer-

32) Der B^{co.} de S^{n.} Nicolao zieht östlich der Coma Carina zur Esera herab.

gelig-dünbankigen Kalk von Aguas Salenz kommen die hellen massigen tieferen Kalke der Oberkreide heraus.

Dieselben hellen massigen Kalke erscheinen weiter südwestlich innerhalb der eng zusammengefalteten jüngeren Kalke von Aguas Salenz wieder und bilden den von der Punta de Madrid (P. 1901) über die Coma Carina zur S^a. Sarnera (nördlich der Coma Carina) führenden Grat und den Rücken, der sich von der Punta de Madrid ostwärts zur Esera hinabzieht. Dieser Kalkzug wurde von JACOB, FALLOT, ASTRE & CIREY (1926) als eine Deckscholle von Paleozänkalk gedeutet. Aber daß die Kalke von oberkretazischem Alter sind, läßt sich durch Fossilien belegen, und daß keine Klippe vorliegt, geht aus dem Fehlen irgendwelcher flacher Überschiebungen hervor. Vielmehr wird an der Westseite der Punta de Madrid der massive Kalk mit nord-südlichem Streichen und senkrechtem Einfallen normal von dem dünnbankig-mergeligen Kalk von Aguas Salenz überlagert. Er setzt sich auch mit weiterhin senkrechtem Einfallen nach Nordnordwesten zur S^a. Sarnera fort (Taf. 1, Prof. 6), ohne daß der Kontakt mit den hangenden Kalken noch einmal aufgeschlossen ist. Dieser dürfte aber auch weiterhin normal sein, bis der Zug der Coma Carina nordwestlich der S^a. Sarnera von einer querverlaufenden Störung abgeschnitten wird, die an der Ostseite der S^a. Sarnera in das Streichen des Zuges der Coma Carina einbiegt und ihn bis zu seinem Ostende nach Nordosten begrenzt (Taf. 1, Prof. 6; Abb. 50, Prof. 2). Diese Störung ist entlang der Nordostseite des Coma-Carina-Zuges mehrfach als echter Bruch aufgeschlossen. Verschiedentlich ist an ihm der Keuper aus dem Liegenden des massigen Kalkes hochgepreßt worden, wobei zum Teil noch etwas braune Sandsteine mitgeschleppt sind, die wohl der Basis der Kreide entsprechen. Auch im Innern des Zuges der Coma Carina tritt im Norden ein streichender Aufbruch von Keuper auf (Taf. 1, Prof. 6).

Die senkrecht stehenden Kalke des Zuges der Coma Carina legen sich an der Ostseite der Punta de Madrid (Abb. 50, Prof. 2) flach und ziehen sich mit schwachem östlichem Einfallen bis nahe an die Esera hinunter. Hierbei werden sie im Norden durch den eben beschriebenen Bruch und im Süden durch eine spitzwinklig zu diesem verlaufende steile Überschiebung begrenzt, die nach Westen hin bis an die Südseite der Punta de Madrid zu verfolgen ist, wo sie die nord-südlich streichenden Kalke der Punta de Madrid abschneidet.

Der Zug der Coma Carina besteht also aus einem nordnordwestlich streichenden Halbhorst, von dem im Süden ein ost-west-

lich verlaufender, nach Süden steil überschobener Horst abzweigt. Diese tektonischen Elemente ordnen sich nicht ohne weiteres in den Faltenbau ein; denn der Halbhorst streicht fast nord-südlich, und der nach Osten vorspringende Horst schneidet den Nordflügel der von der Nordseite des Tosal del Cervin herkommenden, normal westnordwestlich streichenden steilen Mulde schräg ab.

Die Falten im Gebiet
westlich des
Coma Carina-Zuges.

Westlich des Zuges der Coma Carina zeigt der Oberkreidekalk wieder westnordwestlich streichende normale Falten. In dem Profil von der Cascarra de los Molinos (P. 2170) zum Cotiella-Gipfel (Prof. 5 in Taf. 1) dürften mehrere Falten enthalten sein. Dort folgen auf den Senonmergel des Col de Collivert zunächst graue, z. T. massige, z. T. mehr mergelige schwach überkippte Kalke, dann, ebenfalls steilstehend, braune Kalksandsteine und darauf wieder graue, meist mergelige Kalke, die zunächst steil und dann flacher nach Süden fallen und schließlich zwischen P. 2809 und Cotiella-Gipfel fast horizontal liegen. Die Bänke, die den Cotiella-Gipfel aufbauen, werden weiter westlich von dem Senonmergel überlagert, d. h. es handelt sich um den obersten Teil des Oberkreidekalkes. Das Prof. 5 in Taf. 1 läßt sich nur so deuten, daß die Kalksandsteine den Kern eines isoklinalen Sattels bilden, der die Verlängerung des Sattels der S^a. de Cervin darstellt, und daß in den nördlich anschließenden Kalken eine nach Norden übergelegte isoklinale Mulde steckt, die die Mulde der Nordseite der S^a. de Cervin bzw. der Westseite des Coma Carina-Zuges fortsetzt. Um eine einfache Schichtfolge kann es sich nicht handeln; denn das ungeheuer dicke, zwischen Col de Collivert und dem Südhang des P. 2809 liegende Kalkpaket müßte dann weiter nördlich wieder unter die den Cotiella-Gipfel bildenden jüngsten Kreidekalkbänke einschieben, und insbesondere müßte der im Süden austreichende Kalksandstein wieder erscheinen.

Nördlich des Cotiella-Gipfels liegt ein weiterer steiler Sattel, in dem der Horizont der braunen Kalksandsteine wieder herauskommt. Dieser Sattel streicht zum Südgrat des Angón (Abb. 50, Prof. 1), wo er südüberkippt und durchgehend ungestört aufgeschlossen ist, so daß die hier von JACOB, FALLOT, ASTRE & CRY (1926) gemachte Annahme einer Deckengrenze nicht zu halten ist. Von hier setzt sich der Kalksandsteinzug zum Nordende des Kalkes der Coma Carina fort. Daß den braunen sandigen Schichten weiter östlich und südlich der untere Teil des mergelig-dünnbankigen Kalkes von Aguas Salenz entsprechen dürfte, wurde schon auf Seite 24 erwähnt. Auch nach Nordwesten hin ist der Zug der Kalksandsteine von der Nordseite des Cotiella-Gipfels weiter zu verfolgen.

(1742)

Dort bildet er statt eines Sattels eine südgerichtete Flexur. Nach Westen hin kommt unter den braunen sandigen Schichten der liegende massige Kalk hervor, und weiterhin gehen die braunen Schichten in ähnliche Kalke über. Die Flexur biegt jetzt nach Südwesten um und klingt nach Sarabillo zu aus (Prof. 4 in Taf. 1).

Schon vorher sind die südlich des Cotiella-Gipfels liegenden Falten nach Westen hin zu Ende gegangen, so daß die Cotiella-Masse bald — abgesehen von dem Sattel an ihrer Stirn — aus einer flachen Schichttafel besteht (Taf. 1, Prof. 4). Erst weiter westlich tritt wieder Faltung auf (Abb. 48, Prof. 2). Die Mulde an der Westseite der Punta Llerga wurde schon erwähnt. Außerdem ist der Oberkreidekalk weiter nördlich entlang der Cinca aufgerichtet, den Nordflügel einer zweiten Mulde bildend. Ob diese Mulde von der Punta Llerga durch einen Sattel oder durch eine Störung getrennt wird, läßt sich wegen des Fehlens von Aufschlüssen an dem schuttbedeckten Nordfuß der Punta Llerga nicht entscheiden.

Die Cotiella-Masse besteht also im Innern aus einer Platte von Oberkreidekalk, die im Osten sehr stark zusammengefaltet ist, westlich der Mitte flach wird und ganz im Westen wieder Faltung zeigt.

Über der eigentlichen Cotiella-Masse findet sich nördlich des Cotiella-Gipfels noch eine höhere Scholle von Oberkreide, die im Süden und Westen mit Störungen an die eigentliche Cotiella-Masse grenzt und im Norden und Nordosten, über diese hinausgreifend, dem Kreidezug von Barbaruens an einer flachen Überschiebung auflagert (s. S. 149, wo der Nordrand der Cotiella-Masse behandelt wird). Am klarsten ist der Bau dieser Scholle an der Südostseite des sich vom Cotiella-Gipfel nordostwärts erstreckenden Grates aufgeschlossen (Prof. 5 in Taf. 1). Ihre Basis wird dort durch eine wohl ziemlich flache Störung gebildet, die im Süden aufgeschlossen ist und dort am Nordflügel des nördlich des Cotiella-Gipfels vorbeiziehenden Sattels steiler wird. Im Südwesten liegt die Kreide der Scholle flach, aber nach Nordosten hebt sie sich heraus, die tieferen Oberkreidekalke erscheinen, und zwischen Punta Alta (P. 2737) und Punta Baja de Armeña (P. 2647) kommt unter ihnen Keuper hervor. Letzterer bildet nur einen schmalen Streifen und grenzt im Nordosten mit einer steileren Störung an flach südwestlich einfallende Schichten der höheren Oberkreide, unter denen weiter nördlich und östlich die tieferen Oberkreidekalke auftauchen. Außer in diesem „Aufbruch“ findet sich etwas Keuper an der Basis des auf den Kreidezug von Barbaruens

Die Scholle von Armeña.

vorgreifenden Nordteils der Scholle. Die zwischen der Punta Alta und der Punta Baja liegende Störungszone setzt sich in dem nach Nordwesten hinabziehenden Tale fort; zwar fehlen dort Aufschlüsse, aber auf den Talseiten liegen noch weiterhin flach einfallende höhere und steilstehende tiefere Schichten der Oberkreide einander gegenüber. Auch sonst ist das Innere der Scholle von Armeña im Westen ähnlich gebaut wie im Osten. Die sie im Südwesten von der eigentlichen Cotiella-Masse trennende Störung ist von Schutt bedeckt. Die Grenze zwischen der Cotiella i. e. S. und der Scholle von Armeña ist also nur im Südosten aufgeschlossen, und die Bedeutung der dort erkennbaren nordfallenden Störung ist nicht ohne weiteres ersichtlich. Man hat hier eigentlich nicht den Eindruck einer großen Schubbahn, die eine der Cotiella fremde Deckscholle begrenzte. Es kann sich sehr wohl um eine Störung handeln, die von der Cotiella-Masse eine zu dieser gehörige Scholle abtrennt hat.

Südwestlich der Scholle von Armeña finden sich im Gebiet des P. 2575 zwei kleine Schollen von Kreidekalk, die auf die dort noch erhaltenen tiefsten Senonmergel aufgeschoben sind (Abb. 51).

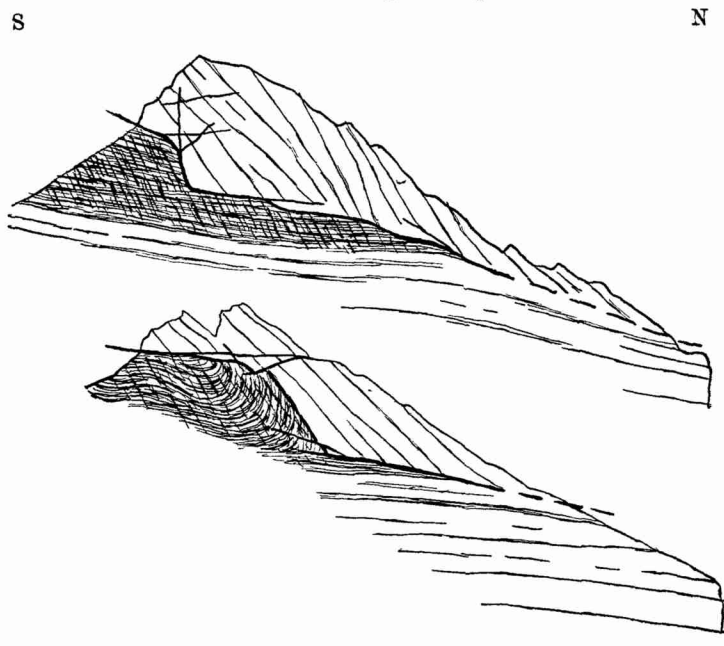


Abb. 51. Die beiden überschobenen Kreideschollen des P. 2575
von Osten.
ca. 1 : 15 000.

(1744)

Aber auch diese Schollen können durchaus der Cotiella selbst angehören. Insbesondere spricht die Art der Störung (s. Abb. 51) nicht sehr für eine Fernüberschiebung.

3. Der Überschiebungsbau am Nordrand der Cotiella-Masse und deren Westende.

Wie schon erwähnt, wird die Cotiella-Masse im Norden von einer Überschiebungszone begrenzt. Diese beginnt östlich der Esera, wo von dem Triasaufbruch von Gabás (s. S. 94) nahe seinem Westende eine Störung abzweigt, die sich bald zu einer flachen Überschiebung entwickelt, an der das Kalkmassiv der Cotiella auf den Senonmergeln der Senke von Barbaruens ruht (Abb. 50, Prof. 6—4 u. 2; Taf. 1, Prof. 6). Die Überschiebung, an der im Osten noch Jura und Trias auftreten, springt im Eseratal etwas nach Süden vor und läßt sich bis westlich von Barbaruens verfolgen (Taf. 1, Prof. 6). Weiterhin ist sie durch Schuttmassen verdeckt, dürfte aber am Nordfuß der S^a. Sarnera das Nordende des Zuges der Coma Carina (s. S. 145) berühren. Weiter nordwestlich ist am Fuß des Angon die Überschiebung des Oberkreidekalkes der Cotiella auf den Senonmergel wieder aufgeschlossen, jetzt ganz horizontal (Abb. 50, Prof. 1 und Taf. 4, Abb. 1). In ihrem Liegenden findet sich hier eine zweite ganz flache Störung, an der unter dem Senonmergel Paleozänkalk erscheint, den Senonmergel von Barbaruens überlagernd. Diese kleine Teilschuppe von Senonmergel keilt nach Westen hin aus. Nach Osten muß sie gleichfalls zu Ende gehen; allerdings läßt sich wegen des Fehlens von Aufschlüssen nicht entscheiden, ob die untere Überschiebung sich wie im Westen mit der oberen vereinigt oder inmitten des Senonmergels verklingt.

Im Westen stößt die Randüberschiebung der Cotiella gegen die Scholle von Armeña, die hier nach Norden über die Cotiella-Masse hinausgreift (Taf. 1, Prof. 5); allerdings kommt sie dabei fast nirgends mit der Kreideserie von Barbaruens in unmittelbarem Kontakt, sondern es schiebt sich eine Teilschuppe von Senonmergel ein, unter dem im Nordosten auch ältere Schichten auftreten. Der Senonmergel ist faziell wie in der nördlich benachbarten Serie von Barbaruens ausgebildet. Die Teilschuppe setzt im Osten gerade da ein, wo die Cotiella-Masse unter der Scholle von Armeña verschwindet, und ebenso keilt sie im Westen aus, bevor der Nordrand der Cotiella unter der Scholle wieder herauskommt. Somit läßt sich nicht beweisen, daß die Teilschuppe jener von der Nordseite des Angon entspricht und also in das

Die Randüberschiebung im Osten der Scholle von Armeña.

Die Teilschuppe am Nordrand der Scholle von Armeña.

Liegende nicht nur der Scholle von Armeña, sondern auch der eigentlichen Cotiella-Masse gehört; aber jede andere Deutung ist recht unwahrscheinlich.

Die Randüberschiebung zwischen der Scholle von Armeña und Sarabillo.

Nach der Unterbrechung durch die Scholle von Armeña wird die Nordgrenze der eigentlichen Cotiella-Masse wieder sichtbar, und auch jetzt wird ihr Nordrand ähnlich wie im Osten durch eine Überschiebung gebildet, die östlich von Sarabillo (Prof. 4 in Taf. 1) horizontal liegend aufgeschlossen ist. Von dort ist sie bis südlich von Sarabillo zu verfolgen. Dann enden die Aufschlüsse in den von der Punta Llerga herabziehenden Schuttströmen.

Die Trias von Sin.

Westlich von Sarabillo springt der Kreidekalk der Cotiella an einer nord-südlich verlaufenden Störung nach Norden vor, die nach ihrem Verlauf im Gelände bei Sarabillo ziemlich steil sein muß und jenseits der Cinqueta im unteren B^{co}. de Sin mit fast senkrechtem Einfallen aufgeschlossen ist. Es dürfte sich hier nicht um die Fortsetzung der flachen Überschiebung des Cotiella-Nordrandes handeln. An der steilen Störung taucht unter der Kreide ein schmaler Streifen von Trias auf, der sich rasch verbreitert und nach Nordosten zungenförmig weit über den Rand des Cotiella-Kalkes vorgreift (Taf. 1, Prof. 4). Südöstlich von Sin zweigt von der steilen Störung ein kleinerer Bruch in die Serie von Barbaruens ab, an dem der Paleozänkalk zur Trias hin abgesunken ist. Im Norden wird die Trias durch eine Störung begrenzt, die spitzwinklig zu der des Südostrandes verläuft; leider fehlen Aufschlüsse, die das Verhältnis der beiden Störungen zueinander klären könnten. Die nördliche Randstörung ist nur im Westen aufgeschlossen, wo sie mittelsteil nach Süden fällt. Im Osten ist ein ihr parallel verlaufender Bruch zu erkennen, an dem wie südöstlich von Sin der Paleozänkalk zur Trias hin abgesunken ist (Prof. 4 in Taf. 1).

Daß an beiden Seiten die jüngeren Schichten zur Trias von Sin hin abgesunken sind, scheint mir mit der Deutung der Trias als einer horstartigen Aufpressung nicht recht vereinbar zu sein, legt vielmehr die Auffassung nahe, daß die Trias ebenso wie bisher der Cotiella-Nordrand überschoben und außerdem von den steilen Brüchen betroffen ist.

Der Nordrand der Cotiella-Masse westlich der Trias von Sin.

Die nördliche Randstörung der Trias von Sin setzt sich nach Westen mit mittelsteilem südlichem Einfallen entlang dem Nordrand der Cotiella bis zu deren Westende jenseits der Cinca fort (Abb. 48, Prof. 2 u. 1). Dabei sind die weiter nördlich flachliegenden Schichten des Kreidezuges von Barbaruens z. T. flexurartig zu der Störung hin abgebogen (vgl. S. 139). Diese wird von

(1746)

einem schmalen Keuperstreifen begleitet, der nur westlich von Sin auf 1 km aussetzt. Hier findet sich im Hangenden des nördlich der Störung liegenden Flyschs eine flach überschobene Klippe von paleozänem oder oberkretazischem Kalk. Diese Klippe grenzt nur auf eine kurze Strecke an die zusammenhängende Oberkreide der Cotiella-Masse, und dort ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, sodaß sich das Verhältnis zur Cotiella-Masse nicht entscheiden läßt.

Am Westende der Cotiella-Masse mündet die steile Nordstörung in die flache Überschiebung des Südwestrandes der Masse. Im westlichen Fortstreichen liegt wenig gestörter Flysch. Es fragt sich nun, ob das Westende der Cotiella (Abb. 48, Prof. 1; Abb. 45, Prof. 7) als eine nach zwei Seiten überschobene wurzelnde Schuppe oder als eine einseitig bewegte und also schwimmende Schubmasse zu deuten ist. Ich möchte das letztere annehmen. Denn am Westende der Cotiella-Masse herrscht noch die Fazies der Cotiella — einen mächtigen Oberkreidekalk überlagern hier von sandigen Bänken durchsetzte Mergel des Obersenons (von denen allerdings nur der tiefste Teil da ist) —, während sowohl unmittelbar nördlich wie unmittelbar südlich an der Cinca die Fazies des Mont Perdu anzutreffen ist, indem über geringmächtigem Campankalk (der allerdings ebenso wie der tiefste Teil des Maastrichts nur im Norden zutage tritt) mächtige Kalksandsteine des Maastrichts folgen. Ferner ist auf die Klippe des Castillo Mayor hinzuweisen, die anscheinend mit der Cotiella-Masse zusammengehört (s. S. 142), und auch darauf, daß am Ende der Cotiella nichts von einer in den Flysch hineinsetzenden Störungszone zu erkennen ist. Außerdem scheint an der steilen Störung westlich der Trias von Sin eine gewisse Tendenz zu südwärtigem Absinken zu herrschen, was gegen eine Nordüberschiebung und damit gegen eine wurzelnde Schuppe sprechen würde.

Das Westende der Cotiella-Masse.

Zusammenfassung über den Bau der Cotiella-Masse.

Sind wir auch zu der Vorstellung gekommen, daß die Cotiella-Masse an ihrer Westseite auf ihrer Unterlage schwimmt, so läßt sich diese Auffassung doch nicht auf das gesamte Massiv übertragen. Denn während die Überschiebungszone an der Nordseite der Cotiella bis jenseits der Esera zu verfolgen ist, endet die Überschiebung an der (südlichen) Stirnseite schon halbwegs zwischen Cinca und Esera und wird dort durch ungestörten Schichtenverband ersetzt. Dieser Verband ist in ausgezeichneten Aufschlüssen in aller Deutlichkeit zu erkennen, und ebenso ist mit Sicherheit nachzuweisen, daß die im zentralen Teil der Cotiella sichtbaren Falten sich ungestört

(1747)

weit nach Osten fortsetzen. Mithin ist die Cotiella-Masse autochthon, und die Überschiebungen an ihrem östlichen Nordrand müssen nach Norden erfolgt sein. So ergibt sich ein Gegensatz gegen die Überfaltungsrichtung an der (südlichen) Stirnseite, die zunächst südwestlich bis südlich ist und im Nordwesten fast westlich wird. Diese Drehung der Vergenz nach Westen ist bei der mit der Überfaltung der Stirnseite verbundenen Überschiebung noch ausgeprägter. Denn am Nordwestende der Cotiella ist die Überschiebung nicht wie die Überfaltung nach Westsüdwest sondern etwa nach Westnordwest bis Nordwest erfolgt. Das ergibt sich daraus, daß das Nordwest-Ende der Cotiella, sofern es an einer einheitlichen Schubbahn auf seiner Unterlage schwimmt (s. S. 151), nur aus dem Untergrunde des Massivs selbst herausgepreßt sein kann³³⁾. Man darf also hier die Überschiebung nicht einfach als eine Begleiterscheinung der Überfaltung auffassen; denn erstens greift die Überschiebung weit über die Überfaltung hinaus, und zweitens folgt sie einer anderen Richtung. Demgegenüber verliert die Überschiebung der (südlichen) Stirnseite weiter im Südosten an Bedeutung, und zugleich damit wird sie, ähnlich wie die Überfaltung, stärker südlich gerichtet, so auch ihrerseits mit den Bewegungen am Nordrand des Massivs divergierend; eine nordwestliche oder auch nur westliche Richtung der Überschiebung kommt im Südosten nicht mehr in Frage, da sie, parallel verlaufend zum Streichen der übergelegten Falte, ausklingt, ohne irgendwie in den südlich folgenden Flysch hineinzusetzen. Ebenso fehlen auf der Nordseite der Cotiella-Masse im Kreidezug von Barbaruens Anzeichen einer Querfaltung, und so kommen auch hier starke Westbewegungen am Rande der Cotiella nicht in Betracht. Demnach dürfte, wie im Osten (s. o.), so auch weiter westlich die Überschiebung am Nordrand im wesentlichen nördlich und erst näher dem Nordwestsporn des Massivs mehr westlich gerichtet sein. So geht im Hauptteil der Cotiella-Masse die Bewegung im Norden nach Norden und im Süden nach Süden, während weiter im Nordwesten die beiden Bewegungsrichtungen stark konvergieren, sodaß dort im wesentlichen Westbewegung herrscht. So besitzt das Nordwestende der Cotiella nicht den Bau einer unmittelbar in der Tiefe wurzelnden zweiseitig vergentem Schuppe, sondern es schwimmt an einer einheitlichen Überschiebung auf seiner

33) Daß das überschobene Nordwestende der Cotiella-Masse und ebenso die offenbar mit ihm zusammengehörige Klippe des Castillo Mayor unter diesen Umständen nichts mit den weiter nördlich im Gebiet des östlichen Mont Perdu-Zuges vorhandenen Klippen zu tun haben, liegt auf der Hand.

Unterlage. Dieser Sachverhalt wird nur dadurch verschleiert, daß das Nordwestende der Cotiella stark eingebrochen bzw. eingemuldet ist. Ich möchte diese Absenkung mit derjenigen in Verbindung bringen, die uns im Gebiet der offenbar auch nicht unmittelbar wurzelnden Trias von Sin entgegengetreten ist. Der Nordrand dieser Absenkungszone läßt sich als mittelsteil nach Süd fallende Störung durchverfolgen, und auch ihr Südrand ist im Zwischengebiet als Bruch oder Flexur vorhanden; denn die Kreide der Cinqueta liegt viel tiefer als jene der Punta Llerga.

Die steile Faltung im Innern der Cotiella-Masse zeigt eine wenig ausgeprägte Vergenz, die vorwiegend südlich ist. Im Osten ist die Faltung sehr intensiv, während sie nach Westen zu abklingt und statt ihrer die Überfaltung und Überschiebung an der Stirn größeres Ausmaß bekommen.

Schwierig ist die Frage, wie sich die Scholle von Armeña in das Bild eingliedert, das wir vom Bau der Cotiella-Masse bekommen haben. Zunächst hat man ganz den Eindruck, daß sie eng mit der eigentlichen Cotiella-Masse zusammengehöre, und auch bei näherer Betrachtung erscheint es mir durchaus nicht gesichert, daß man die Störungen, die sie von der eigentlichen Cotiella trennen, als eine Deckengrenze auffassen dürfe. Falls es sich aber doch um eine vom Randgebiet der Axialzone stammende Deckscholle handeln sollte, müßte sie jedenfalls auf die Cotiella-Masse aufgeschoben worden sein, bevor letztere nach Norden geschuppt wurde.

Nicht völlig eindeutig ist auch die Stellung der Deckscholle der S^a. de Chia. Sie dürfte wohl von dem im Nordosten nah benachbarten Rand der Axialzone stammen. Mit der nördlichen Randüberschiebung der Cotiella-Masse darf man sie wohl kaum in Zusammenhang bringen, da es recht unwahrscheinlich ist, daß die Nordüberschiebung so nahe an ihrem Ostende ein so weites Ausmaß besäße. Daß nördlich der Cotiella im südlichen Randgebiet der Axialzone wieder Südbewegung herrscht, wurde bereits oben (S. 120 ff.) erörtert.

Abgesehen von der Frage, wie weit hier die Südbewegung am Rand der Axialzone auch zu Überschiebungen bis in die Kreidezone hinein geführt hat, ergibt sich für die eigentliche Cotiella-Masse also folgendes: Sie wurzelt in der Tiefe und ist nach drei Seiten bewegt worden, sodaß Horizontalbewegungen von viel größerem Ausmaß vorgetäuscht werden, als sich tatsächlich abgespielt haben. Ein Zusammenvorkommen von Nord- und Südbewegung wurde bereits weiter östlich (in der Nogueras-Zone und im nördlichen Teil der Kreidezone) festgestellt, und dazu kommt

jetzt noch eine West-Vergenz, gerichtet gegen das Flyschgebiet von Puertolas, das die Zone von Tremp mit in Nord-Süd-Richtung umgebogenem Streichen fortsetzt. Die am Westende der Cotiella herrschende Westbewegung war paläogeographisch vorbereitet, indem hier das Becken der tieferen Oberkreide endet.

Zusammenfassung und Ergebnis.

Von dem untersuchten Abschnitt der Südpirenäen aus gesehen, hat die alpinotype Vorgeschichte des pyrenäischen Raumes erst verhältnismäßig spät begonnen. Denn zunächst besaß er keine erhebliche Sonderstellung gegenüber den außerpyrenäischen Gebieten.

Die Trias ist wie in den Nachbargebieten germanisch ausgebildet, und ein besonderes Pyrenäenbecken ist nicht zu erkennen. Auch die Ophite, die uns hier entgentreten, finden wir ja im Bereich der späteren Keltiberischen Ketten wieder. Auch der Jura brachte noch keine Sonderverhältnisse. Das im Lias wiedererscheinende Meer überflutete gleichförmig einen kaum differenzierten, nur äußerst schwach sinkenden Raum, dessen Rand erst am Zentralplateau einerseits und der Meseta andererseits zu erkennen ist. Etwas größere Mächtigkeiten erreichte der Dogger in den Pyrenäen, die zugleich zum ersten Male faziell eine Sonderstellung einnahmen; aber dabei handelte es sich um eine negative Faziesverschiebung, der schließlich eine Verlandung folgte, während in den Nachbargebieten die Sedimentation noch andauerte, so im Keltiberischen Raume. Dagegen begann im Pyrenäenbereich die Senkung und damit die Sedimentation nach langer Festlandszeit erst wieder im Apt. Erst jetzt zeigte sich in den großen Mächtigkeiten der Kreide und ihrer im Gegensatz zu außerpyrenäischen Gebieten durchgehend marinen Entwicklung eine eigentliche Pyrenäengeosynklinale an. Zugleich ist jetzt eine Landmasse im Süden an der Stelle des heutigen Ebrobeckens deutlich kenntlich. Ein annähernd einheitlicher Sedimentationstrog bildete sich in den Südpirenäen allerdings erst in der höheren Oberkreide heraus, während die Nordpyrenäen schon in der Unterkreide ein durchgehendes Meeresgebiet aufzuweisen hatten. Dagegen finden wir in den Südpirenäen Querschwellen; so lag im Westen des Meeres der mittleren Südpirenäen die Oberaragonische Schwelle, und erst in der höheren Oberkreide wurde durch ihre Überflutung die Verbindung mit den Westpyrenäen hergestellt; ebenso war im Osten das Becken der mittleren Südpirenäen (nach ASHAUER) durch eine Querschwelle

(1750)

begrenzt, die sich während der Unterkreide als Schelf andeutete und von austrischer Zeit ab ein Becken im Raum der östlichen Ostpyrenäen abtrennte. Die größten Absenkungen im Becken der mittleren Südpirenäen erfolgten während der Unterkreide zwischen Segre und Ribagorzana, wo Schichtfolgen von gegen 1000 und örtlich sogar über 1000 m entstanden, und während der Oberkreide zwischen Segre und Esera bzw. Cinca, wo z. B. an der Ribagorzana und östlich der Esera die Senonmergel mindestens 2000 und an der Esera und in der Cotiella die Oberkreidekalke über 1000 m erreichen. Im Maastricht sank auch das vorher nur als Schelf überflutete oberaragonische Schwellengebiet stärker ab, und es kam zu Mächtigkeiten von 1000 m; faziell brachte das obere Maastricht nach dem Höhepunkt der Geosynklinalentwicklung der Kreide bereits eine Regression. Im Dan und Paleozän zog sich das Meer außer im Nordwesten aus dem Becken zurück; jedoch ging die Sedimentation, wenn auch in festländischer Form, als Garumnium weiter.

Ein Südrand des Pyrenäentrogos gegen eine Ebromasse ist im Gegensatz zu Trias und Jura während der ganzen Kreide deutlich erkennbar. Nördlich der östlichen Südpirenäen ist nach ASHAUER verschiedentlich ein Landgebiet im Bereich der Zentralpyrenäen nachzuweisen. In den mittleren Pyrenäen sind ähnliche Verhältnisse nur ganz im Westen etwas angedeutet, und nur im höchsten Maastricht vielleicht auch weiter östlich (Sandstein von Arén). Jedenfalls bestand keine vom Osten bis zum Westen durchgehende und dauernd vorhandene zentralpyrenäische Landschwelle, sondern eine weite offene Verbindung ist zwischen dem Meeresgebiet der Nordpyrenäen und dem der mittleren Südpirenäen anzunehmen; denn letzteres war ja während der ganzen Kreide im Süden abgeschlossen, dazu von der Unterkreide bis in die höhere Oberkreide im Westen und während der ganzen Oberkreide auch im Osten.

Ältere Faltungen, die die Hauptfaltung vorbereitet hätten, spielen in den mittleren Südpirenäen keine Rolle. Altkimmerische Bewegungen sind nicht einmal angedeutet, und auch jungkimmerische scheinen zu fehlen. Weitwellige flache Verbiegungen in den südlichen Sierran, daneben im Turbón und im Nordwesten des Berichtsgebietes, sind wohl auf austrische (synorogene?) Vorgänge zurückzuführen, ebenso wahrscheinlich die im Westen im höheren Alb mit scharfem Schnitt einsetzende Sandschüttung. Eine austrische Stammfaltung aber, wie sie aus anderen Teilen der Pyrenäen bekannt geworden ist (STILLE 1924), fehlt im unter-

suchten Bereich, und die angeführten Andeutungen von schwachen austrischen Bodenbewegungen finden sich auch nur außerhalb des Beckens der Unterkreide. So herrscht innerhalb der Kreide überall völlige Konkordanz, abgesehen von den ganz örtlichen geringfügigen Bewegungen subherzynen Alters, die an der Esera festgestellt wurden. Mit der Regression am Ende der Kreide sind orogene Bewegungen nicht verbunden gewesen³⁴⁾.

Nach der Regression an der Wende Kreide — Tertiär eroberte das Meer mit dem Eozän das verlorene Gebiet zurück, jetzt die Südpirenäen von der Tethys bis zum Atlantik erfüllend. Im Eozän sehen wir wie in der Kreide eine alpinotype Pyrenäengeosynklinale vor uns. Die größten Absenkungen erreicht der Westen mit Mächtigkeiten von durchgehend weit über 1000 m; diese Verlagerung des Beckentiefsten nach Westen wurde schon an der Wende Kreide — Tertiär eingeleitet, denn dort allein hielt sich das Meer. Im Süden greift das Eozän etwas weiter gegen die Ebromasse vor, aber auch jetzt ist eine Südküste faziell noch zu erkennen. Im höheren Eozän setzte bereits vor der pyrenäischen Faltung eine Regression ein im Zusammenhang mit einer starken Heraushebung einer Zentralpyrenäenschwelle; zugleich damit erfolgten Konglomeratschüttungen, die an der Esera bereits Sedimente vom Typus der oligozänen Nagelfluh entstehen ließen.

In der pyrenäischen Phase spielte sich die Hauptfaltung der mittleren Südpirenäen ab. Das Oligozän liegt durchweg diskordant, mit Ausnahme von zwei Stellen in den südlichen Sierren, wo aber auch eine voroligozäne Abtragungsperiode zu erkennen ist. Ein konkordanter Übergang zwischen Eozän und Oligozän, wie ihn ASHAUER in den Ostpyrenäen westwärts noch bis zum Segre angibt, ist im Berichtsgebiet nirgends vorhanden. So stehen die mittleren Südpirenäen mit ihrer pyrenäischen Hauptfaltung im Gegensatz zu den östlichen Südpirenäen mit ihrer nach ASHAUER nacholigozänen und zwar savischen Hauptfaltung. Am Segre kann allerdings die von ASHAUER gegebene Altersbestimmung nur nahe dem Rand des Ebrobeckens gelten; denn wenig weiter nördlich ist dort die wichtigste Orogenese nachweislich noch vorsavisch (? pyrenäisch). Wie östlich des Berichtsgebietes, so hat auch im Westen die Faltung anderes Alter, wie SELZER gezeigt hat; denn während dort im westlichen Fortstreichen der katalanischen Sierren die Orogenese zunächst auch noch pyrenäisch ist, ist sie weiter westlich als nacholigozän anzusehen (vgl. unten).

34) Für die Diskordanz unter den Konglomeraten von Sellent-Col de Nargó (Segre) ist wohl ein pyrenäisches Alter anzunehmen.

Bei der Hauptfaltung der mittleren Südpirenen entstanden mehrere streichende Zonen von recht verschiedenem Bau. Im Norden finden wir die von Variscikum aufgebaute Axialzone, die sich westlich des untersuchten Gebietes zersplittert und abtaucht. Der Rand der Axialzone gegen die Südpirenen ist im Osten und im Westen recht verschieden gebaut. Östlich der Esera finden wir dort die Noguerras-Zone, in der Paläozoikum, Permotrias und höhere Trias intensiv verfaltet und verschuppt sind. Charakterisiert ist diese Zone durch die eigenartige Erscheinung der zweiseitigen Vergenz, d. h. der beinahe gleichzeitigen Faltung und Schuppung in entgegengesetzten Richtungen. Sie hat zu Lagerungsverhältnissen geführt, die im Einzelfall vielfach Deckenbau vortäuschen. Damit wurde ein Bautyp festgestellt, der mit unseren Anschauungen vom Bau von Faltengebirgen wenig im Einklang steht. Aber sein Auftreten ist nicht zu bezweifeln, und es wurde gezeigt, daß die zeitliche und räumliche Durchdringung der entgegengesetzten Vergenzen weitgehend durch die ungewöhnlichen Mobilitätsverhältnisse ermöglicht worden ist, die mit der salinaren Trias gegeben sind. Neben der Erscheinung der zweiseitigen Vergenz als solcher wurde als wichtiges Merkmal der Noguerras-Zone die starke Beteiligung von nördlicher Vergenz festgestellt, die im Osten sogar ganz erheblich überwiegt. Östlich der Pallaresa tritt südliche Vergenz nur noch örtlich auf.

Am Rand der Axialzone gegen die Noguerras-Zone findet sich außer östlich der Pallaresa eine Südflexur. Die hier angedeutete Südvergenz wird von Erill Castell ab ausgesprochener, und östlich der Esera ist am Südrand der Axialzone sogar noch eine Reihe von südvergenten Mulden erhalten.

Der Rand der Noguerras-Zone gegen die südlich folgende Kreide ist eine wichtige tektonische Linie. Auf weite Strecken handelte es sich ursprünglich um eine Flexur; aber diese wurde fast überall von Störungen — vorwiegend Abscherungen — überdeckt, die örtlich mehrfach mit flacher Nordschuppung verbunden sind. JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY nehmen hier den Rand einer großen, aus dem Ebrobecken nach Norden bewegten Decke an (*série sudpyrénéenne*); aber diese Auffassung ist nicht zu halten, wie der ganz uneinheitliche Bau des Kreiderandes und insbesondere das mehrfache Auftreten von normalem Schichtverband zeigen.

Im Osten endet die Noguerras-Zone im Gebiet des Segre, aber im Fortstreichen entwickelt sich an dem Nordrand der Kreide (nach ASHAUER) eine weit nach Osten zu verfolgende Nordüberschiebung. Im Westen endet die Noguerras-Zone kurz vor der Esera, und damit grenzen Axialzone und Kreidezzone aneinander.

Aber bis östlich der Cinca werden sie noch von einer am Kreide-
rande liegenden Abscherungsfläche getrennt. Erst mit dem Aus-
keilen des Keupers endet diese; die Kreide verliert jetzt ihre tek-
tonische Selbständigkeit und nimmt auch an der Faltung in
gleicher Weise teil wie die Gesteine des südlichen Randgebietes
der Axialzone. Diese Faltung am Südrande der Axialzone zeigt
Südvergenz außer an der Cinca, wo im Grenzgebiet von Axialzone
und Kreidezone noch einmal Nordbewegung angedeutet ist. Die
Faltung spielt am Südrande der Axialzone westlich der Esera nur
eine untergeordnete Rolle gegenüber einer großen Südüberschiebung,
die im Osten einsetzt und nach Westen deckenartiges Ausmaß
gewinnt (Decke von Gavarnie). Die Kreide ist im Osten, wo sie
infolge ihrer Unterlagerung durch Keuper noch abgeschert werden
und tektonisch selbständig reagieren konnte, wie von der autoch-
thonen Faltung, so auch von der Überschiebung nicht mehr be-
troffen worden; aber im Westen ist sie von der Decke überwältigt
und flach überfahren worden, wobei sich die Stirn der Decke in
die mächtige Kreidefolge eingebohrt hat, die höheren Kreide-
schichten vor sich aufs stärkste zusammenstauchend.

Einen ebenso mannigfaltigen Bau wie der Südrand der Axial-
zone zeigt die Subzentrale Kreidezone. Ihr Nordrand gegen die
Axialzone bzw. die Noguerras-Zone wurde bereits besprochen. Am
einfachsten ist sie im Osten gebaut, am Flamisell im wesentlichen
nur aus einer Südflexur und weiter östlich außerdem aus einigen
regelmäßigen Falten bestehend; dabei endet durch das Einsetzen
von Falten nach Osten hin die Zone von Tresp. Im Norden tritt
z. T. Nordvergenz auf, im Süden herrscht durchgehend Südvergenz.

Im Gebiet westlich des Flamisell liegen die Verhältnisse
weniger einfach; dort herrscht im Nordteil der Kreidezone ein
eigenartiger Bautyp, wie er m. W. bisher nicht bekannt ist. Es
wird nämlich eine Reihe von größeren und kleineren Kreideschollen,
von denen fast jede ihren eigenen inneren Faltenbau besitzt, von
meist schmalen, verschieden streichenden Triasaufbrüchen um-
schlossen, wobei Abscherungserscheinungen häufig sind. Zu er-
klären ist dieser Bautyp durch die hohe Mobilität der salinaren
Trias. Östlich der Isabena enden die meisten der Triasstreifen
an einer weiten Quermulde, und jetzt wird der Bau der Kreide-
zone wieder einfacher. Nach einer Unterbrechung durch den
steilen Quersattel des Turbón leiten die südlichen Falten in die
Cotiella-Masse über, während sich im Norden eine Nordüber-
schiebung entwickelt, die nach Westen hin große Bedeutung ge-
winnt und den Nordrand der Cotiella-Masse bildet.

(1754)

Die Vergenz ist im Abschnitt vom Flamisell bis westlich des Turbón bezüglich der Faltung fast durchweg südlich, aber daneben tritt im Norden im Bereich der Triasaufbrüche auch nordgerichtete Schuppung auf.

In der Cotiella ist der Gegensatz zwischen nördlicher und südlicher Vergenz stark ausgeprägt. Denn im Norden finden wir eine große Nordüberschiebung, und im Süden wird wie weiter östlich in der Kreidezone die Grenze gegen die Zone von Tresp durch einen südvergenten Sattel gebildet, der sich hier zu einer flach übergelegten und überschobenen Falte steigert. Auch gegen Westen ist die Cotiella überschoben und überfaltet, dem wenig gefalteten Flysch von Puertolas flach auflagernd, der hier als abweichend gerichtete Fortsetzung der Zone von Tresp nach Norden vorspringt, während die eigentliche Zone von Tresp an der Cinca an einer von SELZER beschriebenen schwach westvergenten Quersattelzone endet. Durch seine dreiseitige Überschiebung und Überfaltung täuscht der Westteil der autochthonen Cotiella-Masse Deckenbau vor.

Mit der Cotiella-Masse endet der Hauptteil der Kreidezone, und nur im Norden der Cotiella setzt sich ein schmaler Kreidestreifen noch weiter nach Westen fort, die Kette des Mont Perdu aufbauend. Hier stellt sich eine intensive, stark südvergente Faltungs- und Schuppungstektonik ein — eine Reaktion auf das Andrängen der Decke von Gavarnie, deren Stirn wenig nördlich liegt und sich dort in die Kreidefolge des Mont Perdu eingebohrt hat (s. oben). Die im Mont Perdu zu beobachtende schöne Faltung ist durch die ausgezeichnete Faltbarkeit der Schichtfolge ermöglicht worden, die in dieser Hinsicht in starkem Gegensatz zu den massigen Kalken der Cotiella steht. Nach Westen hin ist die Zone des Mont Perdu noch weithin zu verfolgen, wenn auch mit bedeutend einfacherem Bau (s. SELZER).

Im Osten sind Axialzone und Kreidezone also durch die Noguerras-Zone getrennt, und die Kreide ist tektonisch völlig selbständig. Nach dem Enden der Noguerras-Zone behält die Kreide ihre Selbständigkeit, solange sie von Keuper unterlagert wird. Erst mit dem Auskeilen dieses mobilen Schichtgliedes wird sie in die Tektonik des Südrandes der Axialzone miteinbezogen. Im Bereich der Mont Perdu-Gruppe besteht schließlich die ganze Tektonik der auf einen schmalen Streifen reduzierten Kreidezone in einer Reaktion auf die von der Axialzone her andrängende Decke von Gavarnie.

Im Süden der Zone von Tresp liegt die Sierrenzone, wieder aus Kreidefalten bestehend. Diese Falten stellen nur ein oberes

Stockwerk dar, das bis zur mittleren Trias herabreicht, und an dessen Basis eine große Abscherung anzunehmen ist; dasselbe gilt ja auch für die Subzentrale Kreide, außer im Nordwesten, wo sie nicht mehr von Keuper unterlagert wird (vgl. oben).

Die katalanischen Sierrren, deren Selbständigkeit schon paläogeographisch vorbereitet war, bestehen im Norden aus dem großen südvergenten Sattel des Monsech. Im Süden sind sie weniger einheitlich gebaut. Neben südvergenter Längsfaltung tritt hier Quersfaltung auf, u. zw. besonders im Südosten, wo sie Ostvergenz zeigt. Damit enden hier die pyrenäisch gefalteten Sierrren nach Osten hin. Ebenso gehen sie westlich des untersuchten Gebietes zu Ende (nach SELZER), u. zw. ebenfalls unter Auftreten von Quersfaltung, die in gleicher Weise nach außen, d. h. also hier nach Westen, vergiert. Diese Quersfaltungszone schneidet weiter nördlich auch die Zone von Tresp ab (vgl. oben) und streicht nach Norden hin bis nahe an die Mont Perdu-Kette fort. Östlich der Quersattelzone liegt hier das Flyschgebiet von Puertolas, das als querverlaufende Fortsetzung der Zone von Tresp aufzufassen ist. Jenseits dieses Flyschs endet mit der Cotiella auch der Hauptteil der Kreidezone, u. zw. gleichfalls unter westvergenter Quersfaltung, deren Ausmaß aber das aller übrigen Quersfalten des Berichtsgebietes ganz bedeutend übertrifft. Nur der nördlichste Teil der Kreidezone geht nach Westen weiter, ohne von den querverlaufenden Strukturen beeinflusst zu sein.

So haben wir ein breites Faltenland pyrenäischen Alters nur im Raume zwischen Segre und Cinca, beiderseits begrenzt durch nach außen gerichtete Quersfaltung. Im Westen gilt letzteres für die gesamten Südpirenäen bis nahe der Axialzone, im Osten nur für die Sierrrenzone. Aber nach ASHAUER'S Angaben über das Alter der Faltung der Ostpyrenäen muß im Osten auch in der Kreidezone die pyrenäische Faltung enden, zumindest im Süden, wo ASHAUER Konkordanz zwischen Eozän und Oligozän angibt. Ein klarer, durch Quersfaltung gekennzeichneter Rand des pyrenäisch gefalteten Raumes wie weiter südlich und wie im Westen ist hier allerdings nicht festzustellen.

Die Gebirgszone von pyrenäischem Alter fällt annähernd mit dem Raum des tieferen Teiles des Kreidebeckens der mittleren Südpirenäen zusammen. Besonders klar ist diese Beziehung am Westende der Cotiella-Masse, wo die mächtigen Kalke des westlichsten Teiles der Oberkreide-Geosynklinale nach drei Seiten auf ein Gebiet, das bis zum Maastricht nicht zur Geosynklinale gehört hat, überschoben und überfaltet worden sind. Als etwas Ähnliches

(1756)

— gewissermaßen als ein Spiegelbild der westlichen Cotiella — darf man nach den Untersuchungen ASHAUER's das Ostende der „Serie von Pedra Forca“ (der großen Südpirenäen-Decke von JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY, die sich nach Westen bis zur Cotiella fortsetzen soll) in den Ostpyrenäen auffassen, das etwa mit dem Ostende der mächtigen Entwicklung der Kreide zusammenfällt, die sich aus dem Gebiet der mittleren Südpirenäen noch ein Stück in die Ostpyrenäen fortsetzt; allerdings ist dort nach ASHAUER die Faltung erst in savischer Zeit erfolgt.

Die Faltungsvergenz ist im Norden des Berichtsgebietes recht uneinheitlich. Dort ist die Nogueras-Zone durch zweiseitige Vergenz ausgezeichnet, und in ihr gewinnt nach Osten hin die Nordbewegung die Überhand, bis sie östlich der Pallaresa so gut wie allein herrscht. Ebenfalls nordwärts bewegt ist der Rand der Kreidezone und überwiegend auch deren ganzer nördlicher Teil. Westlich der Endigung der Nogueras-Zone tritt bis zur Cinca Nordvergenz noch andeutungsweise am Nordsaum der Kreide auf und sehr ausgeprägt innerhalb der Kreidezone an der nördlichen Grenze der Cotiella. So zeichnet sich ein nordwärts vergierender Streifen ab, der an der Cinca endet, und in dessen westlicher Fortsetzung reine Südbewegung herrscht. Südlich dieses Streifens ist die Vergenz ausschließlich gegen Süden gerichtet, sowohl im Südteil der Kreidezone wie in den Längsfalten der Sierrenzone. Aber auch nördlich des nordbewegten Streifens findet sich wieder reine Südvergenz, und zwar westlich der Pallaresa zunächst nur in Andeutungen, dann ausgeprägter und westlich der Esera in ganz großem Maßstab (Einsetzen der Decke von Gavarnie). Nur östlich der Pallaresa ist der Nordteil der Südpirenäen so gut wie ausschließlich gegen Norden bewegt. Hier liegen die Verhältnisse ähnlich wie östlich des Segre, wo ASHAUER die Zone der Nordvergenz bis in das Gebiet des Llobregat verfolgt hat. Diese Gliederung in eine Zone der reinen Nord- und eine solche der reinen Südbewegung, beide getrennt durch eine klare Scheitelung, konnte ASHAUER dort durch das Vorhandensein einer im Norden liegenden Zentralpyrenäenschwelle erklären, gegen die die Nordfaltung sich richtete. In den mittleren Südpirenäen liegen die Verhältnisse jedoch nicht so einfach. Denn erstens stellt sich dort nördlich des nordvergenten Streifens wieder eine Zone mit reiner Südvergenz ein, die nach Westen hin große Bedeutung gewinnt, und zweitens tritt dort auch in der Zone der Nordbewegung noch weitgehend Südbewegung auf. Das einfache Schema einer Scheitelung zwischen einer nach Süden gegen das Ebrovorland und einer nach Norden gegen eine

Zentralpyrenäenschwelle gerichteten Faltung reicht also hier nicht aus. Es lassen sich jedoch auch hier Beziehungen zwischen dem Auftreten von abweichenden (d. h. nicht südlichen) Vergenzen und den epirogenen Einheiten sehr wohl feststellen, wie z. B. in der westlichen Cotiella gezeigt wurde; aber gerade dort finden wir nördlich der Nordüberschiebung wieder die südbewegte Decke von Gavarnie. Wenn also auch die Zone der Nordvergenz durch ein nördliches Schwellengebiet bedingt ist, so hat dieses doch nicht die ganze Faltung auf sich gezogen, und mit einer Erklärung der Vergenzen ausschließlich nach dem Prinzip der Faltung gegen Schwellen wird man hier den in der Natur zu beobachtenden Verhältnissen nicht gerecht.

Im Untersuchungsbereich zeigt sich nun die Nordbewegung gebunden an das Gebiet großer Mächtigkeit und verhältnismäßig vollständiger Entwicklung des Mesozoikums, innerhalb dessen der Keuper eine besondere Rolle spielt. Er hat es der Kreide ermöglicht, gegenüber der südvergenten Axialzone selbständig zu reagieren, und hat so erst die Voraussetzung für das Auftreten von Nordvergenz, d. h. für ein Ausweichen nach Norden, geschaffen. Ähnlich hat erst der Keuper die Entstehung einer Nogueras-Zone ermöglicht. Er hat hier den verschiedenen tektonischen Elementen eine besonders weitgehende Selbständigkeit verliehen, ihnen dadurch ein Ausweichen in entgegengesetzten Richtungen erlaubt und so die eigentümliche Bauform der zweiseitigen Vergenz bedingt. Man kann also wohl sagen, daß ohne das Vorhandensein des Keupers die Herausbildung eines Gebietes mit Nordbewegung in der vorliegenden Form zwischen Zonen mit Südbewegung nicht möglich gewesen wäre. Die vergenzbestimmende Bedeutung der epirogenen Einheiten, die ja mehrfach aufgezeigt wurde, soll damit keineswegs in Abrede gestellt sein, aber daneben müssen auch die mehr örtlichen mechanischen Sonderverhältnisse hervorgehoben werden, welche weitgehend für die Vergenzverteilung im Norden des Berichtgebietes verantwortlich zu machen sind.

Nach der pyrenäischen Faltung setzte in den mittleren Südpirenäen die Senkung und damit auch die Sedimentation bald wieder ein, letztere jetzt in rein festländischer Art. Im Gebiet der pyrenäischen Faltung wurden mächtige Nagelfluhmassen abgelagert, in denen das vielfach noch ein starkes Relief besitzende Gebirge förmlich ertrank. Gleichzeitig sank südlich des pyrenäisch gefalteten Gebietes die bisherige Ebromasse als große Vortiefe ab, und hier erreicht das Oligozän in „Beckenfazies“ seine größte Mächtigkeit. Der Rand der Vortiefe gegen die pyrenäisch ge-

(1758)

falteten Sierren ist in der Fazies und in den Mächtigkeiten deutlich ausgeprägt. Anklänge an die Beckenfazies finden sich noch in kleinen Innensenken in den südlichen Sierren. Im Osten greift mit der Endigung der Sierren die Vortiefe nach Norden vor.

Nach der Ablagerung des Oligozäns erfolgte eine zweite Faltung. Ihr genaueres Alter ist zwar in den mittleren Südpirenaen nicht festzustellen, da jüngeres Tertiär fehlt; aber sowohl im Osten wie im Westen ist sie nach ASHAUER bzw. SELZER savisch, und so ist das gleiche Alter auch für die mittleren Südpirenaen anzunehmen. Die nacholigozäne Faltung hat nur im Süden des Untersuchungsgebietes größere Bedeutung gehabt. Dort wurden in den südlichen Sierren und am Nordrand des Ebrobeckens längsreichende Falten mit einheitlicher Südvergenz angegliedert, und zugleich wurde der schon vorher scharf ausgeprägte Rand des Ebrobeckens orogen ausgestaltet. Im einzelnen wurden in den südlichen Sierren die jungen Falten vielfach durch die Struktur und das unausgeglichene Relief des pyrenäisch dislozierten Untergrundes abgelenkt. Weiter nördlich hat die nacholigozäne Faltung nur ganz örtlich stärker gewirkt; dort liegt zwischen Segre und Isabena das Oligozän bis auf wenige Ausnahmen flach. Weiter westlich fehlt im Norden Oligozän, aber auch hier ist wohl kaum ein stärkeres Wirken der jungen Faltung anzunehmen. Erst jenseits der pyrenäischen Quersattelzone an der Cinca ist nach SELZER die Faltung jünger.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß sowohl der Bautyp wie auch z. T. die Vergenz in dem bearbeiteten Ausschnitt aus den Südpirenaen weniger einheitlich sind, als bei Faltengebirgen der Fall zu sein pflegt. Die verschiedenen Zonen zeigen ein recht verschiedenes Gesicht, und auch im Streichen ändert sich der tektonische Stil ganz erheblich. Disharmonische Erscheinungen und anormale, aus Faltengebirgen sonst nicht bekannte Reaktionsformen im Zusammenhang mit der hohen Triasmobilität spielen dabei eine wichtige Rolle. Daneben finden sich völlig normale alpinotype Bauformen, wie prachtvoll ausgebildete Faltungen und Überschiebungen großen Stils, wenn auch das Ausmaß und die Kompliziertheit alpinen Deckenbaus nirgends erreicht wird.

Die Uneinheitlichkeit der Vergenz liegt — abgesehen von der Querfaltung an den Rändern des pyrenäisch gefalteten Raumes — in der starken Beteiligung von Nordbewegung im Norden des Gebietes. Aber die Zone der Nordvergenz gliedert sich in ein südbewegtes System ein, und im ganzen überwiegt die Südvergenz bedeutend; so ist nicht zu verkennen, daß wir den wohl

entwickelten Süd Stamm eines zweiseitigen Pyrenäenorogens vor uns sehen. Dieser Sachverhalt kommt auch darin zum Ausdruck, daß das Vorland, gegen das die Faltung gerichtet war, nach der Hauptfaltung als große Vortiefe absank, und daß dann bei einer jüngeren Faltung im Süden südvergente Falten angegliedert wurden, die Faltung somit in die Vortiefe wanderte.

Literaturverzeichnis.

- ASHAUER, H.: Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., (3.) 10, S. 2—115. Berlin 1934.
- BRESSON, A.: Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute-Chaîne). Bull. Carte géol. France 93. Paris 1903.
- BRESSON, A. u. CAREZ, L.: Carte géologique de la France à 1:80000. Feuille de Luz. Paris 1906.
- BROILLI, F.: Der obere Jura von Monsech (Provinz Lérida) im Vergleich mit den ob. Jura-Vorkommen von Cerin (Dept. Ain) und von Franken. Géologie Pays Catalans. 2, Nr. 16. Barcelona 1932.
- CAREZ, L.: Quelques mots sur le terrain crétacé du Nord de l'Espagne. Bull. Soc. Géol. France, (3.) 9, S. 73—77. 1880.
- Étude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne. Thèse. Paris 1881.
- Géologie des Pyrénées françaises. Mem. Serv. Carte géol. France. 6. Paris 1903—1909.
- DALLONI, M.: Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Thèse. Paris 1910.
- Stratigraphie et Tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées Centrales). Bull. Soc. géol. France, (4.) 13, S. 243—263. 1913.
- Le Bartonien marin dans les Pyrénées. C. R. Ac. Sci. 162. Paris 1916.
- Étude géologique des Pyrénées catalanes. Alger 1930.
- DOUVILLÉ, R.: Espagne. Handb. reg. Geologie. Heidelberg. 1911.
- GOMEZ LLUECA, F.: Los Nummulitidos de España. Com. invest. pal. prehist. Mem. 36. Madrid 1929.
- JACOB, CH., FALLOT, P., ASTRE, G. & CIRY, R.: Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées orientales et centrales. C.R. 14. Congr. Géol. Intern. 2, S. 335—412. Madrid 1926 (erschiene 1927).
- JACOB, CH.: Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. Livre jubilé Centenaire Soc. Géol. France. 2, S. 389—410. Paris 1930.
- LOTZE, F.: Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., N. F., 14, 2. Berlin 1929.
- MALLADA, L.: Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Madrid 1878.
- Explicación del Mapa geológico de España. Madrid 1904.
- RICHTER, G. & TEICHMULLER, R.: Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., (3.) 7. Berlin 1933.
- ROUSSEL, J.: Étude stratigraphique des Pyrénées. Bull. Serv. Carte géol. France, 35. Paris 1893.
- Tableau stratigraphique des Pyrénées. Bull. Serv. Carte géol. France, 97. Paris 1904.

- SCHMIDT, H.: Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., (3.) 5. Berlin 1931.
- SELZER, G.: Geologie der südpyrenäischen Sierren in Oberaragonien. N. J. Min. etc., Beil.-Bd. 71, B, S. 370—406. 1934.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
— Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., N. F. 12, (3.). Berlin 1927.
- VIDAL, L. M.: Geología de la provincia de Lérida. Bol. Mapa geol. España 2, S. 288. Madrid 1875.
— Compte-rendu des excursions dans la province de Lérida. Bull. Soc. Géol. France, (3.) 26, S. 884—900. 1898.
— Geología del Monsech. Iberica 9. 1918.
- VIDAL, L. M. & DEPÉRET: Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña. Mem. R. Ac. Ciencias Artes Barcelona. 5, 19. 1906.
- ZEILLER: Note sur des empreintes houillères recueillies par M. Gourdon dans les Pyrénées Centrales. Bull. Soc. Géol. France, (3.) 14, S. 328—329. 1886.
-

Die vorstehende Arbeit ist im Sommer 1934 gedruckt worden, während ich an der Deutschen Himalaja-Expedition zum Nanga Parbat teilnahm. Ich fühle mich den Herren Prof. H. STILLE, Dr. G. RICHTER und Dr. H. KARRENBURG zu großem Dank für die ihnen im Zusammenhang mit der Drucklegung erwachsenen Mühen verpflichtet.
































Es war wohl unausbleiblich, daß bei der Drucklegung infolge meiner Abwesenheit einige Versehen unterlaufen sind. Ich stelle diese nachstehend richtig.

Berichtigungen.

- Zu S. 41, am Ende von Kap. VII: Die Anmerkung 8 bezieht sich auf den Dan-Paleozän-Kalk, nicht auf den Alveolinenkalk.
- Zu S. 42, Zeile 4: statt „die mit“ lies „die zunächst noch mit“.
- Zu S. 43, Zeile 12: Gemeint ist die Gesamtmächtigkeit des Alveolinenkalkes.
- Zu S. 76: (Prof. 13) ist in Zeile 3 zu streichen und dafür in Zeile 5 einzusetzen.
- Zu S. 78, 2. Absatz und S. 80, Zeile 2 von unten: Das verschiedentlich angeführte Prof. 12a ist in der Abb. 17 versehentlich fortgeblieben.
- Zu S. 101: In der Abb. 25 sind die Überschiebungen an der Südseite des Monsech-Sattels versehentlich z. T. zu flach gezeichnet; sie fallen mit der Schichtung ein (das richtige Bild gibt das Prof. 8 in Taf. 1). — In Prof. 1 der Abbildung fehlt am Nordflügel des Sattels die Abscherung zwischen Keuper und Kreide.
- Zu S. 108, Überschrift: Statt 1. lies 2.
- Zu S. 109: In der Abb. 33 ist die erste Störung östlich des Segre, eine nahezu senkrechte Abscherung, versehentlich als Westüberschiebung gezeichnet; es herrscht hier keineswegs Westvergenz! — Ferner fehlt in Prof. 3 westlich der genannten Störung die Eozän-Signatur.

- Zu Tafel 1: Nördlich und östlich von Sellent (am Ostrande der Karte) trägt das diskordant liegende Oligozän infolge eines Versehens die Farbe der Senonmergel.
Nordöstlich von Avellanes (in der Mitte der südlichen Sierren) ist im Liegenden des Senons die Keuperfarbe durch diejenige des Doggers zu ersetzen.
- Zu Tafel 2: Der Streckenmaßstab ist völlig falsch.
Statt 1931—1933 lies 1930—1932.
Der parallel dem Südrand der Sierren verlaufende Sattel („Gipssattel“) ist viel dicker eingezeichnet als seiner tektonischen Bedeutung entspricht.

Signaturenerklärung
zu den Profilen im Text.

	q	= Quartär			
	ol	= klastische Serie	} Oligozän in Beckenfazies		
	ol _g	= Gips			
	ol	= Oligozän in Nagelfluhfazies			
	e ₂	= Eozän-Mergel und -Flysch (einschl. limnischer Serie)			
	e ₁	} = Eozän-Alveolenkalk			
	e ₁				
	p	= Dan-Paleozän-Kalk, darin pg = Einschaltungen von Garumnium			
	g	= Garumnium			
	c ₆₋₇	} = Campan- und Maastricht-Hippuritenkalk	} Oberkreide der Sierrenzone	Bezeichnung der Kreidestufen: c ₇ = Maastricht c ₆ = Campan c ₅ = Santon c ₄ = Coniac c ₃ = Cenoman c ₂ = Oberapt u. Alb c ₁ = Unterapt	
	c ₅				= Santon-Mergel und -Sandsteine
	c ₄				= Coniac-Hippuritenkalk
	c ₇	= Maastricht-Kalksandstein des Mt. Perdu			
	c ₅₍₆₋₇₎	= Senonmergel (auch c _{0m}), mit c _{7s} = Obermaastricht-Sandstein von Arén	} Oberkreide der Subzentralen Kreidezone		
	(C ₆ (W) C ₃₋₅ C ₄ (E))	= Oberkreidekalke (auch c _{0k}), darin c _{3α} = Kalk von Alins (tieferes Cenoman) c _{3m} = massiger unterer Teil des Oberkreidekalkes c _{4as} = Plattenkalk von Aguas Salenz c _{4br} = Santonbrekzie von Campo c _{4s} = Kalksandsteine der mittleren Cotiella		} an der Esera	
	c ₃	= Cenomanmergel (u. a. Ingladamergel)			
	c ₂	= Oberapt-Alb-Mergel mit Orbitolinenkalken und Sandsteinen (c ₂₋₃ = Unterkreide- und Cenoman-Mergel zusammengefaßt)			
	c ₁	} = Urgonkalk			
	c ₁				
	jb	= Doggerdolomit			
	jl	= Mergel des Mittleren und Oberen Lias			
	t _{3,4}	} = Carniolas, darin t _{4g} = Gipseinschaltungen			
	t ₄				
	t ₃	= Keuper mit Ophit und Oberen Grenzsichten			
	t ₂	= Muschelkalk			
	tr	= Mittlere und Obere Trias (einschl. Carniolas), ungegliedert			
	pt ₁	} = Permotrias mit Basalkonglomerat und Oberen Grenzsichten („Röt“). dazu r _u = Unterrotliegend			
	pt ₁				
	st	= Stephan mit Eruptiven			
	pa _l	= Paläozoikum, ungegliedert			
	gr	= Variscischer Granit			

Geologische Karte der Mittleren Südpirenäen

Aufgenommen von P. Misch 1930-1932

Maststab 1 : 175.000

Profile in doppelter Maßstäbe der Karte

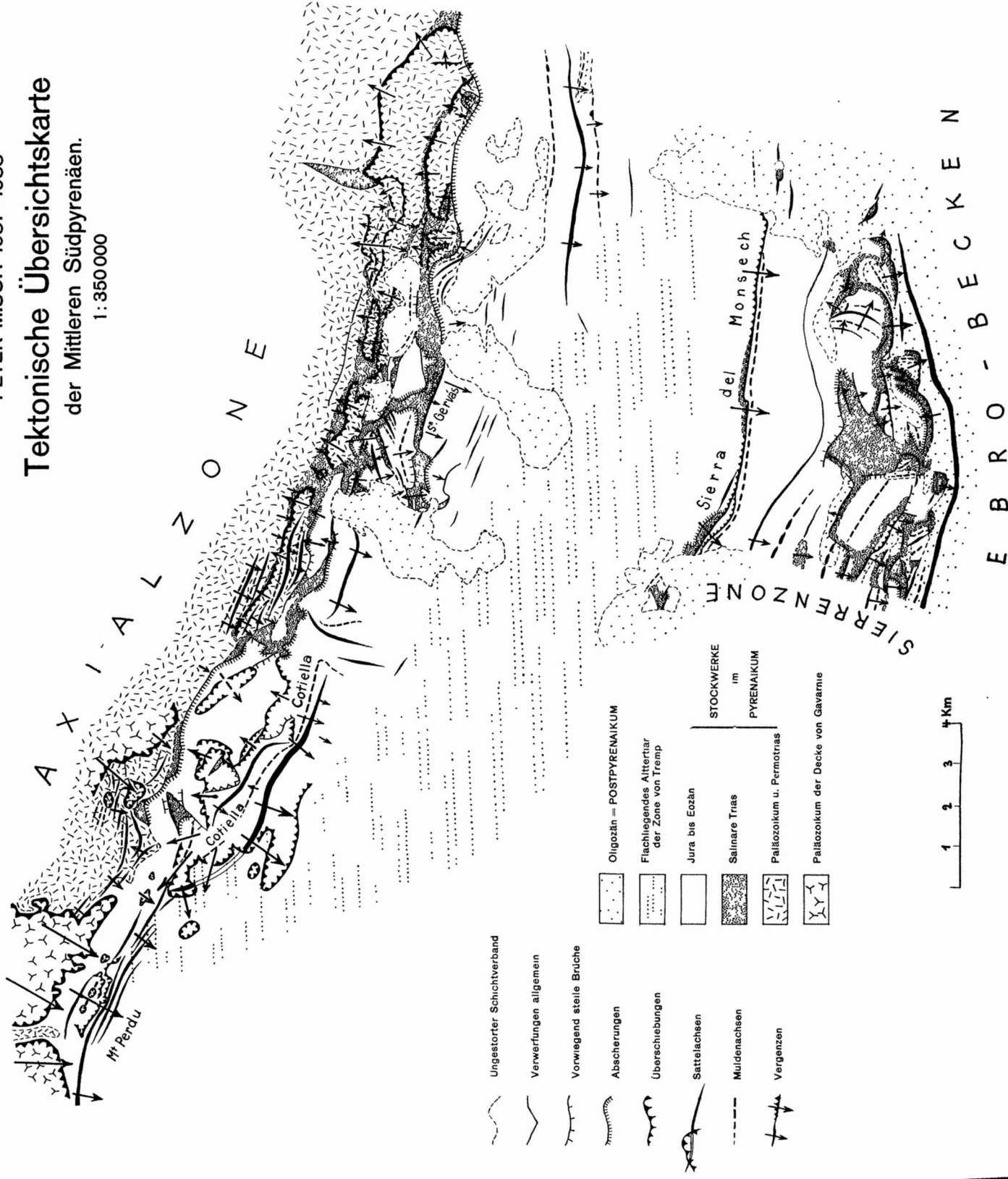
	Blöcher		Quarz (nicht weit verbreitet)		Gneiss		Devon und Muschelkalk		Oberkreide der Sierrenzone
	Eozän-Mergel und Flysch		Miozän- und Quartär-Löss in Flysch		Löss-Muschelkalk		Sierren-Flysch von Cango		Oberkreide südwestlich der Sierrenzone
	Dipsen- und Muschelkalk		Sierren-Mergel und Sandsteine		Cango-Steppenkalk		Muschelkalk mit Mollusken und Mollusken		Oberkreide südwestlich der Sierrenzone (dunkel)
	Marmor-Flysch von Cango		Oberkreide südwestlich der Sierrenzone (hell)		Marmor-Flysch von Cango (dunkel)		Marmor-Flysch von Cango (hell)		Marmor-Flysch von Cango (dunkel)
	Marmor-Flysch von Cango (hell)		Marmor-Flysch von Cango (dunkel)		Marmor-Flysch von Cango (hell)		Marmor-Flysch von Cango (dunkel)		Marmor-Flysch von Cango (hell)



A. Profile durch die zentralen Südpirenäen.

B. Profile durch die Sierrenzone.

PETER MISCH 1931—1933
Tektonische Übersichtskarte
 der Mittleren Südpirenäen.
 1:350000



Erklärung zu Tafel 3.

Abb. 1. Der Kern des Turbón-Quersattels im obersten B^{co}. de Sⁿ. Adrián.

Blick nach Norden Links der Oberkreidekalk (c_3) des Westflügels, vorn leicht überkippt, hinten steil rechtsinnig einfallend. Rechts der Oberkreidekalk des Ostflügels, vorn ziemlich flach rechtsinnig einfallend, hinten leicht überkippt. Im Sattelkern Keuper (t_3), Carñolas (t_4), Lias (l_1), Dogger (g_b) und, ganz schwach diskordant, die Sandsteine des Alb (c_2). Im Hintergrunde die von Paläozoikum aufgebaute Gallinero-Gruppe (Pfeil zeigt auf Gallinero-Gipfel) und das Granitmassiv der Posets. Die Senke am Fuß des Gallinero entspricht der Nogueras-Zone.

Abb. 2 Die Klippe der Punta Suelza von Süden.

Die Klippe besteht aus Paläozoikum, das Liegende aus stark gefalteter Permotrias, in der rechts im Kern eines liegenden Sattels eine Schuppe von Granit (G) herauskommt



Abb. 1



Abb 2

Erklärung zu Tafel 4.

Die Cotiella-Masse.

- Abb. 1. Die Cotiella-Nordüberschiebung am Angon (P. 2533).
Der Angon und der zur Sa Sarnera (links, dort Nordende des Zuges der Coma Carina) führende Grat bestehen aus dem Oberkreidekalk der Cotiella, und dieser lagert unter Zwischenschaltung einer (am Fuß des Angon sichtbaren) Teilschuppe von Obersenonmergel dem weißen Dan-Palaozankalk auf, welcher das Hangende der Senonmergel der Senke von Barbaruens darstellt. Nach links hin wird der weiße Kalk von der Teilschuppe abgeschnitten. Das Bild steht infolge eines technischen Versehens etwas schräg die geneigt erscheinenden Schichten liegen tatsächlich horizontal
- Abb. 2. Die Westseite der Cotiella-Masse.
Auf dem wenig gefalteten Eozanfisch des Gebietes von Puertolas ruhen an flacher Störung die Kalkmassen der Cotiella, Peña Montanesa (rechts) und Peña del Solano (Mitte) bestehen aus Dan-Palaozan-Kalk, die Punta Llerga (links) aus Oberkreidekalk. Im Hintergrund (verschneit) die zentrale Cotiella-Gruppe, rechts hinter der Peña del Solano der Cotiella-Gipfel

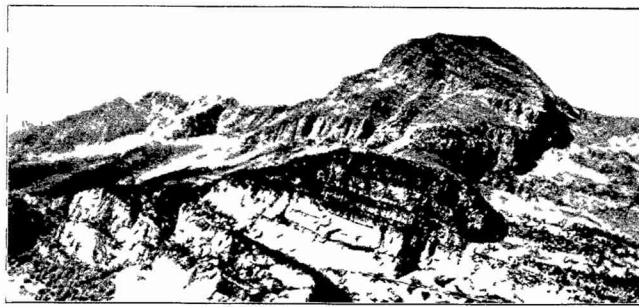


Abb 1



Abb. 2.

Erklärung zu Tafel 5.

Die sudvergente Faltung und Schuppung der Mont Perdu-Gruppe.

- Abb. 1 Der Cylindre (3327) von Osten.
Blick vom Aufstieg zum Mont Perdu e. = Eozanflysch, e₁ = Alveolenkalk p = Dan Palaozan-Kalk, c₁ = Maastricht Links Kern und Nordflügel der „Marbore-Mulde“, dann in der Ostwand des Cylindre der nordlich anschließende Sattel Über ihm am Gipfel des Cylindre eine liegende Mulde und der durch Überschiebungen reduzierte Liegendschenkel und Kern eines höheren Sattels, der „Schuppe des Cylindre“. Ein aus Dan Palaozan-Kalk bestehender Rest der gleichen Schuppe findet sich im Flysch der „Marbore-Mulde“ (links) eingeklemmt Im Mittelgrund links die Fortsetzung der Marboré-Mulde, von der hier auch der Südflügel sichtbar ist. Im Hintergrund der in der Axialzone liegende Vignemale
- Abb. 2. Die Westabstürze des Marboré (3253).
In der Bildmitte die „Marbore-Mulde“, links der nordlich anschließende Sattel. Am Südflügel der Mulde sind die starren Kalke übereinander geschoben worden, während die dünnplattigen Maastricht-Kalksandsteine im Kern der Mulde spezialgefaltet sind



Abb 1.



Abb 2

Erklärung zu Tafel 6.

Die pyrenäische Sudfaltung des Monsech.

- Abb. 1. Der Monsechsattel an der Westseite der Ribagorzana.
tr = Keuper und Carniolas. Darüber rechts auf dem Nordflügel abgeseuerte Unterkreide (c_1 = Urgon, c_2 = Ober-Alb-Mergel), von Comiac-Kalk (c_4), Santon-Mergeln (c_5) und Obersenonkalken (c_6-7) überlagert. Auf der steilen Sudflanke fehlt die Unterkreide, dafür schaltet sich unter dem Comiac noch Dogger (jb) ein. Links von Santon überschobener Eozanflysch (e_2).
- Abb. 2. Die pyrenäische Diskordanz am Ostende des Monsech.
Santonmergel und (links) Campan-Hippuritenkalk, diskordant überlagert von oligozaner Nagelfluh.

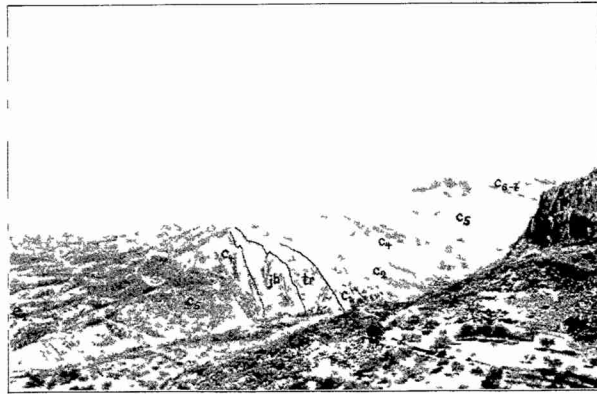


Abb. 1.



Abb. 2.

In den „**Nachrichten**“ der **Mathematisch-Physikalischen Klasse**
Jahrgang 1930 und Jahrgang 1931

ist aus dem Gebiete der *Fachgruppe IV (Geologie und Mineralogie)*
der 1. Band der Sonderdrucke (Nr. 1–16)

mit Beiträgen von

v. Gaertner, Goldschmidt, Lotze, Mugge, Peters, Richter, Stille

erschienen.

Preis 8,50 RM.

In den „**Nachrichten**“ der **Mathematisch-Physikalischen Klasse**
Jahrgang 1932

ist aus dem Gebiete der *Fachgruppe IV (Geologie und Mineralogie)*
der 2. Band der Sonderdrucke (Nr. 17–31)

mit Beiträgen von

*Aschan, Brinkmann, Goldschmidt, Hauptmann, Laves, Lotze,
Noll, Peters, Schluter, Stille, Teichmüller*

erschienen.

Preis 11 RM.

In den „**Nachrichten**“ der **Mathematisch-Physikalischen Klasse**
Jahrgang 1933

ist aus dem Gebiete der *Fachgruppe IV (Geologie und Mineralogie)*
der 3. Band der Sonderdrucke (Nr. 32–40)

mit Beiträgen von

*Bermann, Brinkmann, Goldschmidt, Hámos, Hauptmann, Hefter,
Peters, Stscherbina, Teichmüller*

erschienen.

Preis 5 RM.

Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete

Herausgegeben im Auftrage
der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen
von
HANS STILLE

- No. 1. Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. Von H. STILLE. Gr.-8°. (IV und 62 S.) 1927. 5 RM.
- No. 2. Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. Von W. SCHRIEL. Mit 11 Tafeln und 29 Textfiguren. Gr.-8°. (IV und 79 S.) 1929. 12 RM.
- No. 3. Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Von F. LOTZE. Mit 17 Tafeln und 44 Textfiguren. Gr.-8°. (XIII und 320 S.) 1929. 30 RM.
- No. 4. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Von W. SCHRIEL. Mit 9 Tafeln und 27 Textfiguren. Gr.-8°. (VII und 105 S.) 1930. 12 RM.
- No. 5. Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten. Von C. HAHNE, G. RICHTER und E. SCHRODER. Mit 8 Tafeln und 56 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 180 S.) 1930. 17 RM.
- No. 6. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Von R. BRINKMANN. Mit 7 Tafeln und 32 Textabbildungen. Gr.-8°. (VII und 108 S.) 1931. 14 RM.
- No. 7. Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Von R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 47 Textabbildungen. Gr.-8°. (VI und 128 S.) 1931. 12 RM.
- No. 8. Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Von HERM. SCHMIDT. Mit 2 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (IV und 85 S.) 1931. 8 RM.
- No. 9. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Von G. RICHTER und R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 56 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VII und 121 S.) 1933. 13 RM.
- No. 10. Der betische Außenrand in Südostspanien. Von R. BRINKMANN und H. GALLWITZ. Mit 3 Tafeln und 22 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 95 S.) 1933. 12 RM.
- No. 11. Ostpyrenäen und Balearen. Von H. ASHAUER und J. S. HOLLISTER. Mit einem paläontologischen Beitrage von O. H. SCHINDEWOLF und Schlußbemerkungen von H. STILLE. Mit 8 Tafeln und 44 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 208 S.) 1934. 18 RM.
- No. 12. Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien). Von H. KARRENBERG. Mit 4 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (V und 104 S.) 1934. 12 RM.
- No. 13. Der Bau der mittleren Südpynäen. Von P. MISCH. Mit 6 Tafeln und 51 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (VI und 168 S.) 1934.

Weidmannsche Buchhandlung / Berlin SW 68