

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1935

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1935_0016|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 16

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON

HANS STILLE

No. 17

DIE VARISCISCHE UND ALPIDISCHE
GEBIRGSBILDUNG KATALONIENS

MIT 7 TAFELN UND 48 TEXTABBILDUNGEN

VON

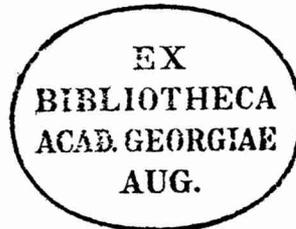
HANS ASHAUER UND ROLF TEICHMÜLLER
IN BERLIN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1935



Vorgelegt in der Sitzung am 25. Oktober 1935
für HANS STILLE durch den vorsitzenden Sekretär.



21035.55 a

27

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
I. Teil: Die variscische Gebirgsbildung Kataloniens (H. A.)	2
A. Einzelbeschreibung des katalanischen Grundgebirges	
I. Der Priorat	2
Die Schichtfolge S. 2. — Der Faltenbau S. 4. — Die Beteiligung der der Schmelzen am tektonischen Bau S. 6	
II. Das Llobregat-Gebiet	7
Die Schichtfolge S. 7. — Der Faltenbau S. 9	
III. Das zentrale Katalonien	13
Die Schichtfolge S. 13. — Der Faltenbau S. 16. — Die Beteiligung der Schmelzen am tektonischen Bau S. 19	
IV. Die Ostpyrenaen	23
Die Schichtfolge S. 23. — Faltung und Intrusion S. 24	
B. Das variscische Bewegungsbild Kataloniens	26
I. Die paläogeographische Entwicklung des katalanischen Sedi- mentationsraumes	26
II. Alter und Art der Faltung	31
III. Die Intrusion der Schmelzen	32
IV. Die zonare Gliederung des katalanischen Grundgebirges	34
II. Teil: Die alpidische Gebirgsbildung Kataloniens (H. A. u. R. T.)	35
A. Die Entwicklung des katalanischen Sedimentations- raumes im Mesozoikum	35
I. in der Trias	35
II. im Rat und Jura	39
III. in der Kreide	40
Ergebnis: Die Gliederung des katalanischen Sedimentationsraumes	43
B. Das Alter der Faltung und die Entstehung des Ebro- Beckens	44
I. Die laramischen Bewegungen und die Anlage des nordöstlichen Ebro- Beckens im Eozän	44
II. Die pyrenäische Faltung und die Ausgestaltung des Ebro-Beckens im Oligozän	46
III. Die savisch-steirische Faltung und die Entwicklung des Ebro- Beckens im Miozän	47
Ergebnis: Das Wandern der Faltung in das sinkende Ebro-Becken	60

	Seite
C. Die Auffaltung der mesozoischen Tröge	62
I. Die Faltung im Süden des Ebro-Beckens und das Verklingen der keltiberischen Falten in der südkatalanischen Tafel	62
II. Die Faltung im Norden des Ebro-Beckens (zwischen Llobregat und Segre)	64
III. Die Tektonik im Osten des Ebro-Beckens	65
Ergebnis: Die Faltung gegen das sinkende Vorland	68
III. Teil: Vergleich von variscischer und alpidischer Gebirgsbildung (H. A. u. R. T.)	68
A. Die Beschränkung der Faltung auf die Sedimentations- tröge	68
B. Vergenz und Wandern der Faltung zum sinkenden Vorland	70
C. Die Anlage der Vortiefe	71
D. Posthumität und Reneganz der jungen Bewegungen	72
Zusammenfassung	73
Literatur	76

Beilagen:

- Tafel 1. Das Verklingen der keltiberischen Falten in der südkatalanischen Tafel.
Tafel 2. Zum Bau des katalanischen Grundgebirges.
Tafel 3 a. Tektonische Übersichtskarte vom Paläozoikum südlich Gerona.
Tafel 3 b. Tektonische Übersichtskarte vom Paläozoikum des Priorat.
Tafel 4. Ebro-Masse und katalanischer Sedimentationsraum im Mesozoikum.
Tafel 5. Die Faltung am Nordrand des Ebro-Beckens.
Tafel 6. Profile zur Entwicklungsgeschichte der Gebirge Nordostspaniens.
Tafel 7. Tektonische Übersichtskarte von Katalonien.
-

Einleitung.

Eine der ersten der Arbeiten, die seit einer Reihe von Jahren in Spanien unter der Leitung von Prof. STILLE ausgeführt worden sind, war diejenige von W. SCHRIEL über den Bau des katalanischen Küstengebirges. Sie hat die tektonischen Probleme des Grund- und Deckgebirges Nordostspaniens aufgezeigt und wesentlich zu ihrer Lösung beigetragen. Seither haben spanische, französische, holländische und nicht zuletzt auch deutsche Forscher das ihrige getan, um in den benachbarten Gebieten den Gebirgsbau zu klären. Hierbei ergaben sich wichtige Folgerungen über den Werdegang dieser Gebirge. Damit tauchten neue Fragen auf, und immer dringender wurde der Wunsch, diesen Fragen auch in dem durch die SCHRIEL'schen Arbeiten gut bekannten katalanischen Küstengebirge nachzugehen, um zu einem abschließenden Bild zu kommen. Gleichzeitig waren noch manche Kartierungslücken in den katalanischen Grenzgebieten zu schließen. Darum nahm R. TEICHMÜLLER — von seinem keltiberischen Arbeitsgebiet ausgehend — 1932 große Teile der Niederaragonischen Ketten und der Südkatalanischen Tafel auf, während H. ASHAUER 1933—34 im Anschluß an seine Untersuchungen in den Ostpyrenäen mehr im nördlichen und zentralen Katalonien arbeitete, wo er besonders auch paläogeographischen und tektonischen Fragen im Grundgebirge nachging.

Unser Ziel war, das Nebeneinander der tektonischen Formen im katalanischen Raum zu klären: der fast alpinotypen Falten in den Niederaragonischen Ketten und den Südpyrenäen einerseits und der großen Tafeln im südlichen und zentralen Katalonien andererseits. Wir versuchten das Nebeneinander dieser verschiedenen Formen aus ihrer Entwicklung zu verstehen; und zwar nicht bloß aus ihrer epirogenen Vorgeschichte im Mesozoikum. Wir gingen noch einen Schritt weiter und haben auch den variscischen Untergrund in den einzelnen Gebieten verglichen. Die Ergebnisse sind im Nachstehenden niedergelegt.

Unser Dank gilt Herrn Prof. STILLE, der die Arbeit anregte und sie in jeder Weise unterstützte, sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen,

die sie finanziell ermöglichten — letzterer auch dafür, daß sie die Mittel zum Druck bereitstellte. Er gilt ferner dem Centro de Estudios Alemanes in Barcelona und insbesondere seinem Leiter, Herrn SUPRIAN, der uns in allen Fragen stets behilflich war, sowie nicht zuletzt den deutschen und spanischen Fachgenossen, deren Rat und Beistand uns immer wieder erfreute. Wir nennen hier nur die Herren BATALLER, C. HAHNE, SAN MIGUEL DE LA CAMERA, MARCET RIBA, W. SCHRIEL und W. WENZ.

I. Teil: Die variscische Gebirgsbildung Kataloniens.

(HANS ASHAUER)

H. STILLE hat 1934 gezeigt, daß das Grundgebirge Nordostspaniens und der Balearen sich in ein Innen- und Außenvariscikum gliedert. Er stützte sich dabei u. a. auf die Untersuchungen von J. S. HOLLISTER auf Menorca und H. SCHMIDT in den Pyrenäen. Die Frage, wie weit diese Gliederung auch für das katalanische Zwischengebiet zutraf, blieb offen.

Es waren daher neue Untersuchungen notwendig, die, auf den Arbeiten von W. SCHRIEL aufbauend, die paläogeographische und magmatische Entwicklungsgeschichte des katalanischen Grundgebirges zu klären hatten. Insbesondere galt es zu prüfen, ob sich ein altes Hochgebiet unter dem Ebro-Becken nachweisen ließ; hatte doch FR. LOTZE 1933 auf eine solche Masse aus dem Streichen und der Vergenz der variscischen Faltenzüge geschlossen.

Wir betrachten zunächst die einzelnen paläozoischen Aufbrüche Kataloniens für sich und versuchen dann, die lokalen Ergebnisse zu einer Synthese des variscischen Bewegungsbildes zusammenzufassen.

A. Einzelbeschreibung des katalanischen Grundgebirges.

I. Der Priorat

(s. Taf. 3 b).

a) Schichtfolge.

Große Gebiete der Provinz Tarragona, und zwar im wesentlichen die Landschaft „Priorat“ (s. Taf. 7), werden von paläozoischen Gesteinen aufgebaut. Die Alterszuordnung dieser Schichten hat geschwankt. GOMBAU (1877), MALLADA (1890) und FONT Y SAGUÉ (1909) stellten sie ins Silur, FAURA Y SANS (1933) auf Grund zweifelhafter Fossilreste ins Kambrium. Wegen der petrographischen Ausbildung und anderer Fossilfunde haben VILLASECA (vgl. CHEVALIER 1930

S. 205) und SCHRIEL (1929) die gesamte Grauwacken- und Schieferfolge des Priorat als Kulm bezw. als Grenzschichten vom Oberdevon zum Kulm angesprochen. Neue stratigraphische Untersuchungen waren notwendig. Sie ergaben folgendes:

Die ältesten Schichten, die im Priorat auftreten, gehören dem Obersilur an. Sie finden sich bei Poblet südwestlich Espluga de Francoli, ferner im Westen des Priorat östlich Vilella und schließlich in einem schmalen Streifen östlich Picamoixons. Das Obersilur von Poblet ist erstmalig von FONT Y SAGUÉ beschrieben. Es sind bituminöse, schwefelkieshaltige Schiefer. Sie erreichen hier eine Mächtigkeit von ca. 150 m. Einzelne Lagen sind reich an Graptolithen wie z. B. im Tal oberhalb Villa Engracia. Dort fanden sich *Retiolites geinitzianus* BARR. und Monogräpten¹⁾. Die Schichten sind somit an die Grenze Wenlock — Taranon (Zone 23—26) zu stellen.

Bei Picamoixons sind nur die höheren Lagen des schiefrigen Obersilurs als Tonschiefer mit dünnen Grauwacken und Quarzitbänken aufgeschlossen. Über ihnen folgen hier ca. 80 m mächtige kristalline Kalke, in denen Fossilien bislang nicht gefunden sind. Sie dürften dem Downton bzw. Unterdevon angehören, da sie petrographisch mit Schichten von der Silur-Devon-Grenze im nördlichen Katalonien übereinstimmen.

Im eigentlichen Priorat transgrediert Unterkarbon auf Obersilur. Als tiefstes Karbon liegen bei Vilella Kulmkieselschiefer (mit Phosphatknochen an der Basis) konkordant auf den Schiefen des Obersilurs. Kieselschiefer treten ferner in kleineren Aufbrüchen in einer Sattelzone südlich Porrera auf.

Über den Kieselschiefern liegen Konglomerate, Grauwacken und Schiefer, die ins Visé zu stellen sind, wie die von VILLASECA gefundenen Floren zeigen. Ihre Mächtigkeit wächst von 600 m im Osten bei La Selva und Cornudella auf 800 m im Westen des Priorat (z. B. bei Poboleda und Gratallops). Die Konglomerate finden sich besonders im tieferen Teile; die Gerölle sind gut gerundet und werden bis faustgroß. Gangquarze herrschen vor, daneben treten bunte untersilurische Quarzite und Grauwacken häufiger auf. Kieselschiefer und stark zersetzte Eruptivgesteine sind selten. Kalke fehlen völlig.

Bei Poblet überlagern die Kulmkonglomerate mit einer Winkeldiskordanz von 20° das Obersilur (s. Abb. 1). Die Kieselschiefer,

1) Nach freundlicher Bestimmung von E. HABERFELLNER handelt es sich um Formen aus der Gruppe des *Monograptus firmus* BOUČEK bezw. des *Monograptus vomerinus* NICH.

die sonst überall konkordant das Obersilur überlagern, fehlen hier örtlich. Sie müssen vor Ablagerung des höheren Kulms beseitigt worden sein. Und es liegt nahe, mit der hierin angedeuteten Heraushebung des Untergrundes auch die Diskordanz zwischen Kulm und Obersilur in Verbindung zu bringen, zumal kaledonische Faltungen sonst nirgends in Katalonien sicher nachzuweisen sind. Es dürfte somit im Priorat örtlich einmal eine schwache jung-bretonische Faltung erkennbar sein.

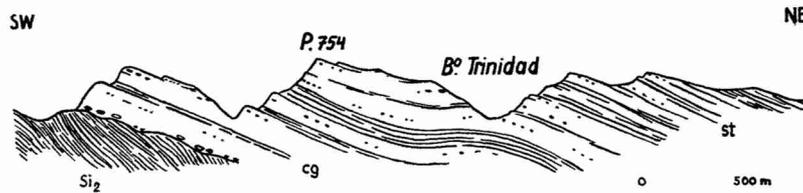


Abb. 1. Diskordantes Übergreifen der Kulm-Grauwacken auf das Obersilur von Poblet.

si 2 Graptolithenschiefer des Obersilurs; cg Konglomerate und Grauwacken des Visé; st Tonschiefer und Grauwacken des Namuro-Westfal.

Im Hangenden werden die Sedimente feinklastisch. Tonschiefer herrschen vor. In sie sind nur noch dünne Grauwackenbänke eingeschaltet. Die Tonschiefer werden ebenso wie die Konglomerate und Grauwacken von Nordosten nach Südwesten mächtiger; sie schwellen von 400 m auf 600 m an. In petrographisch ähnlichen Sedimenten ist von H. SCHMIDT in den zentralen Pyrenäen eine Fauna des Westfals und von HOLLISTER in Menorca eine solche des Namurs gefunden worden. Da der Priorat in der (variscischen) Verbindungslinie zwischen den Vorkommen in den mittleren Pyrenäen und Balearen liegt, dürften auch dort die mächtigen Tonschiefer und Grauwacken im Hangenden des sicheren Kulms in das Namuro-Westfal hinaufreichen. Goniatiten wurden im Priorat in diesen Schichten gefunden; aber ihr Erhaltungszustand erlaubt nur den Schluß auf das karbonische Alter der Sedimente.

Gelegentlich, wie z. B. östlich Poblet, sind die Tonschiefer zwischen ruhig gelagerten Grauwackenbänken steil gefaltet. Hier dürfte subaquatische Rutschung vorliegen.

b) Der Faltenbau

(s. Taf. 3 b und Profile auf Taf. 2 links).

Im Priorat sind zwei tektonische Komplexe zu unterscheiden, nämlich im Osten der kleine Horst paläozoischer Schichten östlich

Picamoixons und im Hauptteil des Priorat das weite Kulm-Gebiet zwischen Francoli und Ebro.

Östlich des Francoli treten obersilurische und unterdevonische Gesteine mit nordwestlichem Streichen zu Tage. Sie sind bei nordöstlichem Einfallen stark miteinander verschuppt. Die Schiefer sind durchbewegt und teilweise serizitisiert. Die Kalke sind größtenteils umkristallisiert.

Im Kulm westlich des Francoli wechseln breite Grauwackensättel mit Tonschiefermulden. Das Streichen ist nicht gleichbleibend. Es geht zwischen Reus und Falset ost-westlich, in den zentralen Teilen, d. h. zwischen Poboleda und Alforja, nordwestlich und weiter nördlich bei Cornudella-Prades nördlich bis nordnordöstlich. Der südlich der Hochfläche von Prades noch recht schmale Sattel von La Selva verbreitert sich nordwärts bei Prades. Im Sattelnern treten südlich Poblet die obersilurischen Schiefer auf, auf denen (s. S. 4) das Visé mit einer Winkeldiskordanz von 20° transgrediert. Das Visé selbst ist noch bis zu 20° aufgerichtet. Der Sattel von Reus spaltet sich am Poboleda auf, indem sich dort zwei Tonschiefermulden einsenken. Der südliche Sattel, in dessen Kern westlich Reus Kulmkieselschiefer erscheinen, hebt sich bei Vilella stärker heraus. Verschuppte Kulmkieselschiefer und obersilurische Alaunschiefer treten dort im Sattelnern zutage.

Dem einfachen Bau entsprechend ist auch die Durchbewegung der Schichten im Priorat gering. Transversalschieferung und Umkristallisation fehlen. Die einzelnen Sättel vergieren nach Südwesten. Isoklinale Faltung kommt aber in den mächtigen Konglomeraten und Grauwacken des Kulms nirgends vor. Erst in deren Liegendem sind die mobileren Kieselschiefer und obersilurischen Tonschiefer stark geschuppt und spezialgefaltet. Dabei vergiert auch die Kleinfaltung südwestwärts (s. Abb. 2).



Abb. 2. Spezialfaltung in den Kieselschiefern des Kulms.
Aufschluß an der Landstraße Vilella—Poboleda.

c) Die Beteiligung der Schmelzen am tektonischen Bau.

Das Paläozoikum des Priorat wird von Gesteinen granitischer Zusammensetzung diskordant durchbrochen. Sie treten in kleineren Massiven inmitten der kulmischen Schichten zu Tage. Die Granite bilden makroskopisch ein richtungsloses Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer. Unter dem Mikroskop zeigen sie die Zusammensetzung eines normalen Biotitgranits. Die Kontaktmetamorphose des Nebengesteins ist sehr gering. Hornfelse haben sich nur in der unmittelbaren Nachbarschaft des Granites gebildet.

Der Granit ist meist weitgehend vergrüst. Nur gelegentlich sind Kluftrichtungen möglich, wie z. B. zwischen Alforja und Aleixar sowie bei Prades. Man erkennt zunächst ein steileres Kluftsystem. Es zeichnet sich durch glatte Kluftwände, einen Belag und die Gefolgschaft von Quarz- und Aplitgängen aus; es streicht im Norden bei Prades westnordwestlich, bei Alforja westlich, bei Aleixar und Falset südwestlich. Die örtlich verschiedenen Richtungen konvergieren also gen Osten. — Ein zweites ebenfalls recht steiles Kluftsystem führt zu einer Plattung des Gesteins, die sich bei Prades bis zur Schieferigkeit steigert. Dieses System streicht im Norden nordöstlich, in den zentralen Teilen nördlich und im Süden des Priorat nordwestlich. Es steht somit auf dem ersten System senkrecht und beschreibt einen nach Osten offenen Bogen. Die einheitliche Anordnung der Klüfte führt zu der Annahme, daß die einzelnen Granitvorkommen Teile eines großen Massives sind, dessen Wurzel wohl im Nordosten zu suchen ist.

Magmatische Gesteine abweichender Zusammensetzung treten nur in dem kleinen Massiv von La Pera (südlich Poblet) auf. Makroskopisch sind es graue, grobkörnige, in den Randzonen porphyrische Gesteine. Sie bestehen vorwiegend aus tafelförmigen Plagioklasen, daneben aus grüner Hornblende und Biotit. Da der Biotit den herrschenden dunklen Gemengteil ausmacht, ist das Gestein als Glimmerdiorit zu bezeichnen.

Im einzelnen ist die Zusammensetzung des Gesteins infolge schlieriger Differentiation recht mannigfaltig. So treten basische Lagen auf mit Biotit, der die Erstkristallisationen Apatit und Zirkon umschließt, sowie mit chloritisierter Hornblende und Magnetit. Die Plagioklase haben etwa 50% An-Gehalt²⁾, entsprechen also einem Labrador. Die Plagioklase und die dunklen Mineralien sind annähernd gleich idiomorph. Bei dem geringen Kieselsäuregehalt begann also die Feldspat-ausscheidung relativ früh. In den kieselsäurereichen Lagen fehlen die dunklen

2) Die Plagioklas-Bestimmungen sind auf Grund der Auslöschungsschiefe zu MP-Schnitten ausgeführt.

Gemengteile. Die Plagioklase sind hier zonar gebaut. Sie besitzen im Kern etwa 30%, in der Schale etwa 20% An und entsprechen also einem Oligoklas. Die Grundmasse wird von Quarz und Orthoklas gebildet.

In der porphyrischen Randzone und auch im Innern des Massives treten zwei Kristallisationsgenerationen auf. Eine Generation bis 8 mm großer idiomorph ausgebildeter Kristalle besteht aus den dunklen Mineralien und den An-reichen Plagioklasen; daneben treten auch in den basischen Lagen magmatisch korrodierte Quarze auf. Die feinkristalline Grundmasse wird von Feldspäten und Quarz gebildet.

N-S

Villa Engracia

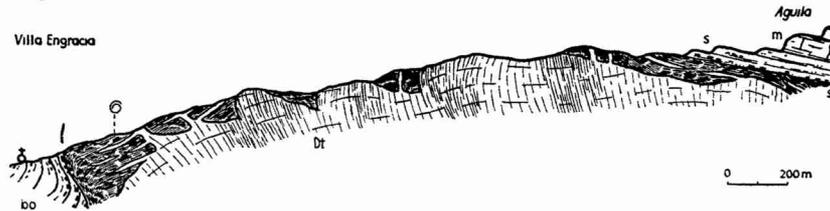


Abb. 3. Das Dach des Glimmerdiorites von La Pera.

Dt Diorit mit steil südwärts einfallender Plattung und kontaktparallelem Lager; si 2 Graptolithenschiefer des Obersilurs. Das Fossilzeichen gibt den Fundpunkt der Wenlock — Taranon-Fauna an. s Buntsandstein; m Muschelkalk; bo Oligozan.

Der Glimmerdiorit von La Pera taucht nordwärts unter das Obersilur von Poblet (s. Abb. 3). Am Bach, der nach Villa Engracia herabfließt, zeigt sich, daß die Aufstimmung des Gewölbes mit einer Dehnung des Daches verbunden war: einzelne Schollen des Daches sind unter Drehverschiebungen in das Magma eingesunken. Im ganzen Massiv herrscht eine ausgeprägte WSW—ENE streichende mit 60—70° nach Süden einfallende Plattung.

Die Kontaktmetamorphose ist gering; die Schiefer sind gefrittet und gebleicht. Nur örtlich haben sich am Kontakt Chistolith-Schiefer und Hornfelse gebildet.

II. Das Llobregat-Gebiet.

a) Die Schichtfolge.

Das Mündungsgebiet des Llobregat wird im allgemeinen von silurischen Gesteinen aufgebaut. Die Stratigraphie dieses Gebietes ist in ihren Grundzügen von ALMERA (1891—1902) und FAURA Y SANS (1913) geklärt worden. Beide stützten sich auf die Faunenbestimmungen von BARROIS (1891—1901). SCHRIEL hat 1929 auf Grund neuer Geländeuntersuchungen die stratigraphische Gliederung wesentlich ergänzt.

Die tiefste Schicht, die im Llobregat-Gebiet zu Tage tritt, ist ein Quarzit, der wegen seiner Ähnlichkeit mit dem keltiberischen und südfranzösischen „Armorikanischen Quarzit“ zum Arenig

gerechnet wird. Es handelt sich um eine ca. 120 m mächtige Wechsellagerung von > 20 m dicken Quarzitbänken und Quarzitschiefern. Darüber folgt eine ca. 150 m mächtige Serie dünnerer Quarzitbänke und Schiefer. Das höchste Untersilur bilden in ca. 300 m Mächtigkeit sandige Tonschiefer, Grauwackenschiefer und feinkörnige Grauwacken mit Lagergängen von Diabas. Aus den höheren Schichten dieser Serie sind Caradoc-Faunen beschrieben.

Konkordant auf dem Untersilur liegen die Graptolithenschiefer des Obersilurs. Es sind etwa 250 m mächtige feinschichtige, bituminöse Schiefer, die unten mit Quarzitschiefern wechsellagern. Von den spanischen Forschern sind sämtliche Horizonte vom Llandovery bis zum Ludlow durch Graptolithenfunde belegt worden. Im höheren Ludlow schalten sich nach SCHRIEL an der Basis des kalkigen Obersilurs Kieselschiefer ein.

Mitteldevon soll unter Ausfall von Unterdevon in weiten Teilen Kataloniens, so auch im Llobregat-Gebiet, transgredieren. Es dürfte sich jedoch wenigstens bei Rocabrana, Papiol, St. Creu und anderenorts um Abscherungen und nicht um primäre Schichtlücken handeln (s. S. 10 f.), zumal im ungestörten Kern der Mulden stets folgendes Profil wiederkehrt:

Hangendes: Kulmkieselschiefer bezw. Kulmgrauwacke	
6. 40 m Styliolinenschiefer und Kalkmergel mit Geoden (Mitteldevon)	
5. 30 m knollige Kalke	} Unterdevon + Downton
4. 20 m dolomitische Mergel mit Ockergallen und eisenschüssigen Dolomiten	
3. 15 m kieselige Schiefer mit Kieselschieferbankchen	} Ludlow
2. 20 m Kieselschiefer	
1. 30 m dunnschichtige, teilweise kieselige Graptolithenschiefer	
Liegendes: Graptolithenschiefer des Obersilurs.	

Die Schichten 1. bis 3. stellen die Kieselschiefer-Entwicklung des Ludlow dar. Aus den basalen Partien der Schicht 5. sind Downton-Fossilien angegeben worden. In den hangenden Lagen fanden sich unbestimmbare Terebrateln. Die Schicht 6. hat die bekannten von SCHRIEL ins Mitteldevon gestellten Faunen geliefert. Die in sich konkordante Sedimentfolge dürfte für einen allmählichen Übergang vom Obersilur zum Devon sprechen.

Das Unterkarbon beginnt mit ca. 30 m mächtigen Kulm-Kieselschiefern, die dem Mitteldevon konkordant auflagern, wenn auch hier Abscherungen eine übergreifende Lagerung örtlich vortäuschen (s. S. 10 f.). Darüber folgen die Posidonien-Schiefer (Purpurschiefer SCHRIEL's), die sich etwa folgendermaßen gliedern:

Hangendes: Grauwacken des Visé

25 m graue Tonschiefer mit Posidonien

15 m rote Schiefer

10 m rotbraune Kalke und Schiefer

4 m gelbe dichte Kalke

Liegendes: Kulmkieselschiefer.

Das Visé besteht aus einer ca. 100 m mächtigen Folge von Grauwacken und Grauwackenschiefern, an deren Basis einzelne Konglomeratbänke auftreten. Die Gerölle sind wenig gerundet; häufig finden sich bis faustgroße Kieselschieferbrocken. Das Alter der Grauwackenserie ergibt sich aus den Florenfunden ALMERA's. Das Visé transgrediert örtlich auf älteren Horizonten (s. Abb. 4) aber ohne Winkeldiskordanz.

b) Der Faltenbau

(s. Taf. 2: Längsprofil durch das Katalanische Grundgebirge).

Das Llobregat-Gebiet wird im westlichen von nordwestlich streichenden untersilurischen Serizitschiefern aufgebaut. Die Schiefer sind isoklinal gefaltet mit deutlicher Vergenz nach Südwesten. Die jüngeren Schichten sind auf drei Mulden beschränkt, die erste im Südwesten bei Gava, die zweite östlich des Llobregat zwischen Papiol und St. Creu d'Olorde und die dritte am Besós bei Moncada.

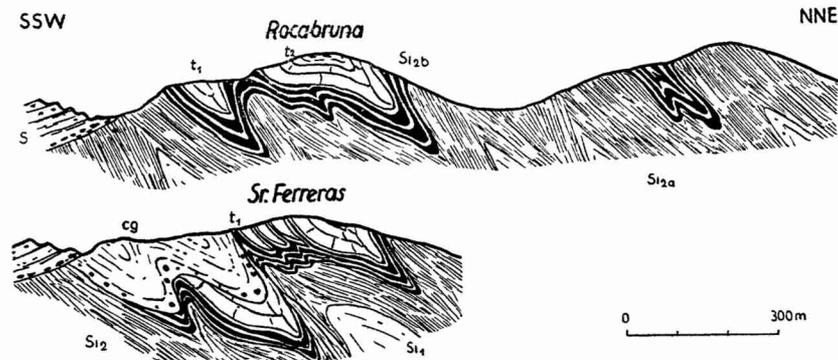


Abb. 4. Der Bau der Mulde von Gava.

si 1 Schiefer des Untersilurs; si 2 Graptolithenschiefer des Obersilurs; si 2 b Kieselschiefer des Ludlow; t₁ ober-silurisch-unterdevonische Kalke; t₂ Mergel des Mitteldevons; S Bundsandstein.

Die Mulde von Gava ist spezialgefaltet (s. Abb. 4). Die nördliche Mulde des Rocabruna wird von mitteldevonischen Mergeln gebildet. Sie hebt sich ostwärts rasch heraus. — Die südliche Mulde, die im Westen nur ober-silurisch-unterdevonische Kalke

enthält, senkt sich ostwärts in der Serra Ferreras stark spezialgefaltet tiefer ein; dabei ist eine nördliche Spezialmulde mit mitteldevonischen Mergeln im Kern auf eine südliche Visé-Mulde geschuppt. Dort greift Visé bis auf höheres Obersilur über. Die Mergel des Mitteldevons ruhen konkordant auf obersilurisch-unterdevonischen Kalken. An der Grenze zum graptolithenführenden Obersilur stellen sich stets die Kieselschiefer des Oberen Ludlow ein. Eine Transgression des Mitteldevons läßt sich also nicht nachweisen. Wohl aber konnten die Beobachtungen SCHRIEL's betreffend der übergreifenden Lagerung des Visé bestätigt werden.

Eine größere Ausdehnung besitzt die Mulde von Papiol—St. Creu. In ihrem Kern liegen devonische Kalke. Sie haben an der isoklinalen Faltung der Graptolithenschiefer nicht teilgenommen, sondern sind, wie SCHRIEL erkannt hat, abgeschert und nur noch schwach eingemuldet. Nördlich dieser Mulde liegen bis zum Llobregat Reste von Kulm-Kieselschiefern und devonischen Kalken auf dem Untersilur. Das hat zur Annahme einer Transgression des Devons bzw. der Kulmkieselschiefer geführt. Jedoch ist stets der Verband der übergreifenden Schichten mit dem Untersilur tektonisch. Überall liegen unter den „übergreifenden“ Schichten tektonische Fetzen älterer Schichten. Nirgends findet sich ein normales Auflager und ein Transgressionskonglomerat.

Besonders klar ist der Verband an der neuen Straße von Molins del Rey nach San Bartolomé aufgeschlossen (s. Abb. 5). Ein Fetzen von Kulmkieselschiefern und mitteldevonischen Mergeln

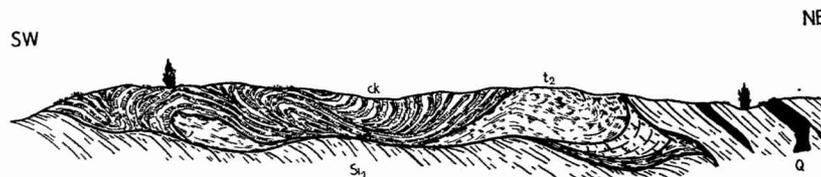


Abb. 5. Abscherungsdecke von Kulmkieselschiefern und devonischen Mergeln auf Untersilur.

si 1 Untersilur; t 2 Mitteldevon; ck Kulmkieselschiefer; Q Quarzgänge.

ruht dort auf untersilurischen Schiefen. Die Aufschlüsse beweisen, daß eine Abscherung die mitteldevonischen Mergel und Kulmkieselschiefer vom Untersilur trennt. An der Abscherungsbahn finden sich als Schubspäne unterdevonische Kalke und Graptolithenschiefer.

Der Zusammenhang der abgescherten jüngeren Schichten mit der eigentlichen Mulde kann am besten auf einem Profil von Molins del Rey zum St. Creu verfolgt werden (s. Abb. 6).

Folgt man dem Weg von Molins nach C. Ribas, so quert man zunächst eine isoklinal in die untersilurischen Schiefer eingefaltete Graptolithenschiefer-Mulde. Zwischen C. Villagut und C. Ferres legen sich mit südwestlichem Einfallen auf die nordöstlich einfallenden untersilurischen Schiefer die höheren Grauwackenschiefer des Kulms (zwischen Untersilur und Kulmgrauwacke sind Kulmkiesel-schiefer eingeklemmt). Die Kulmgrauwacken werden hangaufwärts gröber und ruhen schließlich mit einem Basalkonglomerat auf Kulmtonschiefern und -kalken. Letztere fallen ebenfalls nach Südwesten ein. Sie sind stark spezialgefaltet und geschiefert. Hangaufwärts folgen unter den Kulmtonschiefern Kulmkiesel-schiefer, die örtlich etwas überkippt sind. Mit eingefaltet sind an der Basis des Kulms noch mitteldevonische Mergel. Diese ganze Serie liegt, wie die Aufschlüsse an dem von C. Ferres herabziehenden Bach zeigen, flach auf den untersilurischen Schiefen, die dann am Paß steil auf das abgescherte Kulm geschuppt sind. In der Höhe des Passes (etwas unterhalb C. Ferres) beginnt das Obersilur. Hierin finden sich einige ausgewalzte devonische Kalklinsen. Im Kern der Graptolithenschiefer-Mulde liegen schließlich die abgescherten ober-silurisch-devonischen Kalke des St. Creu mit den mitteldevonischen Mergeln. — Die abgescherte Serie zeigt somit eine ununterbrochene Schichtfolge von den ober-silurischen Kalken bis zu den Grauwacken des Visé.

Transgressionen der
Kulmkiesel-schiefer oder



Abb. 6. Verschuppte Abscherungsdecke von St. Creu.
si 1 Schiefer und Grauwacken des Untersilurs; si 2 Graptolithenschiefer des Obersilurs; t 1 ober-silurisch-unterdevonische Kalke; t 2 Mergel des Mitteldevons; ck Kulmkiesel-schiefer; ct Kulmtonschiefer; cg Kulmgrauwacke.

des Mitteldevons sind also auch in diesem Profil nicht nachzuweisen. Die untersilurischen und tiefobersilurischen Graptolithenschiefer sind vielmehr isoklinal gefaltet. Die starren Kalke darüber wurden abgeschert und verschuppt. Dabei glitt der „Muldenkern“ als Abscherungsdecke westwärts vor und wurde mit dem Untergrund verfaltet. — Eine ähnliche abgescherte Mulde (mit den eisen-schüssigen Dolomiten des obersten Silurs an der Basis) ruht auch auf dem Untersilur östlich Papiol.

Die Abscherung an der Basis der obersilurisch-unterdevonischen Kalke ist in den aufgelassenen Steinbrüchen am Südwesthang des Moncada (s. Abb. 7) aufgeschlossen: Ein mächtiger Mylonit aus ausgewalzten Kalken und Schiefen trennt hier die abgescherten Kalke von den isoklinal gefalteten tieferen Graptolithenschiefern.

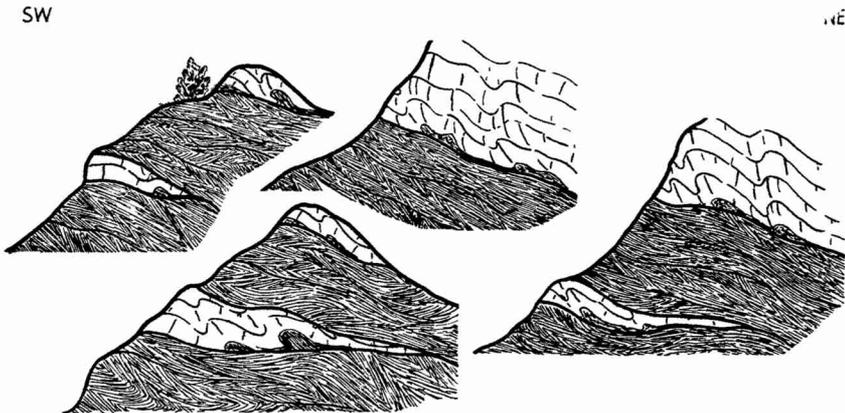


Abb. 7. Abscherungen der obersilurisch-unterdevonischen Kalke von den Graptolithenschiefern am Moncada.

Aufschlußhöhe 20 m.

Ähnlich wie die obersilurisch-unterdevonischen Kalke konnte auch der Armorikanische Quarzit nicht isoklinal gefaltet werden. Er wurde von den Schiefen abgeschert und weitspannig gefaltet (s. Abb. 8). Westlich des Llobregat sind die Armorikanischen Quarzite in der Sierra de S. Antoni südwestwärts auf das Obersilur überschoben worden. Dieses ist an der Straße nach Torrellas stark spezialgefaltet. Die Kleinfalten, deren Apikalflächen ganz flach (mit 10—30°) nach Nordosten eintauchen, werden von einer ebenfalls nach Nordosten einfallenden Schieferung zerschert.

Im Llobregat-Gebiet herrscht Nordwest-Südoststreichen bei Südwest-Vergenz vor. Abweichend, nämlich nordöstlich, streicht nur eine Kulmmulde bei Barcelona. Am Südostflügel dieser Mulde

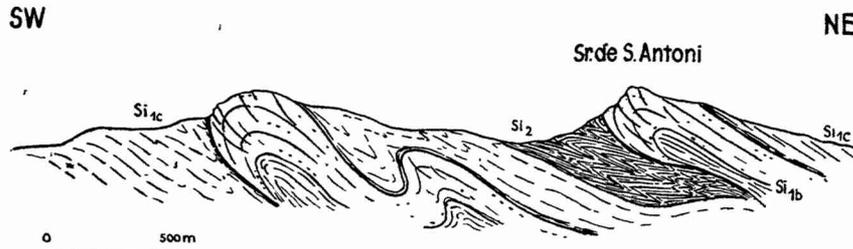


Abb. 8. Falten des Armorikanischen Quarzites in der Sierra de S. Antoni.

si 1 b armorikanischer Quarzit; si 1 c höhere Schieferserie des Untersilurs;
si 2 obersilurische Schiefer.

sind am Park Guëll stark durchbewegte obersilurische Schiefer auf die Kulmgrauwacken aufgeschoben. An der Überschiebung sind noch mitteldevonische Mergel eingeklemmt (s. Abb. 9).

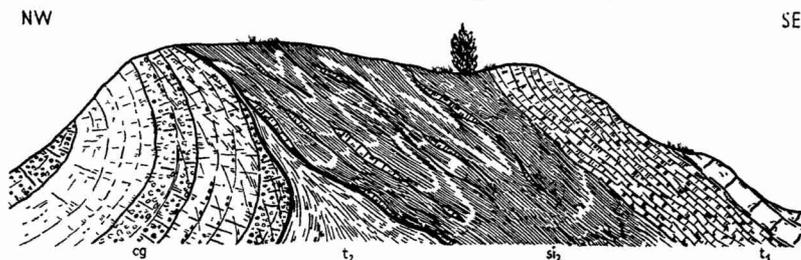


Abb. 9. Nordwestvergente Überschiebung am Rande der Kulmmulde westlich Barcelona.

Höhe des Aufschlusses 8 m.

si 2 obersilurische Schiefer mit ausgewalzten Kalken; t 1 obersilurisch bis unterdevonische Kalke; t 2 Mergel des Mitteldevons; cg Kulmgrauwacke.

III. Das zentrale Katalonien.

(s. Taf. 2 und 3 a).

a) Die Schichtfolge.

Grundlegend für die geologische Erforschung des Montseny-Gebirges sind die Untersuchungen und Kartierungen von ALMERA (1913). Sie sind in neuerer Zeit von SCHRIEL ergänzt worden, der besonders die Transgression des Kulms in diesen Gebieten bearbeitete.

Die ältesten Schichten des Montseny-Gebirges treten im Sattel von Sta. Fé zutage. Der Kern dieses Sattels wird von ca. 200 m blaugrauen Tonschiefern gebildet, unter denen sich noch eine etwa 500 m mächtige Wechsellagerung von Tonschiefern, Quarzitschiefern und Grauwacken einstellt. Die Tonschiefer sind gelegentlich in

Fruchtschiefer umgewandelt. ALMERA fand in diesen Schiefen nordwestlich von der Ortschaft Montseny Lagen mit *Lingulella ferruginea*. Demnach gehört die Tonschiefer- und Quarzitserie in das Obere Kambrium. In ihrem Liegenden könnten noch tiefere Horizonte vertreten sein. Es finden sich nämlich im metamorphen Sattelkern Bänke von Kalksilikathornfelsen und oberhalb Gualba mächtige Marmorlagen. Für ihre Einordnung in das Mittelkambrium spricht die Übereinstimmung mit Keltiberien und den Ostpyrenäen, wo sich unter dem schiefrig-quarzitischen Oberkambrium mit *Lingula*-Schiefern ein faunistisch belegtes kalkiges Mittelkambrium einstellt.

Der Beginn des Untersilurs gibt sich durch eine erneute Zunahme klastischen Materials zu erkennen. In die Schiefer schalten sich feine Sandlagen ein. Örtlich, z. B. am Bach oberhalb S. Segimon (südwestlich Viladrau), finden sich an der Grenze Kambrium-Silur Tuffe mit zersetzten Feldspattäfelchen. Das ca. 1000 m mächtige Untersilur besteht aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern, Quarzitschiefern, Quarziten und Grauwacken. Die quarzitischen Gesteine schließen sich im Montseny nicht wie im Llobregat-Gebiet zu einem mächtigen „Armorikanischen Quarzit“ zusammen. Erst im südlichen Ampurdan tritt wieder, wie SCHRIEL bereits beschrieb, typischer Armorikanischer Quarzit in einer Mächtigkeit von 80 m auf, in dessen Liegendem sich in den silurischen Schiefen nicht selten Diabaslagergänge einstellen. Sie fehlen im Montseny-Gebirge. Die Grauwacken schließen sich besonders im höheren Untersilur zu mächtigen Bänken zusammen. Aus ihnen konnte ALMERA bei Mora und am Pla de Montcau (nordwestlich La Garriga) Caradoc-Faunen nachweisen.

Das Obersilur ist auch im zentralen Katalonien schiefrig entwickelt. Im Montseny treten an der Basis feinere Grauwackenbänke auf, die nach den Graptolithenfinden ALMERA's ins Llandovery zu stellen sind. In den mittleren Teilen der ca. 450 m mächtigen obersilurischen Schiefer finden sich Kalke und Kalkschiefer von wenigen Metern Dicke. Es folgen darüber Gesteine der typischen Alaunschieferfazies des Wenlock-Taranon. Die höchsten Schichten stellen Kieselschiefer von 30 m Mächtigkeit dar, ähnlich wie im Llobregat-Gebiet, wo sie dem Ludlow angehören. — Im südlichen Ampurdan ist das Obersilur auf die Umgebung von Bagur beschränkt. Es ist etwas geringmächtiger (ca. 300 m) und sandiger als im Montseny. Die Kieselschiefer des Ludlow fehlen hier unter dem Devon.

Das Devon des Montseny gliedert sich in eine untere etwa 80 m mächtige Folge massiger Kalke und eine obere ca. 100 m mächtige Serie von Ton- und Kalkschiefern mit festen Kalkbänken im tieferen Teil. Die tiefere Kalkfolge enthält nach ALMERA ober-silurische Fossilien und könnte wie im Llobregat-Gebiet Downton und Unterdevon vertreten. Die Tonschieferserie geht aus den massigen Kalken allmählich unter immer stärkerem Zurücktreten des Kalkgehaltes hervor und hat ALMERA eine Trilobitenfauna geliefert, die SCHRIEL ins Mitteldevon stellt. — Das Devon des Ampurdan ist wie das Obersilur auf das Gebiet von Bagur beschränkt. Es ist nur 80 m mächtig und rein kalkig. Unten herrschen massive dolomitische Kalke vor, oben dünnbankige Kalke und Mergel.

Kulm ist nur im Montseny verbreitet. Auf die Tonschiefer des Devons legen sich konkordant Kulmkieselschiefer von 40 m Mächtigkeit. In dem höheren Teil finden sich nordöstlich Samalus Diabase³⁾. Darüber liegen 12 m mächtige grüne bis blauviolette Schiefer mit einzelnen 50 cm dicken hellen Kalkbänken. Die Kalke treten im Hangenden zurück. Es folgen 20 m gelbgraue (verwittert lederbraune) Tonschiefer, die zahlreiche Posidonien und Phillipsien enthalten. Diese Serie ist nach SCHRIEL als ein Äquivalent der Purpurschiefer von Papiol aufzufassen. Die jüngsten Schichten des Montseny sind Grauwacken und Tonschiefer des Kulms. Nordwestlich Canovés gliedern sie sich von oben nach unten folgendermaßen:

- 80 m blaugraue Tonschiefer mit glimmerig-sandigen Lagen
- 6 m Wechsellagerung von Tonschiefern und Sandsteinen
- 40 m Sandsteine und Grauwacken
- 3 m feines Konglomerat aus gut gerundeten Quarzkieseln
- 4 m graugelbe Mergel mit Knollenkalken
- 1 m Kramenzelkalk mit *Glyphioceras* sp.
- 2 m hellgraue Kalkschiefer
- 15 m Wechsellagerung von Kalkmergeln, Geröllschiefern und Kalkkonglomeraten (bis 10 cm Gerölldurchmesser)
- 10 m kalkiges Konglomerat: devonische Kalke, silurische Quarzite, Kulmkieselschiefer und Gangquarze bilden eckige bis kopfgroße Gerölle, seltener finden sich gutgerundete und stärker zersetzte Gerölle von Quarzporphyr, Granit und Gneis
- 10 m Sandsteine und Grauwacken
- 2 m feines Quarzkonglomerat
- Liegendes: Kulmtonschiefer.

Nach dem Vorkommen von *Glyphioceras* gehört diese Folge mindestens in der Hauptsache ins Visé. Allerdings könnten die

3) Diese Vertreter der deutschen „Deckdiabase“ sind im westlichen Mittelmeergebiet erstmalig von J. S. HOLLISTER aus Menorca beschrieben worden.

höheren Tonschiefer auch jünger sein. Das Visé bildet den Kern einiger Mulden zwischen Figaro und Canovés.

Die Kulm-Grauwacken liegen auf der Linie Figaro—Samalus, d. h. im Sattel von La Garriga, auf devonischen Tonschiefern. Weiter östlich stellen sich Kulm-Kieselschiefer und in der Mulde nordöstlich Canovés auch Kulm-Tonschiefer ein. Im Fortstreichen des Sattels von Vallfornés bilden Kulm-Kieselschiefer und in der Mulde zwischen Vallfornés und Tordera wieder Kulm-Tonschiefer das Liegende der Grauwacken. Der spätere Faltenbau ist also bereits vor dem Visé angelegt worden. Diese älteren Aufwölbungen führten zu örtlichen Aufarbeitungen und erklären das Überwiegen lokaler Geröllkomponenten im Basalkonglomerat des Visé. Das Visé greift aber nirgends auf tiefere Horizonte über. Ebenso ist niemals eine Winkeldiskordanz an der Basis des Visé beobachtet worden.

b) Der Faltenbau.

(Vgl. Taf. 2: Karte und Profile vom Montseny, Taf. 3 a und Abb. 10).

Der Grundgebirgssockel des Montseny besteht aus einem weiten Areal kambrisch-untersilurischer Schiefer und Grauwacken und einem Bereich vorwiegend devonisch-kulmischer Gesteine. Der Bautyp beider Gebiete ist verschieden.

Die kambrisch-untersilurischen Schiefer und Grauwacken sind isoklinal nach Südwesten gefaltet. Sie werden von einer flach

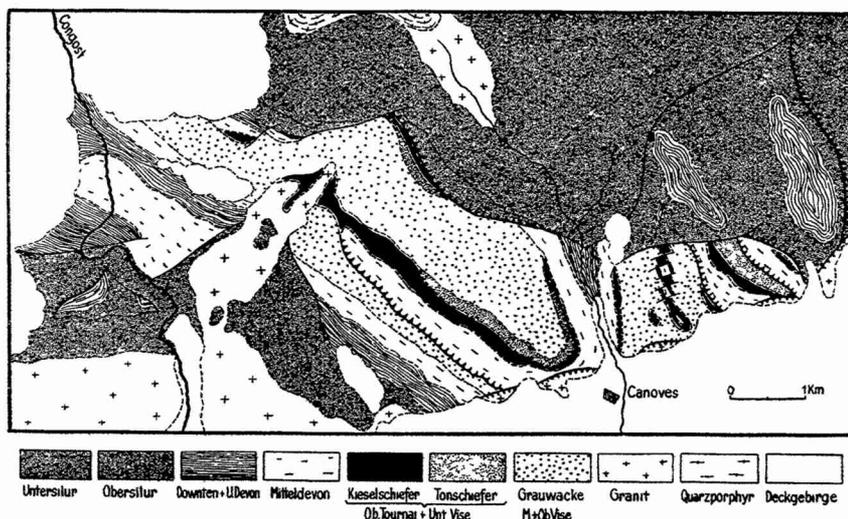


Abb. 10. Der Schuppenbau am Südhang des Montseny.

nach Nordosten einfallenden Schieferung durchsetzt. Westlich des Tordera legt sich die Schieferung flach.

Die devonisch-kulmischen Gesteine bilden zwei nordwestlich streichende Mulden. Wieder sind in den höheren Graptolithen-schiefern die relativ starren Kalke von dem isoklinal gefalteten Schieferpaket im Liegenden abgeschert worden. Sie sind in sich gefaltet und geschuppt. Auch diese Spezialfaltung vergiert gegen Südwesten. — Südwest-Vergenz herrscht überhaupt im Montseny vor. Abweichend, nämlich nord-westlich, streicht nur die Mulde von Aiguafreda am Nordwestrand des Montseny (s. Abb. 11). Im Nordwesten ist das Untersilur des Südflügels steil überkippt; es legt sich erst weiter südlich am Bach Picamena flacher. Die untersilurischen Schiefer und Grauwacken werden von einer mit 70° nach Süden fallenden Schieferung durchsetzt. Die Mulde ist damit deutlich nordvergent. Im Osten biegt sie nach Nordwesten um, wobei die Spezialfaltung der devonischen Kalke im Muldenkern nach Südwesten vergiert.

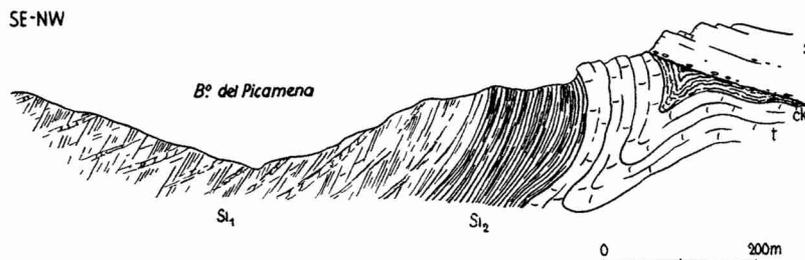


Abb. 11. Nord-Vergenz in der Devonmulde von Aiguafreda. si 1 Schiefer und Grauwacken des Untersilurs; si 2 Schiefer des Obersilurs; t obersilurisch-devonische Kalke; ck Kulmieselschiefer; S Buntsandstein.

NE-SW



Abb. 12. Aplitgänge folgen der Schieferung in stark spezialgefaltetem Untersilur. Einer jüngeren Schubklüftung folgen Quarzgänge. Aufschluß an der Landstraße noch Osor. Aufschlußhöhe 30 m.

Eine ausgeprägte Nordvergenz ist auf die Gegend von Osor südlich des Ter zwischen S. Hilario und Anglés beschränkt. Dort sind die untersilurischen Schiefer stark durchbewegt. Die Schieferung streicht W—E bis WNW—ESE und fällt mit 20—30° nach Süden ein. Daneben ist eine mit 60° nach Süden einfallende Schubklüftung entwickelt. Beiden Scherflächen-Systemen folgen Aplit- und Quarzgänge (s. Abb. 12).

Da die Faltung im Montseny nach Süden und bei Osor nach Norden vergiert, liegt zwischen beiden Gebieten ein Scheitel. Er sei „Montseny-Scheitel“ genannt (vgl. Tafel 3a). Seine genauere Lage läßt sich südlich des Tordera feststellen. Dort bilden verschuppte obersilurische bis kulmische Gesteine (also das abgescherte höhere Stockwerk) das Dach des katalanischen Hauptgranites. Der Schuppenbau der nördlichen Zone vergiert bei Orsavinya nach Norden, während bei Ginesta und Carreras sich südvergente Falten einstellen (s. Abb. 13).

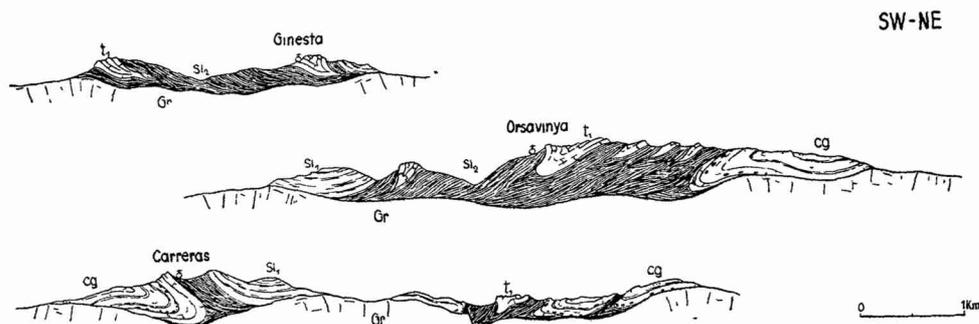


Abb. 13. Nord- und südvergente Falten im Dach des katalanischen Hauptgranits südlich des Tordera.

Gr katalanischer Hauptgranit; si 1 Untersilur; si 2 Obersilur; t 1 obersilurisch-devonische Kalke; cg Kulmgrauwacke.

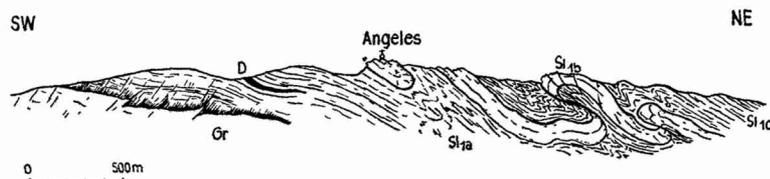


Abb. 14. Faltung des Armorikanischen Quarzites bei Angeles.

Gr Granit; si 1 a liegende untersilurische Schieferserie; si 1 b Armorikanischer Quarzit; si 1 c hangende untersilurische Schieferserie; D Diabas.

Die Nordvergenz ist auf eine kaum 20 km breite Zone beschränkt; im südlichen Ampurdan herrscht wieder Südvergenz. —

Die untersilurischen Schiefer fallen dort flach nach Nordosten ein. Sie sind stark durchbewegt und werden von Quarzadern durchsetzt. Die relativ starren Armorikanischen Quarzite sind abgeschert und in größere Falten geworfen (s. Abb. 14). Eine weitere Abscherung liegt an der Basis der obersilurisch-unterdevonischen Kalke. Diese sind in sich stark geschuppt und ruhen flach auf isoklinal gefalteten silurischen Schiefern (s. Abb. 15).

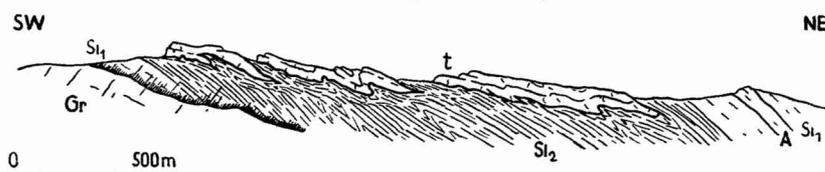


Abb. 15. Abscherung der obersilurisch-unterdevonischen Kalke von den silurischen Schiefern bei Bagur.

Gr Granit; A Aplit; si 1 Schiefer des Untersilurs; si 2 Schiefer des Obersilurs; t obersilurisch-unterdevonische Kalke.

c) Die Beteiligung der Schmelzen am tektonischen Bau.

Der weitaus größte Raum des zentralen Kataloniens wird von posttektonischen Intrusivgesteinen, dem katalanischen „Hauptgranit“, eingenommen. Seine petrographische Zusammensetzung und Gangfolge sind besonders von SAN MIGUEL (1934) untersucht worden. Er unterscheidet granitische und syenitische Typen. Als Gangfolge erscheinen Pegmatite und Lamprophyre. Im Innern des Massivs bestehen die Plagioklase des Granites aus einem Oligoklas mit 15% An. Randlich wird das Gestein basischer. Der An-Gehalt der Plagioklase steigt auf 25%. In der Nähe des Kontaktes stellen sich bei Sta. Fé basische Schlieren ein⁴⁾.

Der Kontakt des katalanischen Hauptgranites ist am Nordwestrande des Montseny zwischen Gualba und Viladrau aufgeschlossen (s. Abb. 16). Das Fließgefüge des Granites, seine basischen Schlieren und eingeschmolzenen Nebengesteinsschollen folgen dem Kontakt und markieren das Lager. — Dieses wird von einer steilen Klüftung geschnitten, die auch in das Nebengestein fortsetzt. Die kambrischen Schiefer sind an diesen Klüften gestaucht und gefältelt. Man darf daher wohl die Klüfte als eine Art „Schubklüfte“ ansprechen. — Senkrecht auf dem Lager stehen ferner nordost-streichende steile

4) Sie sind makroskopisch ein dunkelgrünes Gestein mit hellen Plagioklas-täfelchen. Unter dem Mikroskop zeigen sie gewöhnliche Hornblende, Biotit und Oligoklas-Andesin mit 30% An.

Klüfte. Es ist das Q-System im Sinne von H. CLOOS. Es bildet einen Klüftfächer im Granitgewölbe. Auf ihm sitzen im ganzen Montseny jüngere Aplite und Quarzporphyre (s. Taf. 2). — Die Aplite, die der Schubklüftung und Schieferung im Nebengestein folgen, werden schließlich noch von flach nach Südwesten einfallenden, dem Granitkontakt parallelen Klüften durchsetzt. Ihnen folgen ebenfalls Quarz- und Aplitgänge.

SW

NE

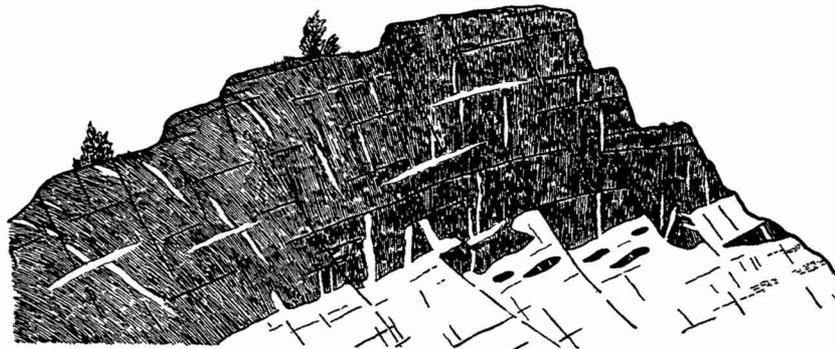


Abb. 16. Lagerklüfte und Drehverschiebungen am Granitkontakt westlich Sta. Fé.

Aufschlußhöhe 25 m.

Westlich des Tordera fällt die Schichtung noch normal nach Nordosten ein, bei Sta. Fé dagegen nach Südwesten. Vielleicht steht das südwestliche Einfallen, das auf den Granitkontakt beschränkt ist, mit der Intrusion im Zusammenhang (s. Abb. 17).

SW-NE



Abb. 17. Aufwölbung der kambro-silurischen Schiefer durch die Granitintrusion bei Sta. Fé.

Gr Granit; Pq Quarzporphyr; K kambrischer Kalk.

Infolge der Aufwölbung und Dehnung des Nebengesteins über dem aufquellenden Intrusivkörper zerbrach das Dach des Granites. Die einzelnen Nebengesteinsschollen erfuhren Drehverschiebungen. Beim weiteren Aufwölben des Daches entstanden in ihm flache Scherflächen (s. Abb. 16).

Bei seiner Intrusion ist der katalanische Hauptgranit im wesentlichen in der kambrisch-untersilurischen Schieferserie stecken geblieben. Das höhere Stockwerk devonischer Kalke und kulmischer Grauwacken ist abgehoben und ruht am Tordera als flaches Dach auf dem Granit (s. Abb. 13). An der Grenze beider Stockwerke hat sich dann der Granit von seiner Wurzel, die wohl im Montseny-Scheitel zu suchen ist, lagerförmig südwestwärts bis zum Besós ausgebreitet. Das abweichende SW-NE-Streichen der Faltenachsen westlich von Barcelona (s. Abb. 9) ermöglichte den Vorstoß einer Granitapophyse über den Tibidabo hinaus nach Südwesten. Sie folgt dem Streichen der Schichten. Die Intrusion des katalanischen Hauptgranites in die Sattelregion von Sta. Fé sowie sein lagerförmiges Ausbreiten bis zum Besós zeigen somit eine Abhängigkeit vom tektonischen Bau.

Auch im einzelnen folgte das Magma vorgezeichneten tektonischen Linien. So drangen Granitporphyre⁵⁾ in den Untersilur-

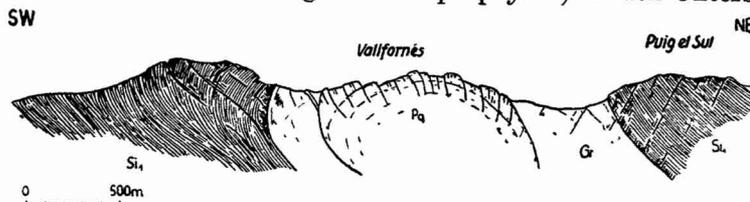


Abb. 18. Granite dringen in den Kern eines Sattels ein. Ihnen folgt als Nachschub ein Quarzporphyr.
si 1 Untersilur; Gr Granit; Pq Quarzporphyr.

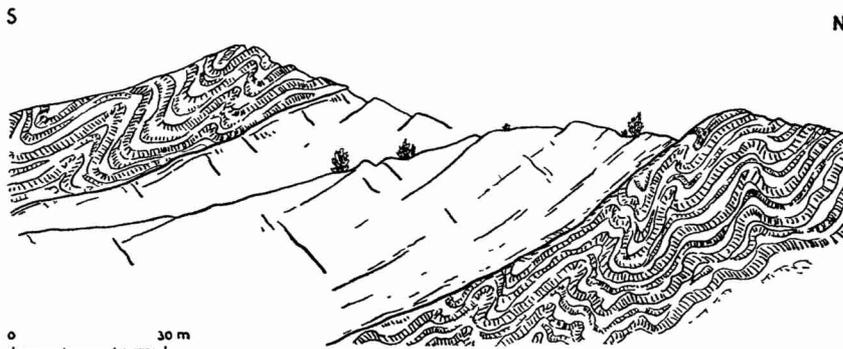
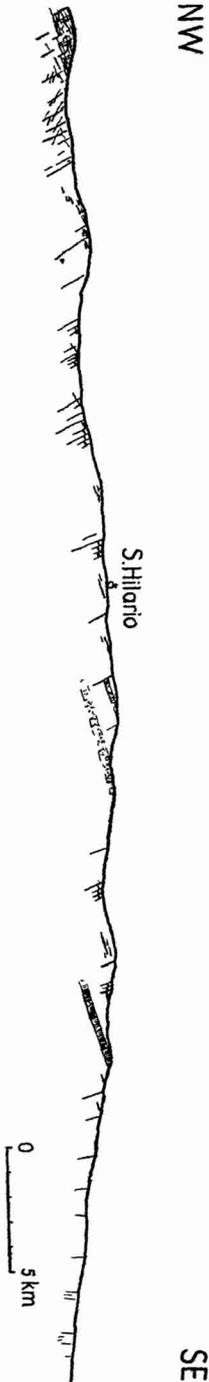


Abb. 19. Eindringen eines aplitischen Granites in die gefalteten Kieselschiefer von S. Cristophol.

5) 2—3 cm große Einsprenglinge von Orthoklas und zonar gebautem Plagioklas (Kern 30 % An, Hülle 20 % An) schwimmen in einer Quarz-Feldspat-Grundmasse.

Abb. 20. Der Kluffächer des katalanischen Hauptgranites und das Abtauchen des Granitgewölbes unter die unterilurischen Schiefer der Guillerias.



sattel des Vallfornés ein (s. Abb. 18); ihr Parallelgefüge folgt dem Kontakt und bildet damit den Sattel des Nebengesteins nach.

Ebenso folgt ein aplitischer Granit bei S. Christophol (nordöstlich La Garriga) einer Scherfläche innerhalb eines Kulmkieselschiefersattels (s. Abb. 19). Im Gebiet von Osor setzen die Aplitgänge den Schieferungsflächen auf (s. Abb. 12).

Nordwestwärts taucht der katalanische Hauptgranit unter die unterilurischen Schiefer der Guillerias ab; dieses kommt auch im Kluffächer zum Ausdruck: die Q-Klüfte fallen hier flacher nach Südosten ein (s. Abb. 20). Ebenso sinkt das Fließgefüge nach Nordwesten ab. Die Dehnungsrisse des erstarrten Granitgewölbes werden durch eine den Q-Klüften folgende jüngere Ganggefölschaft ausgeheilt. Im Gebiet zwischen Viladrau und Sta. Coloma läßt sich eine Gewölbdehnung der erstarrten Granitschale von 2—3% errechnen (s. Abb. 21).

Der Granit verbreitert sich südostwärts zum Meere hin und dringt dabei in höhere Stockwerke ein. So wird das Dach westlich Gerona noch von der Zone der nordvergenten silurischen Schiefer gebildet, östlich Gerona aber von den südvergenten unterilurischen Schiefen (s. Abb. 14) und zwischen Palafrugell und Bagur schließlich vom Obersilur (s. Abb. 15).

Dem Aufdringen des katalanischen Hauptgranites ging eine Intrusion von quarzführenden Dioriten voraus, die das Massiv von Susqueda am Ter aufbauen. Es zeigt eine ausgeprägte westlich bis westnordwestlich streichende,

steil nach Süden einfallende Klüftung, die in eine Plattung und örtlich in eine Schieferung übergeht.

Der Diorit ist porphyrisch ausgebildet. Größere Einsprenglinge von korrodierten Quarzen und zonar gebauten Plagioklasen, die im Kern 35—40 % An enthalten, ruhen in einer Quarz-Feldspat-Grundmasse. Außerdem findet sich Hornblende und sehr selten Biotit. Die Hornblenden sind lagenweise angereichert; 75 % dieser Lagen sind von schwach pleochroitischer gewöhnlicher Hornblende aufgebaut. Die ebenfalls idiomorph ausgebildeten Plagioklase haben einen An Gehalt von 40 % (Andesin); Quarz ist äußerst selten und findet sich nur als Letztausscheidung in den Zwickeln. Da die Hornblende vorherrscht und Biotit sehr selten ist, muß das Gestein als Amphiboldiorit bezeichnet werden.

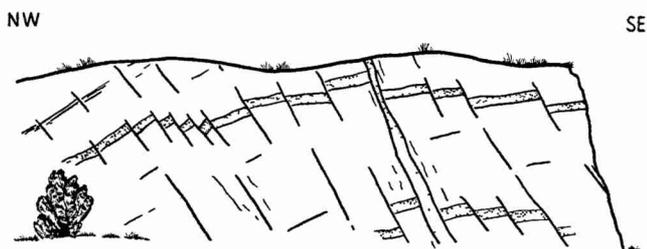


Abb. 21. Ein jüngerer Quarzgang folgt einem Zerrsprung im erstarren Granit.

Aufschluß an der Straße von S. Hilario nach Sta. Coloma. Aufschlußhöhe 5 m.

Die jüngsten Gesteine sind Quarzporphyre und Porphyrite. Sie sitzen gangförmig in dem Q-Kluftfächer des Granites und durchbrechen auch das Nebengestein. Sie sind in den Kern der Granitaufwölbung als posthumer Nachschub eingedrungen. So steckt der Quarzporphyr von Sta. Fé im Gewölbe des katalanischen Hauptgranites (s. Abb. 17). Das Fließgefüge bildet im Quarzporphyr eine deutliche Kuppel. Ausgeprägt ist die Meilerstellung der Klüfte.

Auch in das Gewölbe des Granitporphyrs im Kern des Vallfornés-Sattels ist noch ein Quarzporphyr eingedrungen (s. Abb. 18), der ebenfalls eine deutliche Kuppel bildet.

IV. Die Ostpyrenäen.

a) Die Schichtfolge.

Die Grundlagen für die stratigraphische Gliederung des Paläozoikums in den Ostpyrenäen lieferten die Arbeiten L. BERTRAND's, CH. DEPÉRET's, G. LOUTREL's und O. MENGEL's (s. die Kartenblätter Céret und Prades der geologischen Karte von Frankreich 1:80000). In neuerer Zeit hat DALLONI in seinem Werk über die Ostpyrenäen auch eine stratigraphische Übersicht vom Paläozoikum gegeben. Spezielle Arbeiten über das Grundgebirge am oberen Segre stammen von BOISSÉVAIN und von HERM. SCHMIDT.

Die stratigraphische Abgrenzung der metamorphen kambri-schen und tiefsilurischen Gesteine ist in den Ostpyrenäen un-sicher. Es handelt sich um eine über 1000 m mächtige Folge von Schiefen, Quarziten und Grauwacken. Daneben treten Marmore auf, die mittellkambrischen Kalken entsprechen könnten. Nirgends schließen sich innerhalb dieser Serie die Quarzite des Arenig zu einem kompakten Armorikanischen Quarzit zusammen wie im süd-lichen Ampurdan oder im Llobregat-Gebiet. In den hangenden Schiefen hat H. SCHMIDT *Calymene tristani* nachgewiesen. Sie ge-hören somit dem Llandeilo an. Darüber folgen — faunistisch be-legt — die Grauwacken und Schiefer des Caradoc und die Kalk-schiefer des Ashgill. An der Basis des Caradoc stellt sich ein Konglomerat ein, das nach H. SCHMIDT bei Seo de Urgel größere Mächtigkeit erreicht und hier kopfgroße Quarz- und Quarzitgerölle enthält. Im Vorland der Sierra del Cadi werden solche Gerölle nach BOISSEVAIN nur bis 2 cm groß.

Das Obersilur ist als typischer Alaunschiefer entwickelt mit reichen Graptolithenfaunen (s. DALLONI und BOISSEVAIN). In seinem tieferen Teil treten im Llandovery Quarzite auf, die nach BOISSEVAIN örtlich Konglomerate führen. Als höchster Horizont des schiefrigen Obersilurs ist von H. SCHMIDT Ludlow nachgewiesen.

Die Grenzsichten vom Obersilur zum Devon sind kalkig ent-wickelt. Unten finden sich Downton-Fossilien, oben wies H. SCHMIDT in Schieferlagen eine Fauna des Gedinne nach. Das vorwiegend kalkige Devon ist 6—800 m mächtig. Faunistisch belegt sind außer dem Unterdevon ein mergelig-kalkiges Mitteldevon und ein Ober-devon in Cephalopoden-Knollenkalkfazies.

Das Kulm beginnt mit Kieselschiefen. Darüber folgen Grau-wacken und Konglomerate, die örtlich auf Devon übergreifen. Sie gehören nach dem Vorkommen von *Glyphioceras striatum* am Segre dem Visé an. Die Konglomerate sind recht grob. Nach BOISSE-VAIN werden Quarz-, Quarzit-, Kalk- und Kieselschiefergerölle am oberen Segre bis kopfgroß. Seltener sind Gerölle von Gneis, Quarzporphyr, Apliten und feinkörnigen Biotitgraniten. Das Bindemittel ist oft schiefrig, so daß die Konglomerate in Geröll-schiefer übergehen.

b) Faltung und Intrusion.

Der Grundgebirgssockel der Pyrenäen wird weitgehend aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, mit deren petrographischer Zu-sammensetzung sich vor allem SAN MIGUEL beschäftigt hat.

Zwei nordöstlich streichende kristalline Achsen bilden die

Sierra von Roda im Süden und einen Höhenzug zwischen Port Selva und Cadaqués entlang der Küste. Da diese Achsen von kambrischen Kalken begleitet und umrahmt werden, handelt es sich um Antiklinalen. Die Mulden zwischen beiden Achsen werden von stark spezialgefalteten und zerscherten untersilurischen Schiefen gebildet (s. Abb. 22). Sie sind z. T. in Serizitschiefer umgewandelt. Mit der Annäherung an die kristalline Achse von Port Selva—Cadaqués werden die Schichten stärker metamorph. Bei Port Selva stellen sich Quarz-Albit-Serizitschiefer⁶⁾ ein. Die Umkristallisation erreicht im Sattelkern ihr größtes Ausmaß. Dort treten östlich Port Selva gefaltete Paragneise⁷⁾ auf.

Diese allmählich zum Sattelkern hin zunehmende Metamorphose läßt sich wohl am besten mit der Annahme einer Intrusion in den Sattelkern erklären. Hierfür spricht auch das von SAN MIGUEL 1925 beschriebene reichliche Auftreten von Kontaktmineralien in den kristallinen Schiefen.

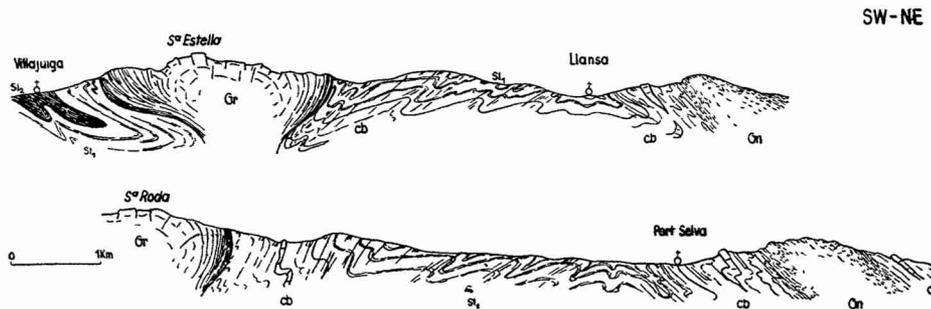


Abb. 22. Profile durch variscische Falten der Ostpyrenäen.

cb umkristallisierte kambrische Schiefer und Kalke; si 1 Serizitschiefer des Untersilurs; si 2 Schiefer des Obersilurs; Gn Paragneise; Gr kataklastischer Granit.

Die Verhältnisse werden noch klarer in der Sattelachse von Albère, die im Fortstreichen liegt. Auch hier ergibt sich der Antiklinalcharakter aus dem umlaufenden Streichen der kambri-schen Kalke. Auch hier nimmt die Metamorphose zum Sattelkern zu. Die Serizitschiefer gehen allmählich in Glimmerschiefer und Paragneise über; die marmorisierten Kalke enthalten zahlreiche Kontaktmineralien⁸⁾. Der Kern der Aufwölbung wird zwischen

6) Ein stark zertrümmertes, feinkristallines, undulös auslöschendes Quarz-Albit-Pflaster wechselt mit dünnen Schichten von Serizitschüppchen.

7) Biotitlagen umschließen Linsen mit undulös auslöschenden Quarzen. Größere Mikrokline sind rekristallisiert.

8) Siehe Erläuterungen zu Blatt Céret der Carte géol. de la France 1 : 80000.

Albère und dem Pic Estelle von roten Orthogneisen gebildet. Es liegt somit eine allmähliche Granitisation eines Nebengesteins durch ein Intrusiv vor, ähnlich wie es vom Massiv von Querigut LACROIX und ERDMANNSDÖRFFER schon beschrieben haben. Die ausgeprägte Streckung der Orthogesteine spricht für einen syntektonischen Anstieg des Magmas.

Die südliche kristalline Achse bildet der Granit der Sierra von Roda (s. Abb. 22). Es handelt sich dabei nach SAN MIGUEL um einen porphyrischen bis grobkörnigen Granit (mit Orthoklas, Plagioklas, undulös anlöschendem Quarz und chloritisiertem Biotit). Die Feldspäte sind weitgehend zu einem Gemisch von Serizit und Kaolin mit kleinen Epidotkörnern zersetzt. Zum Kontakt hin ist der Granit geschiefert. Quarz und Feldspäte sind zerbrochen und beginnen sich auszuschwänzen. Die Biotite sind noch tafelförmig und besitzen Sagenitnetze. Bei der Verschieferung wurde der Granit schließlich zu einem Flasergneis verformt. Serizit, Chlorit und Quarzmylonit umschließen Mikroklin-Porphyroblasten.

Außer diesen syntektonischen bzw. spättektonischen Graniten treten auch posttektonische Granite auf. Sie durchbrechen diskordant den fertigen Faltenbau der Ostpyrenäen und bauen große Massive auf. ROGGEVEEN hat das Massiv von Andorra beschrieben. Dort herrscht ein normaler Biotitgranit vor, der gelegentlich Hornblende führt und örtlich in einen Diorit übergeht. Am Kontakt bildeten sich Knotenschiefer und Hornfelse. Zu einer Feldspatierung ist es ähnlich wie am katalanischen Hauptgranit nur örtlich am Kontakt selbst gekommen.

B. Das variscische Bewegungsbild Kataloniens.

I. Die paläogeographische Entwicklung des katalanischen Sedimentationsraumes.

Die Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen im katalanischen Paläozoikum (s. Abb. 23) erlauben Rückschlüsse auf die Anlage und Entwicklung des Sedimentationsraumes.

Kambrische Ablagerungen sind auf den Montseny und die Ostpyrenäen beschränkt. Mächtigkeit und Fazies sind in beiden Gebieten annähernd gleich. Eine Randfazies fehlt. Darum ist kein Schluß auf eine Gliederung und Abgrenzung des katalanischen Sedimentationsraumes möglich. Wohl aber ergibt sich aus den Fazies- und Mächtigkeitsänderungen des Kambriums in Keltiberien, daß östlich des Keltiberischen Troges unter dem heutigen Ebro-

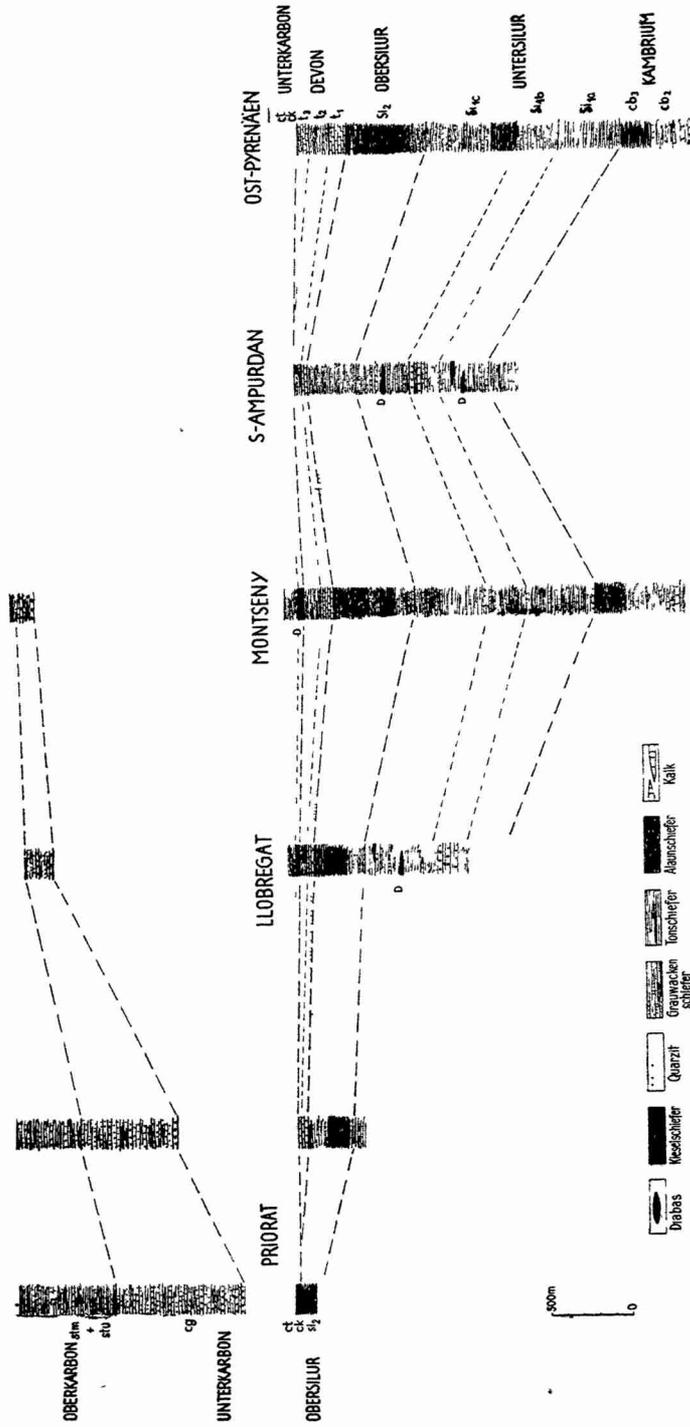


Abb. 23. Schichtprofile des katalanischen Paläozoikums.

Becken ein Denudationsgebiet lag (s. Lotze 1929); denn im Unteren und Mittleren Kambrium kam der Detritus von Südosten, im Oberkambrium von Nordosten. Dieses Hochgebiet haben wir „Ebro-Masse“ genannt.

Die Mächtigkeit des Untersilurs nimmt vom Montseny zum Llobregat-Gebiet ab. Gleichzeitig wird das Gestein grobklastisch (s. Abb. 23). Das ist besonders im Arenig deutlich, wo sich die vereinzelt Quarzitbänke des Montseny am Llobregat zu dem massigen „Armorikanischen Quarzit“ zusammenschließen. — Die konglomeratische Fazies des Caradoc, die am oberen Segre ihre größte Mächtigkeit erreicht, läßt sich in den Südpirenäen von der Pallaresa bis zur Sierra del Cadi verfolgen. Sie fehlt im Ostabschnitte der Pyrenäen und in den Nordpyrenäen. Sie begleitet also ein im Südwesten, d. h. unter dem Ebro-Becken gelegenes, Hochgebiet, eben die „Ebro-Masse“.

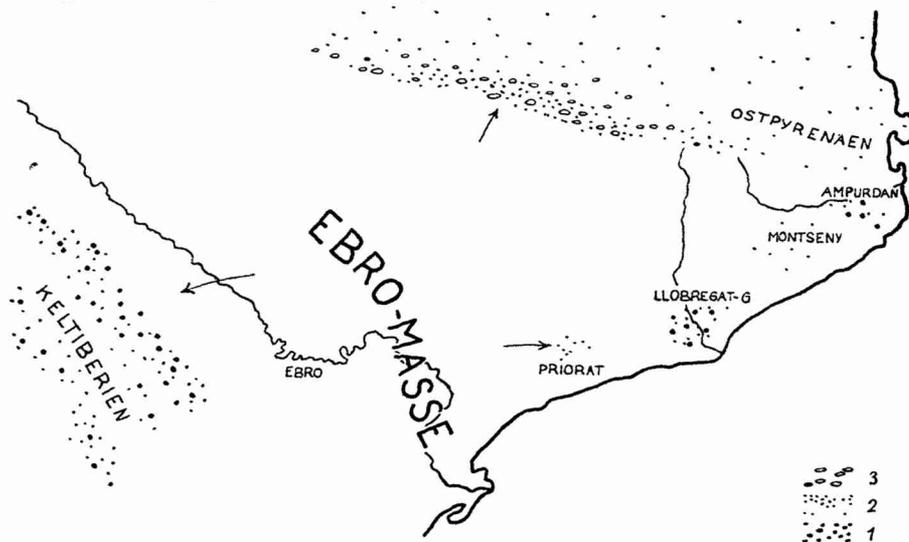


Abb. 24. Zur Paläogeographie des katalanischen Sedimentationsraumes im Silur.

Die Pfeile veranschaulichen die Richtung der Detritus-Zufuhr. 1. Verbreitung des Arenig-Quarzites, 2. Verbreitung des Llandovery-Quarzites, 3. Verbreitung des Caradoc-Konglomerates.

Das Obersilur wird ebenfalls vom Montseny zum Llobregat geringmächtiger. Dabei nehmen die sandigen Einschaltungen besonders in den tieferen Horizonten zu. Ebenso sind die Llandovery-Quarzite in den Südpirenäen mächtiger als in den Nordpyrenäen. Außerdem stellen sich örtlich in den Südpirenäen

wieder Konglomerate ein. Südwestlich des katalanischen Sedimentationsbereiches ist also auch im Silur ein sedimentlieferndes Hochgebiet nachzuweisen.

Die faunistische Fazies-Gliederung des keltiberischen Silurs (s. LOTZE 1929) spricht ebenfalls für ein Hochgebiet unter dem heutigen Ebro-Becken.

Der katalanische Sedimentationsraum ist im Silur spezialgegliedert. Während nämlich im Montseny und in den Ostpyrenäen Mächtigkeit und Fazies annähernd konstant bleiben, nimmt im südlichen Ampurdan die Mächtigkeit ab. Hierin deutet sich erstmalig ein Schwellengebiet an. Die Kieselschiefer sind im Ludlow auf den südlichen Spezialtrog (Montseny) beschränkt. Im nördlichen Trog (Ostpyrenäen) werden sie von Tonschiefern vertreten. Außerdem stellen sich dort im Wenlock-Kalke ein, deren Mächtigkeit nordwärts zunimmt.

Auch im Devon, das sich in ein kalkiges Unter- und mergeliges Mitteldevon gliedert, sinkt die Mächtigkeit vom Montseny zum Llobregat. Geringmächtige dickbankige Kalke vertreten das Devon im nördlichen Priorat. In dieser Mächtigkeitsabnahme und in der Entwicklung der grobkalkigen Riffazies gibt sich wiederum das Hochgebiet im Südwesten des katalanischen Sedimentationsraumes zu erkennen. Gröberer Detritus ist im Devon jedoch nicht eingeschwemmt worden.

Eine geringmächtige vorwiegend kalkige Entwicklung findet sich auch auf der Spezialschwelle des südlichen Ampurdan. Dieses flachgründige Gebiet erstreckte sich zwischen dem Montseny-Spezialtrog, in dem das Devon mergelig ausgebildet ist und eine Mächtigkeit von 180 m erreicht, und dem eigentlichen Pyrenäen-Trog, in dem das Devon recht vollständig entwickelt ist und bis 800 m mächtig wird.

Im keltiberischen Bereich ist, wie LOTZE 1929 gezeigt hat, das Devon der Guadarrama kalkig-mergelig und reich an pelagischen Faunenelementen, während das iberische Devon geringmächtiger und klastisch entwickelt ist. Wieder stellt sich also im Osten des Keltiberischen Troges eine randnahe Fazies ein, die auf ein Hochgebiet unter dem heutigen Ebro-Becken hinweist.

In den Ostpyrenäen überlagern Kulmkieselschiefer⁹⁾ das Oberdevon (s. BOISSEVAIN). Im Montseny und am Llobregat transgredieren sie auf Mitteldevon (s. S. 15), im Priorat schließlich auf

9) Sie sind nach neuen Goniatitenfunden der französischen Forscher in der Montagne Noire an die Grenze Tournai-Visé zu stellen, (s. J. BLAYAC, R. BÖHM & G. DELÉPINE).

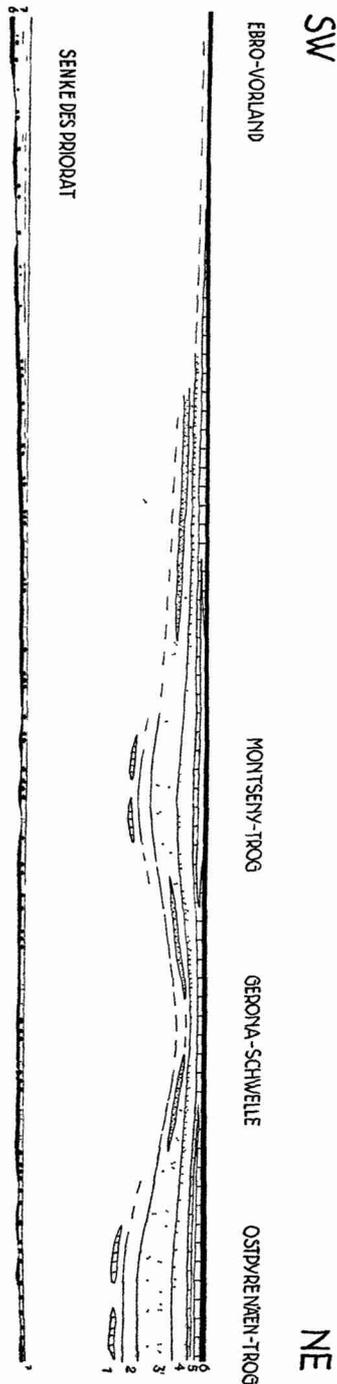


Abb. 25. Profil durch den katalanischen Sedimentationsraum.
 Oben bis zum Unteren Visé, unten nach dem Oberen Visé. 1 Mittelkambrium; 2 Oberkambrium; 3 Ordoviz 4 Gotland; 5 Devon;
 6 Oberes Tournai + Unter-Visé; 7 Mittleres und Oberes Visé.

Obersilur (s. S. 3). Die Kieselschiefer greifen also nach Südwesten auf immer tiefere Horizonte über. Fazies und Mächtigkeit der Kieselschiefer bleiben dabei auffallend konstant.

Vor der Ablagerung der Grauwacken und Konglomerate des Visé erfolgten im katalanischen Raum erstmals orogene Bewegungen (s. S. 4 u. 16). Aber das Ausmaß dieser jungbretonischen Faltung war nur gering. Denn die Bewegungen führten zwar zur ersten Anlage des Faltenbaues, doch sind Winkeldiskordanzen nur örtlich beobachtet.

Besonders mächtig wird das Visé im südlichen Priorat. Es wird hier von Konglomeraten, Grauwacken und Schiefen vertreten. Das Trogtiefste hat sich also nach den jungbretonischen Bewegungen nach Südwesten verlagert. Die Mächtigkeit des Visé nimmt nach Norden ab, die Geröllgröße zu. Kopfgröße Gerölle herrschen im Montseny und den Ostpyrenäen vor. Es handelt sich dabei um örtliche Aufarbeitungen von Kulm-kieselschiefen und devonischen Kalken. Der Anteil der kristallinen und altpaläozoischen Gesteine an der Geröllzusammensetzung wächst nach Süden. Die Gerölle werden dabei

kleiner und immer besser gerundet. Sie bilden in den Ostpyrenäen annähernd 25⁰/₀, im Montseny-Gebirge 50⁰/₀ der Gerölle und sind schließlich im Priorat allein vertreten. Dies spricht für eine Detritus-Zufuhr aus dem Nordosten¹⁰⁾. — Der Trog der Visé-Zeit erstreckte sich vom Priorat nordwestwärts bis in die mittleren Pyrenäen. An der oberen Garonne und in Aragonien wird das Visé ebenfalls über 800 m mächtig. Dabei greift das Visé auch hier unter Ausfall des Tournai auf ältere Schichten über. Kalkige Einschaltungen mit *Productus* (vgl. Blatt Foix) stellen sich in den mittleren Pyrenäen ein. Sie erreichen im Trogtiefsten (Aragonien) mehrere hundert Meter Mächtigkeit und haben dort reiche Goniatitenfaunen geliefert (s. H. SCHMIDT).

Zusammenfassend ergibt sich für die untersilurische bis tiefunterkarbonische Zeit im katalanischen Raum ein Trog, dem im Südwesten ein Hochgebiet, die Ebro-Masse, vorgelagert ist (s. Abb. 24 u. 25).

In Richtung auf die Ebro-Masse sinkt im Silur die Mächtigkeit, gleichzeitig wird die Fazies grobklastisch, so besonders im Arenig, Caradoc und Llandovery. Das Devon ist hier in geringmächtiger Schwellenfazies entwickelt. Im tieferen Unterkarbon greifen Kulmkieselschiefer auf Obersilur über.

Nach schwachen jungbretonischen Bewegungen entsteht im Visé am Nordostrand der Ebro-Masse vom Priorat bis in die aragonischen Pyrenäen eine Senke mit mächtigen klastischen Sedimenten.

II. Alter und Art der Faltung.

In Katalonien ist das Unterkarbon in \pm konkordantem Verbands mit den älteren Schichten in die Faltung einbezogen. Diskordant auf dem gefalteten Grundgebirge liegt in weiten Gebieten der Südpynäen kontinentales Stephan. Bei Aguiró stellt sich konkordant unter dem Stephan auch noch kontinentales Westfal ein. Die variscische Hauptfaltung ist also nach dem Visé und vor dem Westfal erfolgt. Wo das Visé besonders mächtig wird, wie in den aragonischen Pyrenäen und im Priorat, ruht konkordant (oder schwach diskordant wie in Menorca) auf dem Unterkarbon marines Oberkarbon. Die Faltung dieser Zone ist im wesentlichen

10) Ob die kristallinen Gerölle von einer bretonisch gefalteten Innenzone stammen, oder von einem bretonisch stärker aufgewölbten prävariscischen Hochgebiet im Norden, sei dahingestellt.

vor dem Stephan eingetreten. Auf Menorca ist auch noch Uralo-Perm mitgefaltet (s. HOLLISTER), die Faltung somit jünger.

Es ergibt sich also auch für den katalanischen Raum die Gliederung in ein Innenvariscikum, d. h. eine Zone mächtiger kambrisch-devonischer Ablagerungen mit diskordant auflagerndem kontinentalem Westfal und Stephan, und ein Außenvariscikum, d. h. den Bereich des asturisch und örtlich noch jünger gefalteten mächtigen marinen Karbons. Das marine Karbon der subvariscischen Zone wurde in einer Senke sedimentiert. Sie liegt am Rande des Hochgebietes, das den katalanischen Sedimentationsraum im Silur und Devon im Südwesten begrenzte. Diese Zone wird im jüngsten Karbon zum „Vorland“ der Faltung; denn die Faltung wandert und vergiert dorthin. Darum liegt es nahe, die Karbon-Senke des Priorat als Vortiefe anzusprechen, auch wenn sich in ihrem Rücklande bislang kein gefaltetes sedimentlieferndes Hochgebiet nachweisen läßt.

Faltenachsen und Schieferung streichen im katalanischen Grundgebirge nordwestlich, wie SCHRIEL bereits erkannt hat. Das Streichen folgt somit paläogeographisch vorgezeichneten Richtungen. Die Vergenz der Faltung ist überwiegend nach Südwesten gerichtet.

So sind in den Ostpyrenäen Kleinfaltung und Schieferung südgerichtet. Am Ter östlich Gerona vergieren Schieferung und Schuppung nach Süden. Ebenso finden sich im Montseny und am Llobregat südvergente Faltung und Schieferung. Auch in den steilstehenden bis überkippten Nordflügeln der einzelnen Mulden des Priorat kommt die Südvergenz zum Ausdruck. Abweichende (Nord-)Vergenz ist auf eine kaum 20 km breite Zone am Südrand der Gerona-Schwelle beschränkt und wohl als Vergenz gegen dieses flachgründige Gebiet zu deuten.

Bei der Faltung reagierten die Schichten verschieden. Eine Stockwerk-Tektonik entstand. Die tonigen Sedimente des Kambriums und Silurs sind isoklinal gefaltet und geschiefert worden. Darauf liegen die Kalke und Grauwacken des Devons und Kulms als in sich geschuppte Abscherungsdecke. Beide Stockwerke sind miteinander verfaltet. Eine ähnliche Abscherung trennt die silurischen Schiefer von dem massigen Armorikanischen Quarzit, der weitspannig gefaltet ist.

Die starke Faltung führte zu einer Dynamometamorphose. So sind die isoklinal gefalteten silurischen Schiefer im ganzen Gebiet in Serizitschiefer umgewandelt.

III. Die Intrusion der Schmelzen.

Zwei Intrusionsphasen sind im katalanischen Grundgebirge festzustellen. Die ältere steht mit der sudetischen Faltung im

Zusammenhang; denn das Westfal von Aguiró ruht auf kontaktmetamorphen devonischen Kalken. Die jüngeren Intrusionen erfolgten im Anschluß an die asturische Faltung. Sie haben nämlich nach DALLONI das Westfal des Plan des Étangs metamorphosiert, während das Stephan in den Ostpyrenäen auf kontaktmetamorphes Paläozoikum und jüngeren Granit übergreift.

Zur älteren Intrusionsphase gehören die kristallinen Gesteine der Ost- und Nordpyrenäen. Das Magma ist in die Sattelkerne eingedrungen und hat von dort aus das Nebengestein „granitisiert“. Diese Migmatite sind erstmalig von LACROIX beschrieben worden. Die feine Verzahnung von Granit mit Paragneisen spricht im Sinne von ERDMANNSDÖRFFER für Fließbewegungen zwischen dem granitischen Magma und dem eingeschmolzenen Ton-schieferhornfels. Die auffällige Paralleltextur im Eruptiv- und Kontaktgestein beweist, daß die Schmelzen während der tektonischen Bewegung auskristallisiert sind. Die kleinen Intrusivkörper sind völlig vergneist. In den inneren Teilen der großen Intrusiva sind zwar auch die Erstausscheidungen (Glimmer und Feldspäte) eingeregelt und z. T. zerbrochen, aber die Grundmasse zeigt weder Parallelgefüge noch Kataklase. Die Erstarrung des Magmas hat demnach die tektonischen Bewegungen überdauert. Nur örtlich sind postmagmatisch die Intrusiva noch mylonitisiert worden.

Die jüngeren Intrusionen durchbrechen den fertigen Faltenbau. Diorite mit Hornblendeschlieren bilden die Vorläufer. Die Hauptmasse der Intrusiva entspricht einem granitischen Magma. Der An-Gehalt der Plagioklase wächst vom Massivinnern zum Rande. Auch die Plagioklase der Granitporphyre sind stark basisch. Sie haben einen

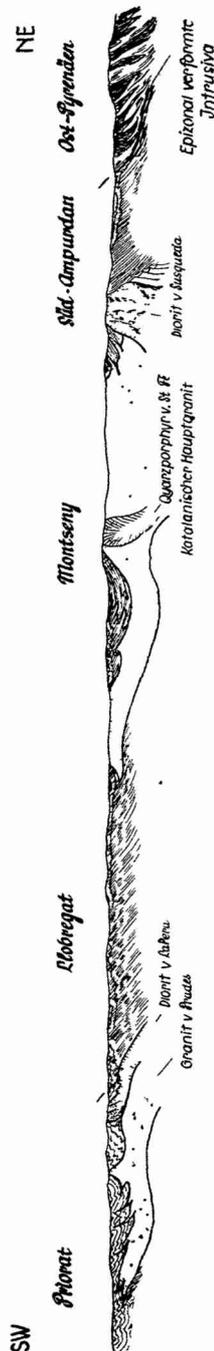


Abb. 26. Schema der Ortsstellung der variscischen Intrusivgesteine Kataloniens.

ähnlichen An-Gehalt wie die Plagioklase in den Randgebieten der großen Massive. Die jüngere Eruptionsfolge läßt somit eine deutliche Differentiation von basischen Erstausscheidungen (Diorite) mit zwei Plagioklas-Generationen (55—40 % im Kern, 30—20 % An in der Hülle und Grundmasse) und reichlich Hornblende in ein granitisches Gestein mit einem An-Gehalt der Plagioklase von 30—20 % am Massiv-Rand und 15 % An im Innern der Massive erkennen. Die sauren Letztausscheidungen werden von Quarzporphyren und Quarzgängen gebildet.

Das Nebengestein ist in einen normalen Hornfels umgewandelt.

Auch die jüngeren Intrusionen folgten tektonischen Fugen und Bewegungsbahnen. So drang das Magma in die Überschiebung am Ostrande des Priorat ein (Diorit von La Pera, Granit von Prades) und ferner in den stark zerscherten Fächer des Montseny-Scheitels (Diorit von Susqueda, katalanischer Hauptgranit). Der katalanische Hauptgranit hat sich südwärts lakkolithartig an einer großen Abscherungsbahn eingezwängt. Somit ergibt sich das in Abb. 26 veranschaulichte Schema von der Ortsstellung der variscischen Intrusivgesteine.

IV. Die zonare Gliederung des katalanischen Grundgebirges.

Nach der Intensität und dem Alter der Faltung sowie den Zeiten der Intrusionen läßt sich das variscische Gebirge Kataloniens zonar gliedern (s. Abb. 27):

Im Norden, d. h. in den Ostpyrenäen, ist die Faltung vor dem Westfal erfolgt. Sie war recht intensiv und von der Intrusion granitischer Magmen begleitet. Südwärts schließt sich im Montseny eine Zone an, in der die Intensität der Faltung und Schieferung allmählich nach Süden abnimmt und syntektonische Intrusionen fehlen. Asturisch und jünger scheint (s. S. 32) die Zone des Priorat gefaltet zu sein, in der das marine Karbon bei grobklastischer Ausbildung große Mächtigkeit erreicht.

Somit dürfte sich auch im katalanischen Raum die zonare Gliederung bestätigen, wie sie H. STILLE 1934 für das variscische Gebirge Nordostspaniens gegeben hat, nämlich in ein Innenvariscikum im Norden und ein Subvariscikum im Süden. Ferner bestätigten paläogeographische Untersuchungen im katalanischen Raum die Existenz eines Hochgebietes unter dem südwestlichen Ebro-Becken.

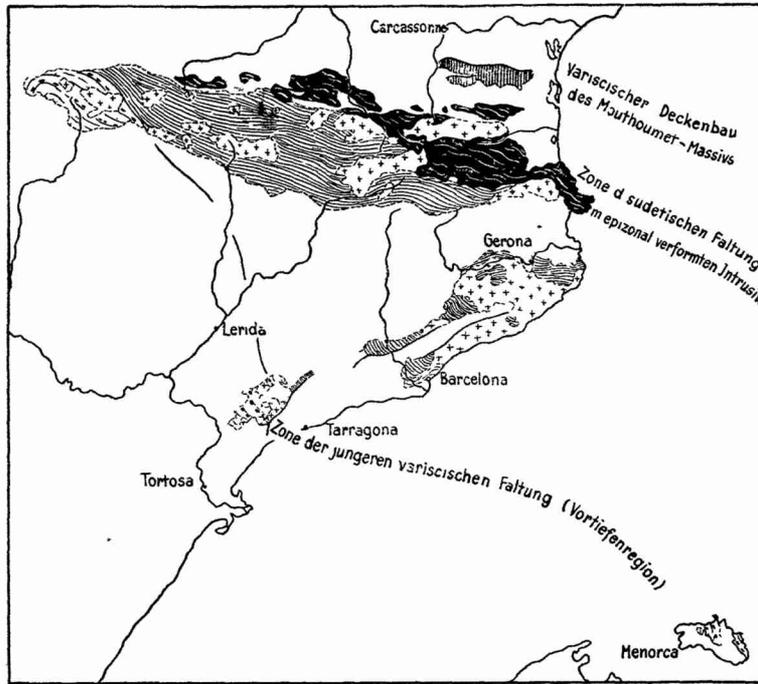


Abb. 27. Die zonare Gliederung des katalanischen Grundgebirges.

II. Teil: Die alpidische Gebirgsbildung Kataloniens.

(HANS ASHAUER und ROLF TEICHMÜLLER).

A. Die Entwicklung des katalanischen Sedimentationsraumes im Mesozoikum (s. Taf. 4).

Das Mesozoikum ist eine Zeit flachwelliger Verbiegungen, die in den Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen der Sedimente zum Ausdruck kommen. Wir betrachten zunächst die Ablagerungen in den einzelnen Gebieten Kataloniens und versuchen dann, aus den Sedimentationsverhältnissen auf die Krustenbewegungen zu schließen.

I. Die Entwicklung des katalanischen Sedimentationsraumes in der Trias.

In den Pyrenäen ist die Untere Trias als Buntsandstein entwickelt. Er ähnelt dem deutschen Buntsandstein. Die roten,

oft schräggeschichteten, geröllreichen Sandsteine (mit roten Lettenlagen) gehen aus ähnlichen Sandsteinen des Rotliegenden mit *Walchia piniformis* hervor. Am Segre ermöglicht eine Diskordanz die Trennung beider Serien. Unmittelbar über dieser Diskordanz treten am Segre grobe Konglomerate auf. Wo die Diskordanz fehlt, dürfte die Unterkante der Trias mit dem Auftreten solcher Konglomerate zu ziehen sein. Auf diese Weise läßt sich auch der Ostrand des Rotliegend-Beckens annähernd festlegen. Wie Taf. 4, Fig. 2 zeigt, greift der Buntsandstein über das Rotliegende hinaus, aber seine Mächtigkeit ist im Bereich der Rotliegendensenke besonders groß. So erreicht er am Segre eine Mächtigkeit von über 300 m, während er dort, wo er über das Rotliegende hinausgreift, nur 30—100 m mächtig wird. Das ist der Fall im äußersten Osten der Südpirenäen und am Rande der Nordpyrenäen. Trotz dieser Mächtigkeitsschwankungen bleibt die Entwicklung des Buntsandsteins annähernd die gleiche. Eine Randfazies ist weder im Norden noch im Osten vorhanden. Immerhin fällt auf, daß die ton- und gipsreiche „Röt“fazies auf den Bereich der großen Buntsandsteinmächtigkeit beschränkt ist (Taf. 4, Fig. 1). Das Röt wird etwa 20 m mächtig.

In Keltiberien wird der Buntsandstein im Süden, d. h. im Becken von Sagunt, ebenso mächtig wie in den Pyrenäen. Auch die Fazies ist die gleiche. Und auch hier ist das gipsreiche Röt an den Bereich der großen Mächtigkeit gebunden. — Eine geringmächtige konglomeratische Randfazies¹¹⁾ tritt im Süden des Ebro-Beckens bei Montalbán auf.

Auch in der Südkatalanischen Tafel, d. h. im Südosten des Ebro-Beckens, ist der Buntsandstein geringmächtig und reich an Konglomeraten. Nur die obersten 5—10 m sind geröllfrei und könnten als Röt gedeutet werden¹²⁾.

Im Plateau von Prades fehlt auch diese Andeutung des Röts. Der Buntsandstein ist hier besonders grobklastisch. Ebenso ist er am Francoli stark konglomeratisch. Nach Olesa zu wird der Buntsandstein mächtiger und gleichzeitig toniger. Außerdem stellen sich Rötgipse ein. Aber schon am Montseny sinkt die Mächtigkeit erneut, und die Gerölle werden wieder zahlreicher. Auffällig ist

11) Bei Alcorisa fanden wir in den Tertiärkonglomeraten, die reich an paläozoischen Geröllen aus dem Ebro-Becken sind, nur ein einziges Buntsandsteingeröll. Darum liegt die Annahme nahe, daß der Buntsandstein unter dem südlichen Ebro-Becken, soweit er überhaupt entwickelt ist, nur ganz geringmächtig ist.

12) Im Westen des Ebro wird zwar bei Mora de Ebro mächtiges gipsführendes Röt angegeben. Jedoch gehören diese Sedimente dem Keuper an.

der Konglomeratreichtum des Buntsandsteins südwestlich von Barcelona. Ob es sich hier um eine Schüttung von einem lokalen Hochgebiete im Südosten der heutigen Küste oder um einen vorgreifenden Schuttfächer von Westen her handelt, sei dahingestellt.

Fassen wir unsere Beobachtungen zusammen, so sind zwei Hauptsenkungsfelder erkennbar; nämlich der „Pyrenäen-Trog“ im Norden und der „Keltiberische Trog“ im Süden. Dazwischen liegt ein sedimentlieferndes Hochgebiet: die „Ebro-Masse“. Im Südosten der Ebro-Masse erstreckt sich ein flachgründiges Sedimentationsgebiet, das als „Südkatalanische Platte“ bezeichnet sei.

In der Mittleren Trias drang das Meer in den katalanischen Sedimentationsraum ein. Offenbar wurde auch die Ebro-Masse überflutet, denn eine Randfazies ist in der Nachbarschaft des untertriadischen Hochgebietes nicht entwickelt. Der Muschelkalk erreicht auch zwischen Mora und Olesa eine Mächtigkeit von > 100 m. An der Basis liegen dolomitische Kalke, darüber folgen flaserige Kalke voller Wurm Spuren, ähnlich dem deutschen Wellenkalk. Klastische Gemengteile fehlen. Der Muschelkalk ist reich an alpinen Faunenelementen.

So hat er bei Mora-Camposines eine Fauna geliefert, die von WURM bearbeitet ist. Ferner trafen wir Daonellen und Protrachyceraten 14 km östlich von Valderrobres (Prov. Teruel) am Westhange der Muntañola, sowie an der neuen Straße von Pratip nach Tivisa (1,5 km nördlich von Remulla) an. Besonders fossilreich ist der Muschelkalk bei Mora de Ebro. Dort fanden wir außer an den bereits bekannten Fundpunkten auch am Osthange der Picoso (5 km nordwestlich von Mora) in mehreren Steinbrüchen die Schichtflächen übersät mit Protrachyceraten. Am Westhange der Aguila (16,5 km nordwestlich von Mora) beobachteten wir außerdem *Menzelia menzeli*.

Die Mächtigkeit des Muschelkalkes sinkt in der Katalanischen Innenkette von 100 m am Francoli auf 60 m im Montseny. Gleichzeitig wird der Tongehalt geringer, und die Kalkbänke schließen sich zusammen.

In den Südpynenäen stellt sich mit der Annäherung an die Axialzone eine dolomitische Randbildung ein. Der Muschelkalk ist im Montsech noch 50 m, — am oberen Segre nur noch 30 m mächtig. Eine sandig-konglomeratische Entwicklung ist aber auch hier nicht bekannt. In den Nordpynenäen fehlt schließlich der Muschelkalk, und Keuper greift auf Buntsandstein bzw. Paläozoikum über. Er enthält Gerölle von Buntsandstein, aber nicht von Muschelkalk. Nichts spricht dafür, daß der Muschelkalk hier an der Basis des Keupers aufgearbeitet sei, vielmehr dürfte er überhaupt nicht abgelagert worden sein. In der Mittleren Trias hat sich also die

Nordgrenze des katalanischen Sedimentationsbereiches nach Süden verlagert. Am kastilischen Ufer greift dagegen der Muschelkalk über den Sedimentationsbereich des Buntsandsteins hinaus (s. RICHTER & TEICHMÜLLER).

Die Obere Trias wird in Katalonien von roten und graugrünen gipsreichen Tonen vertreten. Reinere Kalke erscheinen in Gestalt kleiner Linsen von kaum 10 cm Durchmesser nur vereinzelt, so in Südkatalonien an der Straße Rasquera—Cardo. Zellenkalke und Zellendolomite sind dagegen den Tonen nicht selten eingeschaltet. Salzablagerungen, wie sie im südlichen Keltiberien und in den Ostpyrenäen weit verbreitet sind, scheinen in Südkatalonien zu fehlen. — Die Mächtigkeit des Keupers ist wegen der tektonischen Mobilität der Mergel und Gipse schwer zu bestimmen. Sie dürfte aber, annähernd konstant bleibend, zwischen 60 und 100 m liegen. Auch die Gesteins-Entwicklung bleibt überraschend gleichförmig.

Eine sandige Entwicklung des Keupers ist in der Nachbarschaft der Kastilischen und Zentralfranzösischen Masse vorhanden. Bei Tuchan in den östlichen Nordpyrenäen stellen sich sogar konglomeratische Einschaltungen ein. Auch in der Nachbarschaft der Ebro-Masse treten örtlich Glimmersandsteine auf, so bei Mas Rindoms und nordwestlich von Hospitalet. Sie sind mit braunroten Letten, ähnlich denen des Buntsandsteins, verknüpft. Diese Sandsteine und roten Letten vertreten bei Ejulve, Sierra de Mola, Capsanes (Falset), Tivisa und Rasquera die graugrünen gipsführenden Mergel. Man darf daher wohl die „rote“ Entwicklung des Keupers als Randfazies deuten, gebunden an die unmittelbare Nachbarschaft des aus der untertriadischen Zeit bekannten Hochgebietes. Offenbar war dieses auch während des Keupers ein Denudationsgebiet.

In der Oberen Trias Kataloniens sind Ophite weit verbreitet, aber auf den Bereich der graugrünen Mergelfazies beschränkt. In Keltiberien und in den Südpynäen sind die Ophite offensichtlich an die großen Becken der Buntsandsteinzeit gebunden. In den Nordpyrenäen und am Ebro treten sie aber auch in flachgründigen Gebieten auf.

Bei der Kartierung ergab sich, daß der Keuper von Südkatalonien reich an Ophiten ist. Es sind feinkörnige Olivindiabase mit typischer Ophittextur. Die Ophitlinsen erreichen hier meist nur eine Mächtigkeit von 5—10 m bei großer horizontaler Erstreckung. Zwischen Vandellos und Hospitalet ruhen die Ophite fast unmittelbar auf Muschelkalk. Sonst liegen sie direkt unter den Rättdolomiten (ähnlich wie in den Iberischen Ketten). — Die Kontaktmetamorphose ist sehr schwach. Einige Ophitlinsen sind intrusiv, da sie Apophysen ins Nebengestein senden. Solche sind an der Straße Rasquera—Benifallet aufgeschlossen. Nirgends

durchbrechen die Ophite die Rät-Dolomite. Bei Miravete fand sich unter einem Ophit eine Bank mit Kalkbrocken und einem Ophitgeroll. Und da auch an der Straße Rasquera—Benifallet Keupergipse mit Mandelsteinen wechsellagern, dürften die Grünen Gesteine im Keuper Südkataloniens ausschließlich der Obertrias angehören.

II. Die Entwicklung des katalanischen Sedimentationsraumes im Rät und Jura.

Im Rät drang abermals das Meer in den katalanischen Sedimentationsraum ein. Zellendolomite („Carñiolas“) wurden abgelagert. Ihre Mächtigkeit bleibt sich überraschend gleich (100 bis 120 m). Im Hangenden gehen die Dolomite in gut gebankte Kalke über, in denen sich vereinzelt Fossilien des Unteren Lias gefunden haben. Auch der Mittlere Lias ist vorwiegend kalkig entwickelt. Im Oberen Lias sind die Sedimentationsverhältnisse sehr gleichförmig. Er ist vorwiegend mergelig und fossilreich. Er ist in den Pyrenäen, Südkatalonien und Keltiberien in gleicher Entwicklung und Mächtigkeit (30 m) zu verfolgen.

Erst im Dogger beginnt die Fazies sich zu differenzieren. Im Pyrenäen-Trog wurden dunkle bituminöse Dolomite in einer Mächtigkeit von 50 m sedimentiert, die Bajocien und Bathonien vertreten sollen. Mit ihnen fand die Sedimentation des marinen Jura im Pyrenäen-Trog ihren Abschluß. Auf eine schmale Binnensenke sind die Ablagerungen des Kimmeridge vom Montsech beschränkt. In Keltiberien und im südlichen Katalonien wurden im Kimmeridge dagegen noch marine dolomitische Kalke abgelagert.

Eine regional-fazielle Gliederung¹³⁾ des höheren Juras in Keltiberien und Katalonien ist nicht möglich. Aber die Mächtigkeiten sind verschieden. So erreicht der höhere Jura am Tosa del Rey westlich Tortosa eine Gesamtmächtigkeit von 300 m. Er gliedert sich hier folgendermaßen:

Hangendes: Unterkreide

200 m dolomitische Kalke mit Ammoniten des Kimmeridge

120 m gut gebankte bis feinschichtige Kalke mit *Garantiana*, *Parkinsonia*, *Oppelia*, *Perisphinctes*, *Aspidoceras* (Bathonien bis Séquan)

30 m braunverwitternde, eisenreiche Mergel und Mergelkalke mit reicher Fauna (Oberlias bis Bajocien)

80 m gebankte Kalke mit *Polymorphites jamesoni* und *Amaltheus margaritatus* (Unterer und Mittlerer Lias)

100 m Dolomite (Rät)

Liegendes: Keupertone.

¹³⁾ BATALLER hat den Jura Südkataloniens faunistisch gegliedert und die wichtigsten Ammonitenzonen vom Mittleren Lias bis zum Kimmeridge nachgewiesen.

Ähnliche Mächtigkeit erreicht der tiefere Malm in Valencia und den Balearen. Dagegen sinkt seine Mächtigkeit im nördlichen Keltiberien auf ca. 50 m herab.

III. Die Entwicklung des katalanischen Sedimentationsraumes in der Kreide.

a) An der Grenze Jura—Kreide

(s. Taf. 4, Fig. 3).

Nach dem Kimmeridge zieht sich das Meer aus dem katalanischen Sedimentationsraum größtenteils zurück. Aber während im Pyrenäen-Trog an der Grenze Jura—Kreide Sedimentationen überhaupt nicht erfolgten, entstanden im Keltiberischen Trog am Fuß des kastilischen Hochgebietes und der Ebro-Masse kontinentale bis brackische Ablagerungen. Bunte Tone, Lignite, mergelige und oolithische Kalke sowie weiße Sande mit nußgroßen Quarzgeröllen und Phosphoritknollen an der Basis (Aguaviva) bildeten sich als eine „Wealden“-fazies¹⁴.

Im Süden erreicht dieser „Wealden“ bei Morella eine Mächtigkeit von über 300 m. Hier stellen sich auch marine Sedimente ein und die Mergel und Austernbänke herrschen sogar gegenüber den Ligniten und Kaolin-Sanden vor. In der Südkatalanischen Tafel nimmt die Mächtigkeit des Wealden ab. So beträgt sie südlich Peñaroya nur noch 150 m. Austern-Kalke sind selten geworden. Stattdessen werden Einschaltungen von Kaolin-Sanden häufiger. Südlich Beceite ist der Wealden nur noch 75 m mächtig. Marine Kalke fehlen dort fast völlig. Zahlreiche lignitische Lagen erscheinen, die 4,5 km südsüdöstlich Herbés und bei Beceite abgebaut wurden. An der Basis stellen sich konglomeratische Bohnerze ein. Noch weiter nordöstlich keilt der Wealden allmählich aus; hier ist er nur noch in einzelnen konglomeratischen Bohnerz-Linsen von 10—30 m Mächtigkeit unter der übergreifenden marinen Unterkreide entwickelt.

Es ergibt sich somit aus den Fazies- und Mächtigkeitsänderungen des Wealden ein Hochgebiet im Norden des Keltiberischen Troges, das mit der Ebro-Masse der Triaszeit offenbar identisch ist.

Auf den Balearen und in Valencia dauert die marine Sedimentation an der Grenze Jura—Kreide an.

14) Sie vertritt im wesentlichen Portland—Barrême. Bei Fredes (in Südkatalonien) verzahnen sich kontinentale „Wealden“-Tone und Sande noch mit marinen Kalken des Unteren Apt.

b) Im Apt und Alb

(s. Taf. 4, Fig. 4).

Im unteren Apt wurde Katalonien erneut vom Meer überflutet. In den Pyrenäen entstand zwischen der Ebro-Masse im Süden und der Zentralfranzösischen Masse im Norden eine Geosynklinale, in der die höhere Unterkreide Mächtigkeiten von > 1000 m erreicht. Sie wurde durch eine Zwischenschwelle gegliedert, die in den östlichen Nordpyrenäen unter anderem im Übergreifen des Apts bis auf Paläozoikum zum Ausdruck kommt.

Am Rande der Ebro-Masse und des zentralfranzösischen Hochgebietes entstanden im Apt massive Requienienkalke und örtlich auch Kalksandsteine. Sie verzahnen sich beckenwärts mit mächtigen Orbitolinenmergeln. — In den mittleren Pyrenäen keilt das Apt nach Misch in Richtung auf die Ebro-Masse aus. Das Alb greift dort mit geringmächtigen Sanden und Ligniten randwärts auf ältere Horizonte über. Beckenwärts vertreten sandige cephalopodenführende Mergel das Alb. Mit Annäherung an die Zentralfranzösische Masse nimmt der Sandgehalt im Alb wieder zu und gleichzeitig die Mächtigkeit ab.

In den südkatalanischen Sedimentationsraum drang das Meer allmählich ein. Bei Fredes verzahnen sich Requienienkalke des Unteren Apts, die *Douvilleiceras martini* D'ORB. enthalten, mit bunten festländischen Sanden und Tonen. In den inneren Teilen des Keltiberischen Troges ist das Apt wie im Pyrenäen-Trog vorwiegend als Orbitolinen-Mergel entwickelt. Es erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 300 m. Am Rande der Ebro-Masse ist es dagegen sandig-mergelig und stark eisenschüssig. Seine Mächtigkeit fällt bei Alcorisa rasch auf 10 m. Das Apt greift hier unmittelbar auf Jura über. — Weiter im Nordosten stellen sich bei Beceite randwärts massive Requienienkalke ein.

Im Oberalb können in Nordostspanien drei Entwicklungen unterschieden werden, nämlich

1. die kontinentale Fazies mit Kaolinsanden, Bauxiten und Steinkohlen,
2. die litorale Fazies mit Sanden, Mergeln und Austerbänken,
3. die neritische Fazies mit cephalopodenführenden Mergeln.

Die kontinentale Fazies des Oberalbs („Utrillas-Schichten“) ist auf den Südrand der Ebro-Masse und den Ostrand des kastilischen Hochgebietes beschränkt. Trogwärts werden marine Einschaltungen häufiger. Im Trog ruhen die Alb-Sande auf Apt-Kalken. Randlich greifen sie bis auf Jura über, gleichzeitig sinkt die Mächtigkeit von 40—50 m bei Peñaroya bis auf 20—30 m bei

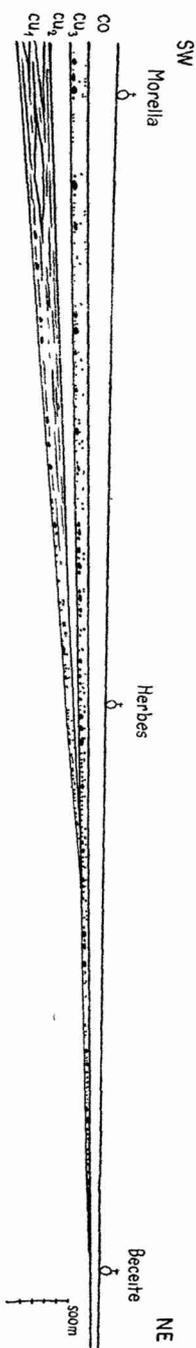


Abb. 28. Das Auskeilen der keltiberischen Unterkreide am Südrande der Ebro-Masse. cu 1 Wealden, cu 2 Apt, cu 3 Oberalb, co Oberkreide.

Fuentespalda. Bei Beceite keilt das Alb unter der übergreifenden Oberkreide aus¹⁵⁾.

c) In der Oberkreide

(s. Taf. 4, Fig. 5).

Vor der Ablagerung der Oberkreide wurden die Beckenränder des nördlichen und südlichen Pyrenäentrogos stärker aufgerichtet. Die Oberkreide, die in den Trögen ohne merkliche Schichtlücke auf dem Alb liegt, greift an den Beckenrändern infolgedessen auf ältere Horizonte — bis zum Paläozoikum — über. Gelegentlich ist sogar eine Winkeldiskordanz an der Basis der Oberkreide nachzuweisen.

Das Meer drang zuerst in die ständig sinkenden Tröge ein. Hier wurden vom Cenoman bis zum Maastricht mergelige Sedimente in einer Mächtigkeit von mehr als 1000 m abgelagert. Im Lauf der Oberkreide rückte das Meer allmählich gegen die randlichen Schwellengebiete vor. Am Fuß der Ebro-Masse und des zentralfranzösischen Hochgebietes stellt sich eine geringmächtige sandig-konglomeratische Randfazies mit einzelnen Linsen von Hippuritenkalk ein.

Im Keltiberischen Trog werden die Oberkreide-Kalke bis 500 m mächtig. Randlich sinkt auch hier die Mächtigkeit, so z. B. nördlich Herbés und bei Mas de las Pubillas auf 80 m, bei Fuentespalda auf 75 m und bei Valderrobres auf 30 m. Eine Faziesänderung ist aber nicht erkennbar. Es ergibt sich also, daß die Ebro-Masse in der Kreide immer wieder aufsteigt und

15) Zwischen Pinell und Prat de Compte liegen geringmächtige Kalke auf bunten Tonen. Sie wurden gelegentlich als Oberkreide über Oberalb-Sanden angesprochen. Jedoch fanden wir in den Kalken Planorben und Limnaeen, die auf alttertiäres Alter dieser Sedimente hinweisen.

der Keltiberische Trog immer tiefer und tiefer sinkt. In einem Profil von Morella nach Beceite können diese Bewegungen fast schrittweise verfolgt werden (s. Abb. 28).

d) Im Dan und Paleozän

(s. Taf. 4, Fig. 6).

Im Dan und Paleozän sank der Pyrenäen-Trog weiter ab. 400 m mächtige Konglomerate, Sandsteine und bunte und graue Mergelkalke (mit Süßwasser-Fossilien) wurden abgelagert. Diese Sedimente verzahnen sich westwärts mit Operculinen-Kalken. Gelegentlich drang also das Meer von Westen her in den östlichen Pyrenäen-Trog ein. — Der Sedimentationsraum ist größer geworden. So greifen Dan und Paleozän im Norden auf das Grundgebirge des Massivs von Mouthoumet und im Süden auf die Schwelle des Ampurdan über.

Im Keltiberischen Trog ist nur örtlich limnisches Dan nachgewiesen worden.

Ergebnis:

Die Gliederung des katalanischen Sedimentationsraumes im Mesozoikum

(s. Abb. 48 u. Taf. 4).

Die Grenze von Land und Meer hat sich im katalanischen Raum im Mesozoikum oft verlagert. Aber die Gebiete der mächtigen Ablagerungen, gleichviel ob kontinentaler oder mariner Entwicklung, blieben annähernd die gleichen, nämlich der Pyrenäen-Trog im Norden und der Keltiberische Trog im Süden. In beiden Trögen erreichen die mesozoischen Sedimente eine Mächtigkeit von 2500—3000 m. In beiden Trögen stellen sich Grüne Geosynklinalgesteine ein. Der Keltiberische und Pyrenäische Trog werden durch ein flachgründiges Schelfgebiet des Balearischen Troges verbunden, das wir die „Katalanische Platte“ genannt haben. Die großen Sedimentationsräume werden von drei großen Denudationsgebieten begrenzt; nämlich der Kastilischen Masse, der Ebro-Masse und der Zentralfranzösischen Masse. In ihrer Nachbarschaft ist das Mesozoikum lückenhaft entwickelt, geringmächtig, vorwiegend klastisch und reich an kontinentalen Einschaltungen.

B. Das Alter der Faltung und die Entstehung des Ebro-Beckens.

I. Die laramischen Bewegungen und die Anlage des nordöstlichen Ebro-Beckens in Eozän.

Im Pyrenäen-Trog ruht das Eozän auf Dan und Paleozän. An den Beckenrändern greift es bis auf das Grundgebirge über, so am Südrande der Zentralfranzösischen Masse, am Nordrande der Ampurdan-Schwelle und im Bereich der Zentralpyrenäischen Schwelle. Die voreozänen Bewegungen haben auch die alte Ebro-Masse noch einmal kräftig herausgehoben. Während nämlich im Süden bei Barcelona noch Unterkreide erhalten ist, greift das Eozän im Norden, im Montseny, auf Paläozoikum über (s. Abb. 29). Im Eozän wird die Bewegungstendenz umgekehrt: Die Ebro-„Schwelle“

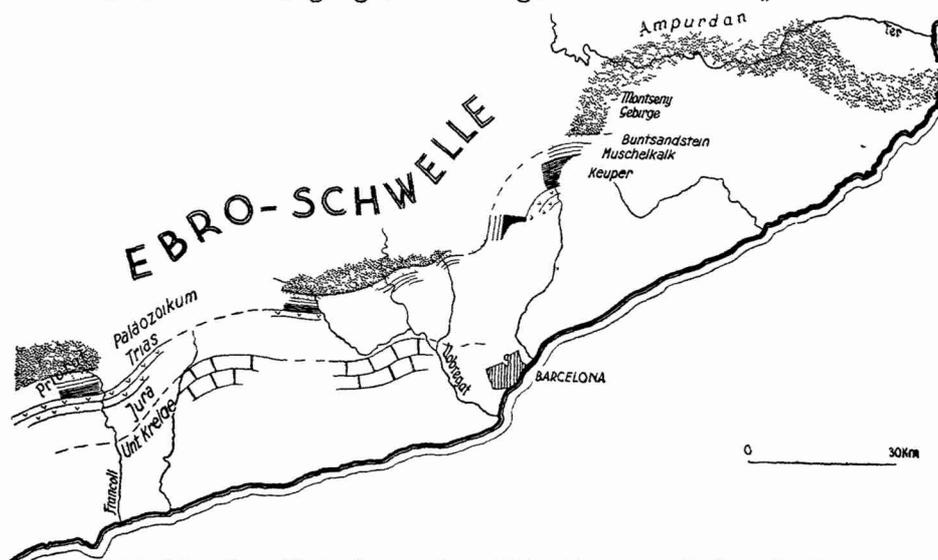


Abb. 29. Das Unterlager des Alttertiärs am Südrande der Ebro-Schwelle

sinkt und wird zum Ebro-„Becken“, das Sedimentationsgebiet der Katalanischen Platte dagegen zum Denudationsgebiet. Der Beckenrand des Eozäns fällt dabei annähernd mit dem Rande des prä-eozänen Hochgebietes zusammen.

Wie der Beckenrand im Eozän vom Pyrenäen-Trog zum Vorlande wandert, verlagert sich auch das Zentrum der Senkung nach außen; denn die größte Eozän-Mächtigkeit (> 1000 m) liegt nicht in der Mitte, sondern am Südrande des mesozoischen Südpyrenäen-Troges. Und zwar schreitet die Senkung allmählich nach

Süden fort. Das Untere Eozän erreicht seine größte Mächtigkeit (300 m) noch annähernd im Raum des garumnischen Troges. Aber in mittellutetisch-bartonischer Zeit verlagerte sich das Trogtiefste bereits südwärts. Dort erst werden diese Horizonte 5—600 m mächtig. Auf diesen Raum sind auch die salinaren Sedimente beschränkt, die an der Grenze Barton-Lud ausgeschieden wurden.

In den Nordpyrenäen fanden analoge Bewegungen statt, indem auch dort der Trog sich gegen das Vorland verlagerte. Das ehemalige Schwellengebiet von Carcassonne beginnt im Unteren Eozän rasch zu sinken und wird bald zum Trogtiefsten.

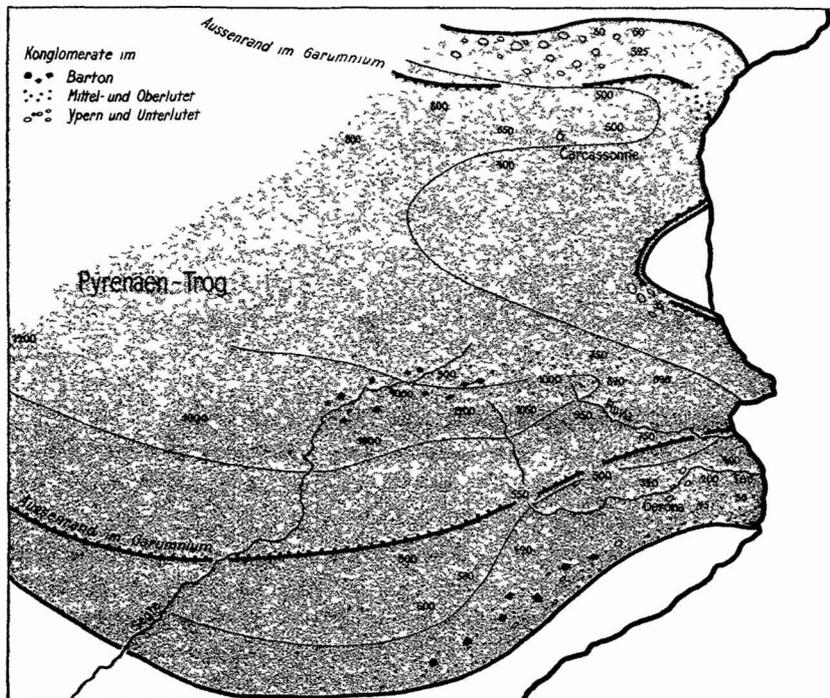


Abb. 30. Die Erweiterung des garumnischen Sedimentationsbereiches im Eozän.

Grau der Sedimentationsbereich im Eozän. Die Zahlen geben die Gesamtmächtigkeit des Eozäns an.

Die Verlagerung der Senken in Richtung auf das Vorland ist nicht als Vortiefenbildung im engeren Sinne aufzufassen; denn stärkere voreozäne Faltungen haben in den Innenzonen nicht stattgefunden. Erst im Eozän beginnen sich die Zentralpyrenäen aufzuwölben: So ist eine grobkonglomeratische Randfazies an der

Zentralpyrenäen-Schwelle im tieferen Eozän auf den äußersten Osten der Pyrenäen beschränkt. Im mittleren und höheren Eozän läßt sich die Geröllzufuhr von der Zentralpyrenäischen Schwelle schon bis zum Llobregat, — die Sandschüttung bis über den Segre hinaus nach Westen verfolgen. Dabei beginnen zwischen Ter und Fluvia die klastischen Einschwemmungen bereits mit dem Mittel-Intet, während sie westlich des Ter auf das Barton beschränkt sind. Im höchsten Eozän (Lud) werden in den ganzen Bereich der Südpynäen Konglomerate von den Zentralpyrenäen geschüttet. Die Zentralpyrenäen-Schwelle ist also während des Eozäns epirogen emporgestiegen. Die Aufwölbung begann im Osten und setzte sich allmählich nach Westen fort (s. Abb. 30).

II. Die pyrenäische Faltung und die Ausgestaltung des Ebro-Beckens im Oligozän.

Die mittleren Südpynäen zwischen Segre und Cinca (vgl. MISCHE) sind voroligozän gefaltet worden, ebenso der größte Teil der Nordpyrenäen. Das Oligozän ist dort, wo es übergreift, konglomeratisch entwickelt. Es überdeckt ein stark zertaltes Relief. Auch die inneren Zonen der östlichen Südpynäen sind vor dem Oligozän gefaltet worden (s. Abb. 43). Denn das Oligozän greift z. B. in der Sierra del Guixes und in der Sierra de Castella auf gefaltete Oberkreide über (vgl. Taf. 5). Am Südrande der Pyrenäen liegt dagegen das Oligozän zwischen Berga und Oliana konkordant auf dem höchsten Eozän. Das Oligozän ist dort mergelig-gipsig, also in Beckenfazies entwickelt.

Auch am Ostrand des Ebro-Beckens gehen Eozän und Oligozän allmählich ineinander über. Hier stellen sich im Oligozän grobe Konglomerate ein. Sie stoßen in großen Schuttfächern weit ins Ebro-Becken vor (s. Abb. 45). Beckenwärts schalten sich mehr und mehr Tone zwischen die auskeilenden Konglomeratbänke ein. Im Beckeninnern entstanden Gipse und — in den höheren Horizonten — Lignite. Die einzelnen Flöze werden 80 cm dick. Die flözführende Serie ist in einer Mächtigkeit von 2—300 m an der Einmündung des Segre in den Ebro aufgeschlossen. Im Hangenden stellen sich immer mehr Süßwasserkalke ein. In diesen Schichten sind die bekannten unteroligozänen Wirbeltierfaunen von Calaf und Tarréga gefunden.

In den nördlichen Sierrren der Niederaragonischen Ketten ruht das Oligozän auf Jura, während im Süden und im Osten noch Oberkreide erhalten ist. Östlich der Ciurana greift das Oligozän

in Richtung auf das Ebro-Becken nacheinander auf Keuper, Muschelkalk und Buntsandstein, schließlich sogar auf Grundgebirge über.

Die salinaren Sedimente des Oligozäns ruhen am Nordrande des Priorat unmittelbar auf Paläozoikum¹⁶⁾. Das Oligozän wird hier 6—800 m mächtig. Nach Südwesten sinkt die Mächtigkeit auf 600 m am Canaleta herab. Hier stellen sich bauxitähnliche bunte Tone und Süßwasserkalke an der Basis des Oligozäns ein. Die Gipse lassen sich etwa bis Horta verfolgen. Bei Beceite ist das Oligozän nur noch höchstens 200 m mächtig. Salinare Sedimente fehlen hier. Dafür stellen sich Sande und Konglomerate ein. Diese klastische Fazies des Oligozäns läßt sich über Alcorisa hinaus nach Westen verfolgen. Gipse stellen sich erst wieder bei Montalban über einer konglomeratischen Folge ein. FALLOT & BATALLER fanden in den gipsführenden Mergeln Wirbeltierreste des Stamp.

Die konglomeratische Entwicklung des Oligozäns bei Montalban und Alcorisa läßt darauf schließen, daß wenig südlich der Süd-Rand des oligozänen Ebro-Beckens lag.

III. Die savisch-steirische Faltung und die Entwicklung des Ebro-Beckens im Miozän.

Die oligozänen Konglomerate, die in den Südpirenäen diskordant das gefaltete Mesozoikum überlagern, sind oft über älteren Sätteln posthum noch schwach aufgewölbt worden (s. Abb. 31).

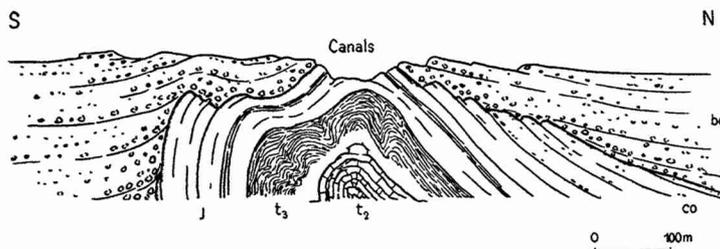


Abb. 31. Oligozäne Konglomerate begraben bei Canals (Südpirenäen) einen älteren Sattel, der durch die voroligozäne Denudation herauspräpariert war. Die Konglomerate sind posthum noch ganz schwach aufgewölbt worden.

t 2 Muschelkalk; t 3 Keuper; j Jura; co Oberkreide.

16) Konglomerate fehlen hier an der Basis fast ganz. Vielmehr ruhen auf dem Paläozoikum, das bis zu einer Tiefe von 10 m stark zersetzt und gerötet ist, wenig umgelagerte Verwitterungsprodukte. Darüber stellen sich gleich Gipse und rotliche knollige Kalke und Mergel ein, die mit roten Tonen wechsellagern. Die Gipse sind bei Uldemolins reich an Opal, der in Linsenform, aber auch auf

Zu einer eigentlichen postoligozänen Faltung kam es aber nur am Südrande der Pyrenäen. Dort wurden neue Ketten dem Gebirge angegliedert (s. Abb. 43). Das Oligozän ist in diesen Zonen noch bis zur Senkrechten aufgerichtet. Zur Frage des genaueren Alters der Anfaltung ist auszusagen, daß zwischen Segre und Llobregat jüngere Konglomerate über aufgerichtetes Oligozän übergreifen. Auch in den Nordpyrenäen ruhen jüngere Konglomerate diskordant auf einem älteren Faltenbau, in den noch Oligozän einbezogen ist. Die Konglomerate gehören in den Nordpyrenäen dem Unteren Burdigal¹⁷⁾ an. Vielleicht ist auch die Faltung in den Südpynäen vorburdigalisch.

Am Südrande des Ebro-Beckens setzen sich die miozänen Sedimente ebenfalls aus roten Konglomeraten und Sandsteinen, Süßwasserkalken und gipsführenden Mergeln zusammen. Die ganze Folge ist kontinental entwickelt. Sie erreicht bei Alcorisa und Horta eine Mächtigkeit von mehr als 1300 m, bei Camposines sogar von mehr als 1500 m.

Fazies. Wie das Oligozän, so ist auch das Miozän am Beckenrande konglomeratisch, im Beckeninnern dagegen mergelig-gipsig. Die Verzahnung beider Fazies ist bei Valderrobres besonders klar erschlossen (s. Abb. 32). Am Fuß der Niederaragonischen Ketten besteht das

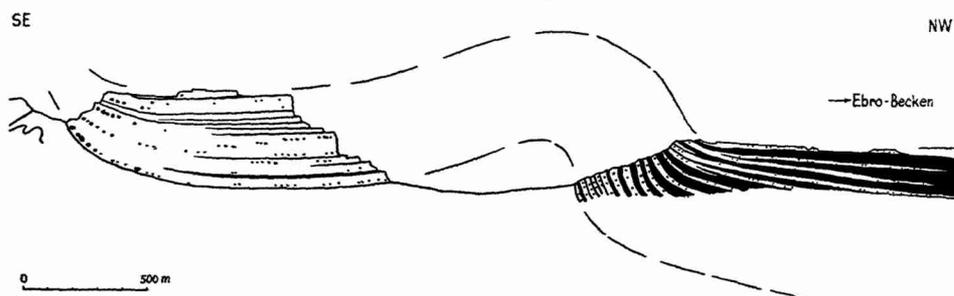


Abb. 32. Verzahnung von Rand- und Beckenfazies des Miozäns südöstlich von Valderrobres.

Punktiert grobklastische Randfazies; schwarz tonig-mergelige Beckenfazies. Man beachte die Zunahme der Mächtigkeit beckenwärts.

Miozän fast nur aus Fanglomeraten. Beckenwärts nimmt die Sedimentmächtigkeit rasch zu. Immer neue Konglomeratbänke stellen sich ein. Dabei sinkt die Geröllgröße. Am Beckenrand

Klüften aufsetzt. Es ist auffallend, daß das kontinentale Tertiär der spanischen Meseta überall dort reich an Kieselsäureausscheidungen ist, wo das Tertiär auf paläozoische Grauwacken und Schiefer übergreift.

17) Molasse von Armagnac (BLAYAC 1930).

herrschen Blockpackungen vor. Die „Gerölle“ sind kaum kantengerundet. Ihr Durchmesser erreicht 1 m und mehr. 3 km vom Beckenrand entfernt sind die Gerölle gerundet. Sie werden maximal noch 0,25 m lang. In 5 km Entfernung herrschen faustgroße Gerölle vor. 10 km vom Beckenrand entfernt sind die Gerölle nur noch faustgroß und bereits stark mit Kalk umkrustet. Beckenwärts nimmt das kalkige Bindemittel überhand. Aus den Konglomeraten werden geröllführende Kalke. Außerdem erscheinen Tonmittel. Sie schwellen zum Ebro-Becken mehr und mehr an und verdrängen die klastischen Einschaltungen. Schon in einer Entfernung von 8—10 km vom Beckenrande keilen die meisten Konglomeratbänke aus. Und auch die Sandsteine treten gegenüber den Tonen und Gipsmergeln stark zurück. Nur einzelne schrägeschichtete Sandsteine (mit Erosionsdiskordanzen an der Basis) lassen sich weit ins Becken hinein bis Calaceite verfolgen. Es sind wohl Flußablagerungen.

In ähnlicher Weise verzahnen sich Rand- und Beckenfazies bei Horta, Prat und Gandesa. Jedoch schwellen die Konglomerate nur an wenigen Punkten auf über 600 m an (Ermita östlich von Horta und Solana westlich von Prat). Oft sinkt die Mächtigkeit auf 300 m und weniger herab, wie 6 km SSW Gandesa. Dann reicht die tonig-mergelige Fazies bis nahe an den Beckenrand heran. Es sind offenbar Stellen, die zwischen den Deltakegeln der einmündenden Flüsse ausgespart blieben.

Das Miozän läßt sich am Südrande des Ebro-Beckens in zwei Gliederung. Abteilungen gliedern. Eine ältere Serie ist mitgefaltet, eine jüngere greift diskordant über.

1. Die ältere konglomeratische Serie überlagert in der nördlichen Randzone der Niederaragonischen Ketten konkordant die oligozänen Gipsmergel. Eine Abgrenzung ist im allgemeinen durch das plötzliche Auftreten grober Konglomerate über den salinaren Sedimenten des Oligozäns möglich. In den inneren Teilen der Ketten greifen dieselben Konglomerate aber diskordant auf gefaltetes Mesozoikum über (so bei Mas de las Matas, am Rio Bergantes, zwischen Ortells und Zorita, südwestlich Peñaroya, südlich Beceite und westlich Benifallet). Doch auch hier sind die Konglomerate noch von einer jüngeren Faltung betroffen worden. Die erste Faltung der inneren Zone ist somit älter als die Ablagerung dieser Konglomerate.

2. Die jüngere konglomeratische Serie liegt in der nördlichen Randzone der Niederaragonischen Ketten konkordant auf der

älteren Serie. Diese (äußere) Zone erstreckt sich von Alcorisa über Calanda, Valderrobres und Horta nach Gandesa. Die Faltung hat hier erst nach der Ablagerung der jüngeren Konglomerate eingesetzt. In den inneren Teilen greift das jüngere Konglomerat diskordant auf die älteren Konglomerate über (wie z. B. südlich Alcorisa, bei Mas de las Matas, Zorita, Herbés und Pinell). Das jüngere Konglomerat ist hier nicht mehr wesentlich gestört. Die Faltung der inneren Ketten war also bereits vor Ablagerung der jüngeren Konglomerate abgeschlossen.

Somit lassen sich in den Niederaragonischen Ketten drei Faltungen nachweisen, die sich räumlich folgendermaßen verteilen:

Süden		Norden
Innere Zone		Äußere Zone
Jüngere Konglomerate	~~~~~ Jüngere Konglomerate	~~~~~ Jüngere Konglomerate
~~~~~ Ältere Konglomerate	~~~~~ Ältere Konglomerate	~~~~~ Ältere Konglomerate
~~~~~ Mesozoikum	Oligozäne Gipsmergel	Oligozäne Gipsmergel

Über das genauere Alter der beiden konglomeratischen Serien lassen sich nur Vermutungen aussprechen. Sie sind jedenfalls jünger als die oligozänen Gipsmergel und gehen beckenwärts in die gipsführenden Schichten des nördlichen Ebro-Beckens über, die seit langem ins Miozän gestellt werden. Die beiden Schichtfolgen seien daher vorläufig als „Altmiozän“ und „Jungmiozän“ bezeichnet. Die ältere Faltung könnte somit der savischen Phase angehören, und die intramiozäne Faltung könnte der steirischen Phase entsprechen.

Das Wandern der Faltung. Wir haben gesehen, daß sich die junge Orogenese vorwiegend am Rande des heutigen Ebro-Beckens ereignet hat, während die älteren Orogenesen auf die südlichen Sierren der Niederaragonischen Ketten beschränkt sind. Die Faltung ist also beckenwärts gewandert und hat einem älteren Gebirge am Beckenrand neue Falten angegliedert. Klar kommt dieses Wandern der Gebirgsbildung in den Profilen der Abb. 33 zum Ausdruck.

Dieselben jungmiozänen Konglomerate, die in den Barrancos (Prof. a) in konkordantem Verbande mit dem Altmiozän und Oligozän steil aufgerichtet sind, liegen in der Region „Erxites“ diskordant auf verschupptem Altmiozän und Mesozoikum. — Ebenso ist es südlich von Horta (Prof. b). Dort sind die mächtigen Jungmiozän-Konglomerate der Ermita konkordant mit dem älteren Tertiär aufgefaltet worden, während sie bei Punkt 1013 diskordant auf Mesozoikum übergreifen. — In gleicher Weise lagern sich Altmiozän und Jungmiozän bei der Mas de las Pubillas (Prof. c) an die Schichtstufen des gefalteten Mesozoikums an,

obwohl wenig nördlich das Altmiozän noch konkordant auf dem Oligozän liegt. — Nördlich der Fuentespalda (Prof. d) sind Alt- und Jungmiozän konkordant mit dem Alttertiär verbunden. An den Peñas de Masmut greift das Altmiozän aber schon fast bis auf Mesozoikum über und an der Tosa ruht das Jungmiozän auf einem fertigen Sattel. — Dasselbe Bild vom Wandern der Faltung ergibt sich schließlich auch an der Ginebrosa-Achse (Prof. e): im Norden ist das Altmiozän konkordant mit dem Oligozän gefaltet und auch das Jungmiozän noch überschoben worden; im Süden greift das Jungmiozän auf das gefaltete Mesozoikum über.

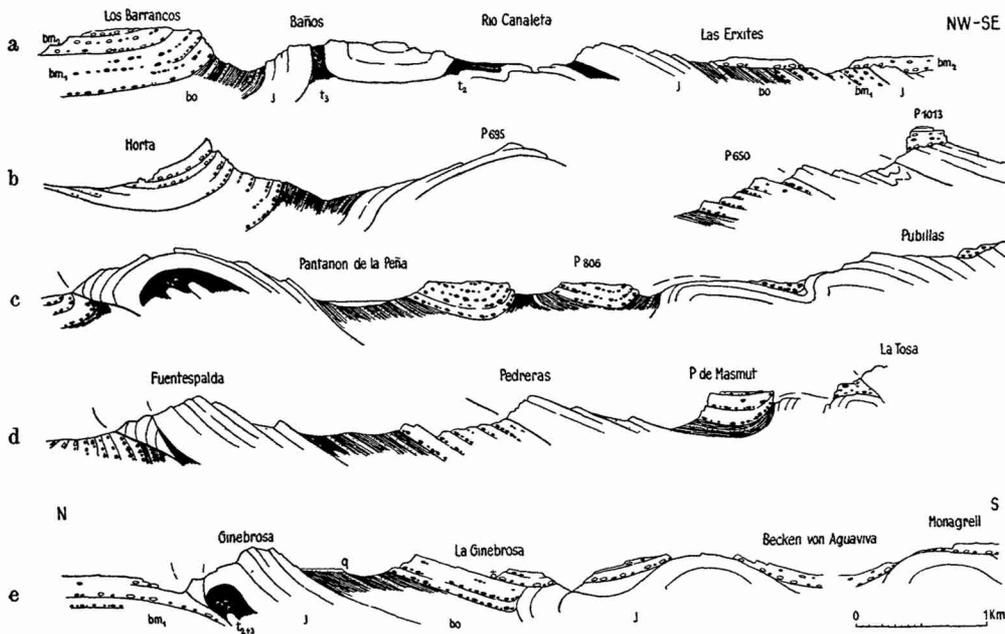


Abb. 33. Das Wandern der Faltung am Südrand des Ebro-Beckens. t 2 Muschelkalk; t 3 Keuper; j Rat + Jura; bo Oligozän; bm 1 Altmiozän; bm 2 Jungmiozän; q Quartär.

Zwischen Gandesa und Peñarroya sind also die Schuttalagerungen eines älteren Gebirges aufgefaltet und den bereits bestehenden Ketten angegliedert worden. Dabei hat sich die Orogenese nicht ausschließlich auf den Beckenrand beschränkt. Denn auch in den inneren Ketten ist das Jungmiozän nicht ganz ungestört geblieben. So ist es im Becken von Aguaviva (s. Abb. 33e) noch leicht gefaltet und an der Tosa bei Peñarroya steil von Jurakalken überfahren. Aber der Bereich der großen tektonischen Bewegungen hat sich zum Ebro-Becken verlagert.

Wo alte und junge Faltungen dasselbe Gebiet betroffen haben, läßt sich die Frage nach der Posthunität der jüngeren Bewegungen beantworten. Ein solches Gebiet ist z. B. die Umgebung von Al-

Die Posthunität der jüngeren Bewegungen.

corisa (s. Abb. 34). Vormiozäne Bewegungen falteten hier die Schichten der Unteren Kreide zu einem Sattel auf. Die Denudation präparierte die festen Urgon-Kalke aus den lockeren Sanden des Oberen Albs heraus. Am Fuß des Kalkrückens sammelten sich Fanglomerate. Schließlich ertrank der ganze Urgon-Sattel im

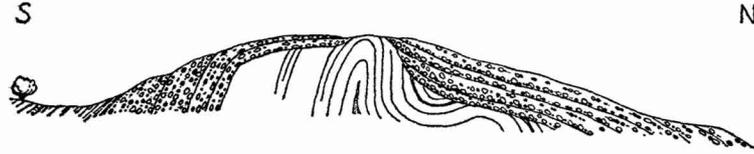


Abb. 34. Posthume Aufwölbung eines Sattels.
1,5 km südlich von Mas de las Matas an der Fuente del Lobo,
(s. TEICHMÜLLER 1933, Abb. 3).

Schutt. Nun setzten jüngere Bewegungen ein. Sie richteten das Jungtertiär an den Flanken des alten Gewölbes bis zu 60° und mehr auf, während die Urgon-Kalke zu einem isoklinalen Sattel (mit Wealden im Kern) zusammengestaucht wurden. Die Posthumität der Bewegungen ist hier sehr klar erschlossen.

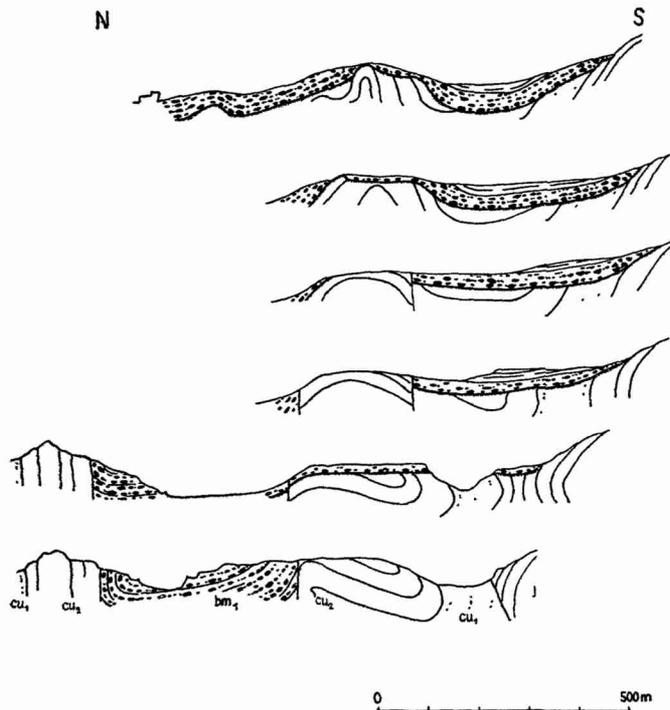


Abb. 35. Profile durch die Achse von Abenfigo-Aguaviva.
j Jura; cu 1 Wealden; cu 2 Apt; bm 1 Altmiozän.

Abb. 35 zeigt weitere Profile der gleichen Sattelzone, aber die Posthumität der Bewegungen ist hier nicht mehr so deutlich. Zwar blieben auch bei der jüngeren Orogenese die Hebungszonen annähernd dieselben, jedoch wurden die Sättel zu Horsten, die Mulden zu Gräben umgestaltet.

Auch bei Alcorisa selbst (s. Abb. 36) ist die Posthumität nicht auf den ersten Blick erkennbar. Das Jungmiozän greift hier über

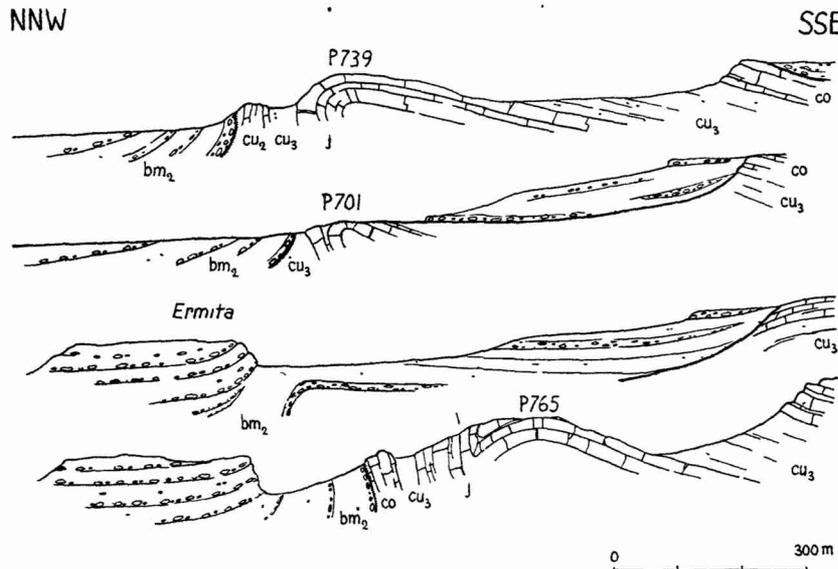


Abb. 36. Die Lagerung des Jungmiozäns südlich von Alcorisa.
j Jura; cu 2 Apt; cu 3 Oberalb; co Oberkreide; bm 2 Jungmiozän.

einen Sattel von gefaltetem Mesozoikum hinweg. Bereits vor Ablagerung des Jungmiozäns war der Sattel soweit denudiert wie heute. Die alten Formen sind vom übergreifenden Tertiär konserviert worden. Die festen Kalke der Oberkreide bildeten eine Schichtstufe über den lockeren Sanden des Albs. An diese Lehne lagerte sich das Jungmiozän an, zunächst der Abhangsschutt der Oberalb-Sande und der Oberkreide, späterhin Geröllmassen aus der weiteren Umgebung. Die flache Neigung der jungmiozänen Schichten ist hier nicht die Folge tektonischer Kippung, sondern entspricht der ursprünglichen Schüttung. Die Ginebrosa-Achse scheint somit bei Alcorisa zunächst ausschließlich prä-jungmiozänen Alters zu sein. Aber dieselben „posttektonischen“ Sedimente, die im Süden ungestört den fertigen Faltenbau überlagern, sind am Fuß des nördlichen Sattelflügels steil aufgerichtet. Das Scharnier ist klar

aufgeschlossen. Es haben also auch postmiozäne Bewegungen an der Auffaltung der Ginebrosa-Achse bei Alcorisa wesentlichen Anteil gehabt. Sie versteilten den nördlichen Sattelflügel bis zur Überkippfung (Oberkreide-Kalke südwestlich von Alcorisa). In einem Sammelprofil (s. Abb. 37) sind diese Verhältnisse veranschaulicht.

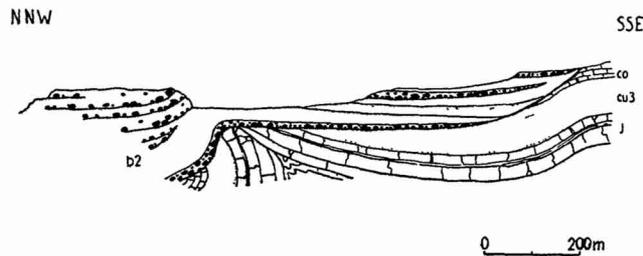


Abb. 37. Die posthume Anfaltung des Jungmiozäns an die Ginebrosa-Achse bei Alcorisa.

(Vgl. TEICHMÜLLER 1933, Abb. 4 unten).

j Jura; cu 3 Oberalb; co Oberkreide; b 2 Jungmiozän.

In gleicher Weise ist das Jungmiozän bei Calanda (Abb. 38) am nördlichen Flügel des Calanda-Sattels posthum bis zur Senkrechten aufgerichtet worden. Die Diskordanz unter dem über-

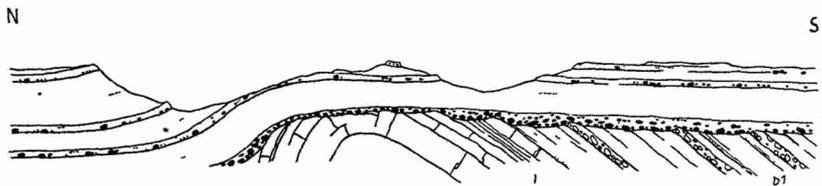


Abb. 38. Die posthume Anfaltung des Jungmiozäns an die Calanda-Achse (5,5 km südöstlich von Calanda).

(Vgl. TEICHMÜLLER 1933, Abb. 4 oben).

j Jura; b 1 älteres Tertiär; b 2 Jungmiozän.

greifenden Jungmiozän ist bei Calanda und Alcorisa auf dem nördlichen Sattelflügel nicht wesentlich größer als auf dem Südflügel. Der Ginebrosa- und Calanda-Sattel war also zunächst annähernd symmetrisch gebaut, und erst später wurden die nördlichen Sattelflügel versteilt und zum Teil zu Liegendschenkeln umgestaltet, während die südlichen als flache Hangendschenkel relativ ungestört blieben.

Ein Schulbeispiel für die Posthunität der Bewegungen veranschaulicht Abb. 39. Altmiozän liegt hier konkordant auf dem Oligozän. Aber die konglomeratische Randfazies des Altmiozäns

zeigt, daß wenig südlich zur Altmiozänzeit Mesozoikum bereits frei lag und seinen Detritus nach Norden schüttete. Nach dem Altmiozän setzten orogene Bewegungen ein. Die altmiozänen Sedimente wurden an das Hochgebiet im Süden angefaltet und z. T. denudiert, so daß das Jungmiozän bis auf den Jura des Sattelkernes übergreifen konnte. Im Jungmiozän lag der sedimentliefernde Beckenrand wieder wenig südlich. Der jungmiozäne Schuttfächer wurde dann in jüngerer Zeit noch am Jura-Sattel aufgebogen. Über dem Sattelkern (auf der Camiseta) liegt das

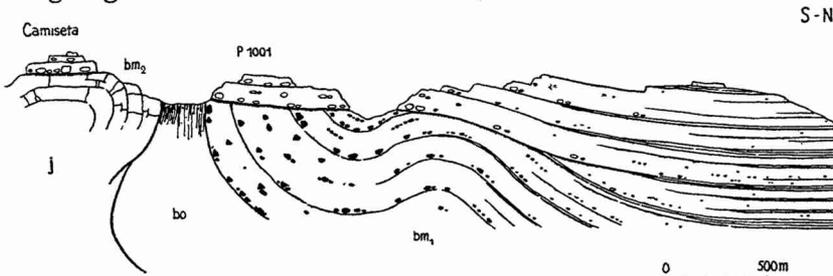


Abb. 39. Posthumität der epirogenen und orogenen Bewegungen am Südrand des Ebro-Beckens (1,5 km nördlich Herbés).

j Jura; bm 1 Altmiozän; bm 2 Jungmiozän.

Jungmiozän beträchtlich höher als auf dem Altmiozän des nördlichen Sattelflügels bei Punkt 1001. Wahrscheinlich ist es an einer alten Scherfläche zwischen Oligozän und Jura versetzt worden. — Es ergibt sich also, daß im Süden ständig Hebungstendenz herrschte, während im Norden die kontinuierliche Senkung zu einer mächtigen Ablagerung konkordanter Schichten in sandig-mergeliger Fazies führte.

In ähnlicher Weise wurde ein Sattel bei Peñarroya posthum aufgewölbt (s. Abb. 40 oben). Südöstlich der Peñas de Masmut ruhen jungmiozäne Konglomerate diskordant auf einem Jurasattel. Aber auch das Tertiär ist nicht ungestört. Die höheren Konglomeratbänke liegen zwar flach, die tieferen sind dagegen schräg gestellt und an Brüchen gegeneinander verschoben worden. Dabei gehen die gestörten Konglomerate allmählich in die ungestörten höheren Konglomerate über, indem das Fallen von Schicht zu Schicht geringer wird. Die Brüche verklingen, ohne daß etwa disharmonische oder subaquatische Bewegungen angenommen werden könnten. Es handelt sich ganz offenbar um Sedimentationen beim Fortgang und Ausklingen eines orogenen Vorganges. Die Bewegung ist hier in ihren Einzelphasen durch die Sedimentation fixiert worden. Sie läßt sich darum leicht rekonstruieren: Über der First eines

nordvergenten Sattels wurden Konglomerate abgelagert. Spätere Bewegungen führten zu einem erneuten Aufreißen der alten Fugen. Beim Vorgeiten des Hangendschenkels wurden die übergreifenden Tertiärkonglomerate von der Bewegung mitgerissen und zusammengestaucht. Darauf lagerte sich von neuem Schutt an, der beim Fortgang der Bewegung auch seinerseits aufgerichtet wurde.

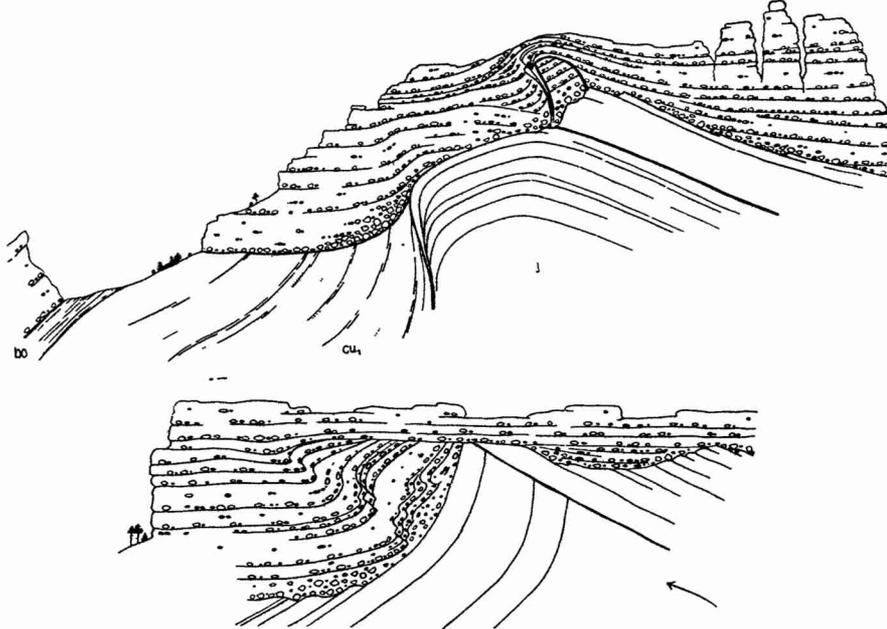


Abb. 40. Posthume Bewegungen über Sattelfirsten.
Oben 3 km ESE Peñarroya de Tastavins, unten 5 km SW Pinell.
j Jura; cu 1 Wealden; bo Oligozän.

Analog sind die miozänen Konglomerate am Canaleta südwestlich von Pinell (s. Abb. 39 unten) posthum gestaucht worden. Auch hier greifen sie diskordant auf Jurakalke über. Unter einer vorgeleitenden Schuppe sind die tieferen Jurakalke nachträglich noch geschleppt und um etwa 45° aufgerichtet worden. Damals waren die tieferen Konglomerate (bis zu der Bank etwa, die bei den Tannen ausstreicht) schon abgelagert. Sie sind darum im konkordanten Verband zueinander mitaufgerichtet worden. Sie zeigen eigentümliche Sackungserscheinungen, die wohl damit zusammenhängen, daß die Sedimente bei ihrer Aufrichtung noch nicht völlig verfestigt waren. Auch die höheren Konglomeratbänke sind z. T. noch aufgebogen, aber das Einfallen wird von Schicht zu Schicht kleiner. Dabei keilen die Bänke zur Hebungssachse hin allmählich aus, und die höchsten Bänke greifen schließlich über den fertigen Schuppenbau hinweg.

Angesichts der klaren großen Aufschlüsse von Peñarroya und Pinell ist wohl kein Zweifel möglich, daß hier lokal an alten Bewegungszonen nachträglich kleinere Bewegungen während der Sedimentation stattgefunden haben. Um ihre Bedeutung zu ermessen, betrachten wir das Profil von Peñarroya in etwas größerem Zusammenhang unter Zugrundelegung der Abb. 41, deren westlicher Teil dem oberen Profil der Abb. 40 entspricht.



Abb. 41. Prä-, intra- und postmiozäne Bewegungen südöstlich Peñarroya.

Unten die Lagerungsverhältnisse zu Beginn des Jungmiozäns.

j Jura; cu 1 Wealden; cu 2 Urgo-Apt; cu 3 Oberalb.

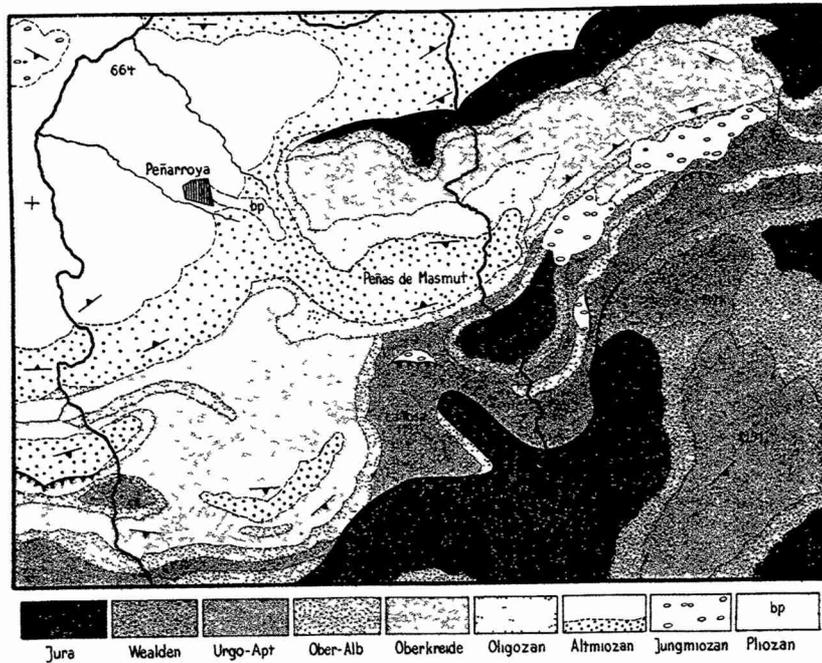


Abb. 42. Geologische Spezialkarte des Gebietes von
Peñarroya de Tastavins.

Maßstab 1:12500

Bereits vor Beginn des Jungmiozäns war hier das Mesozoikum gefaltet. Zwischen zwei nordvergenten Jurasätteln ist eine isoklinale Mulde von Unterkreide eingeklemmt. Die jungmiozänen Fanglomerate sind in einer deutlichen Schichtstufenlandschaft abgelagert worden. Während des Jungmiozäns wurde der nördliche Jurasattel ein wenig nach Norden bewegt, wie oben geschildert worden ist. Nach dem Jungmiozän wurde der südliche Jurasattel nach Norden aufgeschoben. An den alten Scherflächen innerhalb der Unterkreidemulde kam es dabei erneut zu Bewegungen: die Urgon-Kalke überfuhren ihren eigenen Abhangsschutt¹⁷⁾.

Der Hauptakt der Gebirgsbildung erfolgte bei Peñarroya also offenbar vor dem Jungmiozän, aber die Orogenese war noch nicht völlig zur Ruhe gekommen, als die Sedimentation des Jungtertiärs schon eingesetzt hatte. Die Orogenese verklingt im Beispiel des

17) Am nördlichen Muldenflügel wurde der Abhangsschutt — steil aufgerichtet — an einer horizontalen Bewegungsbahn auf die Konglomeratbänke überschoben.

nördlichen Jurasattels erst, als die höheren Konglomerate abgelagert wurden. Insofern dürfen die tieferen Konglomerate jedenfalls als „synorogene“ Sedimente bezeichnet werden. Die kleinen Bewegungen, die sich während der Sedimentation ereigneten, mögen einer Nachphase angehören. Bei den posthunen Bewegungen an den alten Störungszonen ist eine gewisse Kontinuität der Gebirgsbildung unverkennbar. Sie löst sich allerdings in viele Einzelrücke auf.

Ein weiteres Beispiel dafür, daß einige Sattelachsen immer wieder (man möchte fast sagen: kontinuierlich) aufgestiegen sind, bietet das Becken von Mas de las Matas. Die alten Hebungszonen des Sattels von Castellote im Süden und der Ginebrosa-Achse im Norden stiegen epirogen auch während der Sedimentation des Jungmiozäns auf. Sie bildeten langgestreckte Höhenzüge und schütteten ihren Detritus in die benachbarten Mulden bzw. Becken. Am Fuße dieser Sättel entstanden auf diese Weise grobe Konglomerate. Sie verzahnen sich beckenwärts mit Mergelkalken, deren Mächtigkeit rasch wächst. Sie beträgt südlich Aguaviva 10 m, bei Aguaviva 40 m und im Becken selbst bei Mas de las Matas ca. 100 m. Damit ändert sich auch ihre petrographische Beschaffenheit. Randlich ist bei Aguaviva eine „humose“ Seekreide entwickelt. Ihr entsprechen beckenwärts bei Mas de las Matas feingeschichtete stark bituminöse schwarze Kalke. Im Beckenzentrum, d. h. im Muldenkern, wechsellagern schließlich Stinkschiefer mit plattigen Kalken, Rauchwacken und gipsführenden Letten. — Nach dem Miozän sind dann die Sedimente noch leicht verbogen und insbesondere randlich an den alten Sätteln steiler aufgerichtet worden.

Der Sattel von Castellote und die Ginebrosa-Achse sind also ähnlich wie die Sättel bei Peñarroya vor, während und nach dem Jungmiozän aufgestiegen. Aber man darf nicht übersehen, daß es sich hierbei eben nur um einzelne Achsen handelt. Denn viele Achsen, die zwischen Alt- und Jungmiozän aufgefaltet und abgetragen wurden, sind später nicht wieder in Erscheinung getreten. Andererseits sind in den Sedimenten des Miozäns die großen postmiozänen Sattelachsen von Valderrobres, Horta und Gandesa in keiner Weise als Schwellen angedeutet (leider fehlen pliozäne Sedimente, die den Ablauf der jüngeren Bewegungen zu analysieren ermöglichen¹⁸⁾).

18) Die jüngsten tertiären Sedimente durften die Konglomerate sein, die unmittelbar bei der Ortschaft Peñarroya anstehen. Sie sind etwa 40 m mächtig und liegen diskordant auf altmiozänen Konglomeraten. Die Konglomerate von Peñarroya sind unverbacken. Sie gleichen nicht den festen jungmiozänen Sedimenten. Anderer-

Die Falten am Südrande des Ebro-Beckens sind also z. T. recht kurzfristige Gebilde, z. T. stellen sie aber auch das Ergebnis mehrerer orogener Phasen dar, wobei die posthumeren Bewegungen in den epirogenen Zeiten den Eindruck einer kontinuierlichen Gebirgsbildung erwecken.

Ergebnis:

Das Wandern der Faltung in das sinkende Ebro-Becken

(vgl. Abb. 43 und Taf. 6).

Im Eozän werden große Teile der Ebro-Masse Sedimentationsgebiet. Ein Trog entsteht: das spätere Ebro-Becken. Im tieferen Eozän (1) liegt noch das Beckenzentrum weit im Norden. Hier werden Mergel sedimentiert. Sie verzahnen sich randlich mit Alveolinenkalken und werden schließlich im Süden von Konglomeraten vertreten. Im Mittleren Eozän (2) liegt die Zone größter Sedimentmächtigkeit bereits weiter südlich. Auf sie dürften im wesentlichen die salinaren Sedimente des höchsten Eozäns (3) beschränkt sein.

Das Oligozän (4) greift randlich diskordant über den eozänen Beckenrand hinaus. Wieder ist im Norden und Süden eine konglomeratische Randfazies entwickelt. Jetzt ist die ganze Ebro-Masse Sedimentationsgebiet geworden. Die mesozoischen Tröge sind größtenteils aufgefaltet (Pyrenäen) oder zumindestens aufgewölbt (Niederaragonische Ketten). Sie schütten ihren Detritus in das sinkende Ebro-Becken. Mit der voroligozänen Auffaltung der Südpynäen verlagert sich das Trogtiefste des Ebro-Beckens nach Süden. Dort entstehen jetzt Gipse und — in den höheren Horizonten — Lignite.

Postoligozän und wahrscheinlich präburdigalisch werden den älteren Falten in den Pyrenäen randlich neue angegliedert. Die Faltung wandert also von Norden her in das tiefgesunkene Ebro-Becken hinein. Gleichzeitig werden die inneren Zonen der Niederaragonischen Ketten gefaltet.

Im Miozän werden abermals im Ebro-Becken Sedimente von mehr als 1500 m Mächtigkeit abgelagert. Wieder ist im Norden und Süden eine fanglomeratische Randfazies entwickelt. Es ist

seits liegen sie hoch über dem heutigen Flußnetz (fast 200 m über dem Rio Tastavins). Darum dürften sie nicht dem Quartar angehören. Sie könnten somit dem Pliozän entsprechen. Fossilien fanden sich bislang nicht. Vielleicht gleichaltrig sind geringmächtige Konglomerate bei Ginebrosa, die auch dort diskordant über altmiozänen Konglomeraten liegen.

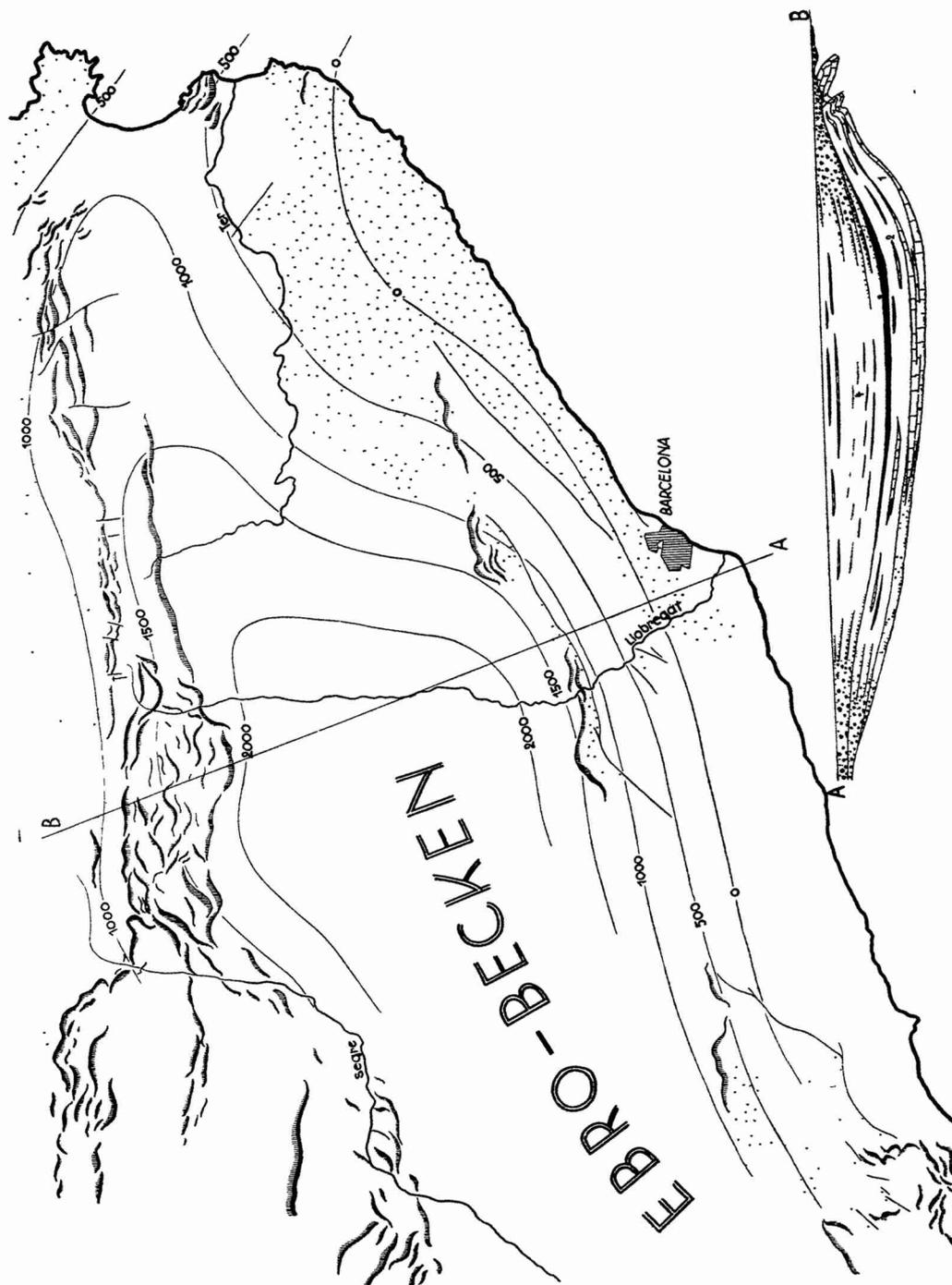


Abb. 43. Die Mächtigkeit des Alttertiärs im Ebro-Becken und das Alter der Faltung in den Randketten.

Die Zahlen geben die Gesamtmächtigkeit des Alttertiärs in Metern an. Die dick begrenzten Achsen sind vor dem Oligozän, die dünn begrenzten nach dem Oligozän aufgefaltet worden. Die Schraffen liegen im Vergenz-Schatten. Punktiert ist das heute zutage tretende Grundgebirge. Rechts unten Faziesprofil durch das nördliche Ebro-Becken (5 × überhöht).

der Schutt der aufsteigenden Ketten. Im Süden stößt er beträchtlich über den Bereich der oligozänen Randkonglomerate hinaus ins Becken vor. Er wird am Südrand des Ebro-Beckens in mehreren Phasen den älteren Ketten angefaltet. — Somit wandert die Faltung auch von Süden in das sinkende Becken hinein.

C. Die Auffaltung der mesozoischen Tröge.

I. Die Faltung im Süden des Ebro-Beckens und das Verklingen der keltiberischen Falten in der südkatalanischen Tafel

(s. Tafel 1).

Im Süden des Ebro-Beckens ist das Mesozoikum zu einem Faltengebirge zusammengestaucht worden. In den viele hundert Meter tief in das junge Gebirge eingeschnittenen Quertälern ist der Gebirgsbau klar erschlossen.

Das Ausmaß des Zusammenschubes ist recht beträchtlich. Denken wir uns die Faltung ausgeglättet, so war der Sedimentationsraum 40—50 km breit. Der Zusammenschub verkürzte ihn auf 30 km.

Die Art der Tektonik ist durch den Wechsel relativ starrer und mobiler Schichten bedingt. Relativ starr verhielten sich die mächtigen Kalke des Jura, Apts und der Oberen Kreide sowie die Konglomeratmassen des Tertiärs. Relativ mobil sind die Mergel und Gipse des Keupers und die tonigen Schichten des Wealden und Oberen Albs. Dieser Wechsel von starren und mobilen Schichten führte zu einer ausgeprägten Stockwerk-Tektonik. Die festen massigen Kalke und Konglomerate konnten nur weitspannig gefaltet werden. Sie scherten sich darum von den mobilen Schichten im Liegenden und Hangenden ab und glitten als Abscherungsdecken vor. Die dünnbankigen Mergelkalke der Mittleren Trias wurden zu engen Falten zusammengestaucht. Die Tone des obersten Buntsandsteins erleichterten dabei die Abscherung des Muschelkalkes von den relativ starren Sandsteinen. In ähnliche steile Stauchfalten sind die Kalkbänke der tieferen Oberkreide geworfen, die mit Mergel wechsellagern. Die fast isoklinalen Falten der Oberkreide-Mulde von Castellote zeigen, daß dabei die Oberkreide weitgehend von den dort recht festen Sandsteinen des Oberalbs abgeschert ist. Die mobilen Sedimente füllen die Fugen des tektonischen Baues. Die plastischen Tone des Keupers durchbrechen wie ein Ekzem die Schichten des jüngeren Mesozoikums. In den Einschnitten der Eisenbahn von Tortosa nach Alcañiz ist der innere Bau eines solchen Keuperhorstes bei den Baños erschlossen. Die

tektonische Durchbewegung der Tone und Gipse ist hier sehr intensiv. Die hohen spitzen Isoklinalfalten täuschen gelegentlich eine einfache Schichtfolge vor.

In den inneren Teilen des Gebirges ist der Bau relativ ruhig. Weitspannige Falten herrschen vor. In den Randgebieten ruht dagegen Schuppe auf Schuppe, Falte reiht sich an Falte. Im Ebro-Becken selbst werden die breiten, ruhigen Mulden von schmalen, steilen Sattelachsen unterbrochen, in deren Kern Keuper zutage tritt. Dieser Faltungstyp erinnert an die „Ejektivfaltung“ des Niederdeutschen Beckens.

Die Vergenz der Faltung geht, wie die Profile zeigen, gegen das Ebro-Becken. Eine Süd-Vergenz ist nur am Südrand der Niederaragonischen Ketten südöstlich von Fredes zu beobachten. Die Spezialfaltung der hochmobilen Schichten zeigt gelegentlich abweichende Vergenzen. Sie sind durch örtliche Ausweichmöglichkeiten bedingt. Während z. B. der Sattel von Camposines nach Nordwesten überkippt ist, vergiert die intensive Spezialfaltung im Muschelkalk und Keuper des Sattelkernes nach Südosten (s. Abb. 44). Ebenso zeigt der Sattel von Castellote in seinem Fortstreichen am Rio Bergantes eine Südvergenz, während die Spezialfaltung im Sattelkern nordwärts vergiert.

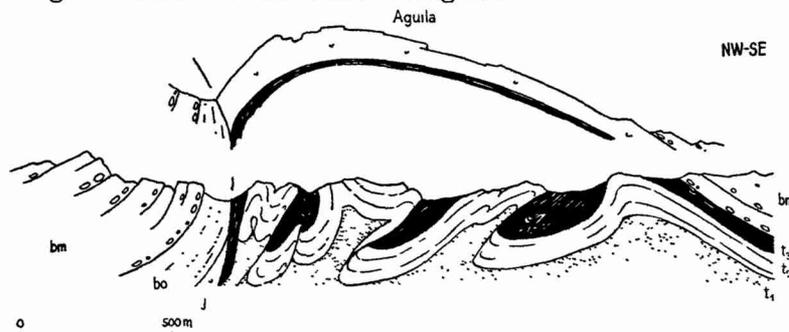


Abb. 44. Südvergente Spezialfaltung im Kern nordvergenten Sattels bei Mora de Ebro.

t 1 Buntsandstein; t 2 Muschelkalk; t 3 Keuper; j Rät + Jura;
bo Oligozän; bm Miozän.

Das Ausmaß des Zusammenschubes wird östlich des Ebro geringer. Die mesozoischen Sedimente, die in der Sierra von Cardo noch stark verschuppt sind, liegen im Plateau von Prades flach. Der Übergang vollzieht sich allmählich. Die Falten verklingen im Streichen. Die Vergenz ist nicht mehr einheitlich gerichtet. Es handelt sich um lokale Aufschiebungen besonders mobiler

Schichten. Gleichzeitig treten bei Falset echte Brüche auf, die in den Niederaragonischen Ketten auch quer zum Streichen fast völlig fehlen.

II. Die Faltung im Norden des Ebro-Beckens (zwischen Llobregat und Segre)

(s. Taf. 5).

Auch am Nordrand des Ebro-Beckens ist das Mesozoikum des Südpirenen-Troges zu einem mächtigen Gebirge aufgefaltet worden. Dagegen ist das geringmächtige mesozoische und alttertiäre Deckgebirge der Axialzone (= Zentralpyrenäen) in der Sierra de Cadi kaum gestört. Auch zum Ebro-Becken verklängt die Faltung rasch.

Der Wechsel von verschiedenen mobilen Schichten führte auch in den Südpirenen zu einer ausgeprägten Stockwerk-Tektonik. Recht starr ist die viele 100 m mächtige Buntsandsteinplatte. Relativ starr reagierten ferner die Kalke des Juras und der Kreide sowie die viele 100 m mächtigen Alveolinen-Kalke des Unteren Eozäns. Besonders mobil sind die salz- und gipsführenden Tone des Keupers. Sie ermöglichten die großen Abscherungen zwischen jüngerem und älterem Mesozoikum. Kleinere Abscherungen treten in den Mergeln des Albs und in den tonigen Sedimenten von Dan und Paleozän auf. So sind z. B. die Kalke und Mergel der Unterkreide bei Orgaña steil eingemuldet, während die starren Oberkreide-Kalke im Muldenkern bei Sta. Fé nur weitspannige Verbiegungen aufweisen. Auch sind Dan und Paleozän zwischen Bansa und Alsina eng gefaltet, während die Alveolinenkalk-Platte darüber in der Sierra del Port del Compte und der Sierra de Odén kaum mehr verbogen ist.

Das jüngere Mesozoikum überfährt als große Abscherungsdecke das Alttertiär des Ebro-Beckens. Dabei dienten die mobilen Keupertone als Schmiermittel. Der Llobregat schließt diese Überschiebung auf. Das Mesozoikum ruht flach auf überkipptem, durchbewegtem Eozän und Oligozän. — Ebenso ist das Mesozoikum der Südpirenen auf das Deckgebirge der Axialzone überschoben worden. Die Überschiebung läßt sich im Streichen vom Segre bis über den Llobregat hinaus verfolgen. Sie ist erstmalig von ASTRE erkannt worden. Auch diese Abscherung ist durch die Keuperschmiere weitgehend erleichtert worden. Das Ausmaß der Überschiebung ist recht beträchtlich; denn nordöstlich Bansa treten in tiefen Einschnitten unter dem Keuper Dan und Paleozän der Axialzone zu Tage. Am Segre ist westlich Tost der Gleithorizont des Keupers in großer Breite aufgeschlossen. Auf der

fast ungestörten südwärts fallenden Buntsandsteinplatte ruht Keuper. Er ist stark spezialgefaltet und mit Muschelkalk, Carniolas und Ophitfetzen verwalzt. Auch finden sich eingeschuppte Schollen von Buntsandstein und Grundgebirge. Südwärts legt sich auf diese Schmiere das schwach verbogene Schichtpaket der jurassischen und unterkretazischen Kalke der Sierra de Arés.

Die Sedimente des Südpirenäen-Troges sind gegen den flachgründigen Rahmen im Norden und Süden überfaltet und überschoben worden. Ein zweiseitiges Gebirge ist hier entstanden. Der Scheitel folgt annähernd der Achse des mesozoischen Troges. Wo der Trog sich im Osten zur Ampurdan-Schwelle heraushebt, biegt das Streichen der Falten um. Sie vergieren hier gegen Osten, d. h. gegen die Querschwelle des Ampurdan.

III. Die Tektonik im Osten des Ebro-Beckens

(s. Abb. 45).

Auch im Osten werden die alttertiären Sedimente des Ebro-Beckens überfaltet, bezw. überschoben. Der Rand des Ebro-Beckens. SCHRIEL hat die Überschiebungen am Rand der katalanischen Innenkette beschrieben. Es handelt sich dabei nicht um eine zusammenhängende Überschiebung, sondern um zahlreiche Aufschiebungen, die sich staffelförmig ablösen. Dazwischen begrenzen Flexuren das Ebro-Becken.

Südlich Espluga überfährt das Grundgebirge des Priorat das Oligozän des Ebro-Beckens. Ebenso ist im Llobregat-Gebiet Paläozoikum bezw. Trias auf das Eozän überschoben. Es handelt sich dabei um örtliche Aufschiebungen. Eine weitere Überschiebung liegt am Rande der Innenkette östlich des Congost. In ihrem Fortstreichen ist südlich des Montseny der katalanische Hauptgranit auf nichtmetamorphes Paläozoikum aufgeschoben. Dabei ist örtlich, wie z. B. nördlich Gualba, auch Trias eingeklemmt.

Nördlich San Celoni ist noch Aquitan mitgefaltet worden. Andererseits greift bei Capellades am Noya nach SCHRIEL (1929 S. 58) das Torton über eine Randstörung des Ebro-Beckens hinweg. Die Tektonik am östlichen Beckenrand wäre demnach postaquitanisch-prätortonisch.

Der flachgründige Bereich des zentralen Kataloniens ist nicht gefaltet worden. Er ist zerbrochen und in einzelne Schollen zerstückelt. Die Bruchtektonik des zentralen Kataloniens. SCHRIEL hat die Zerrungstektonik des katalanischen Längstales und der Senke von Reus beschrieben. Die Brüche streichen vorwiegend SW—NE. Wo sich zwei rechtsinnige Störungen kreuzen, kann die Schnittlinie eine ungewöhnlich flache Störung vortäuschen, wie z. B. westlich Reus (s. Abb. 46, oben rechts).

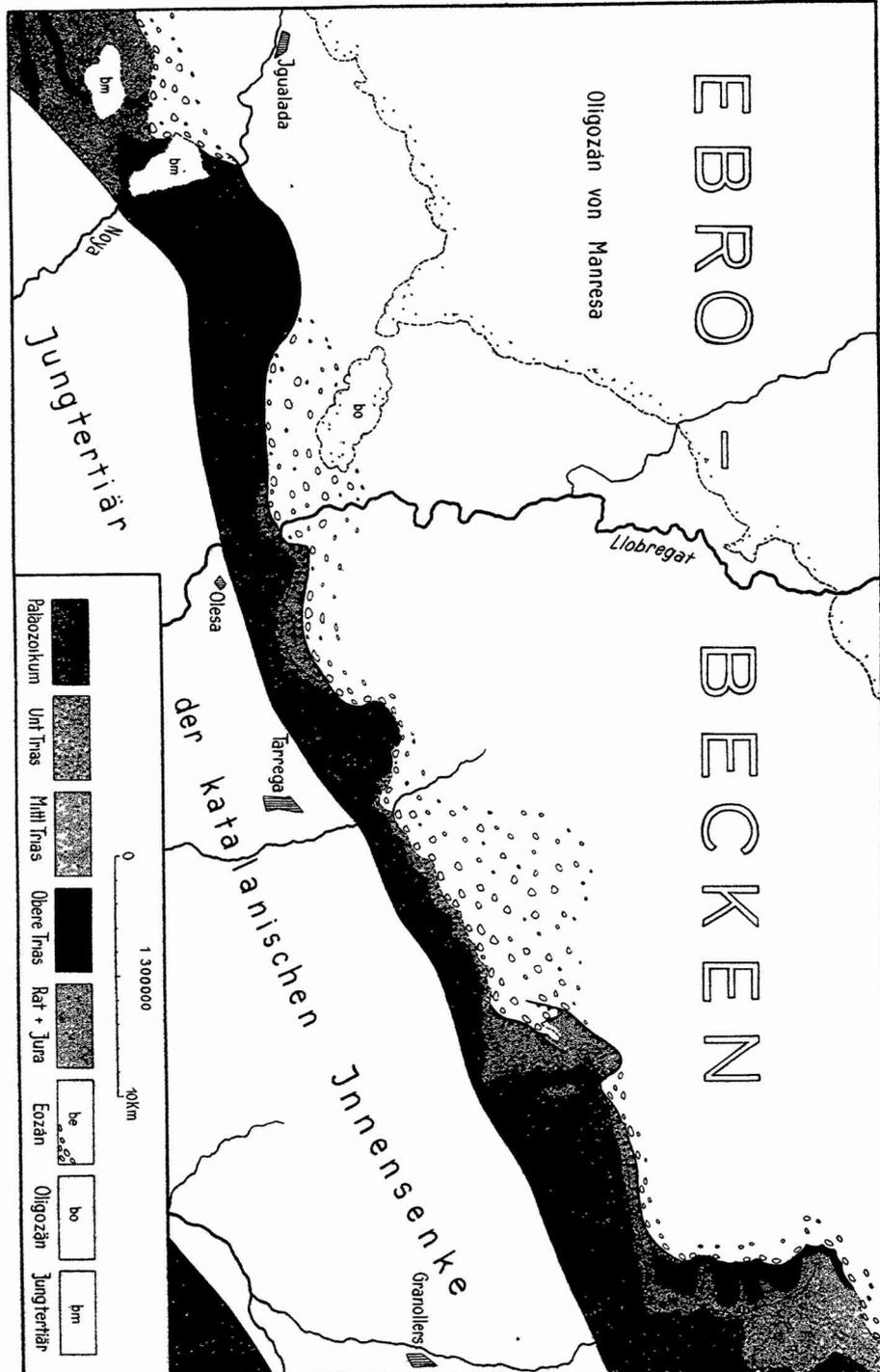


Abb. 45. Der Ostrand des Ebro-Beckens.

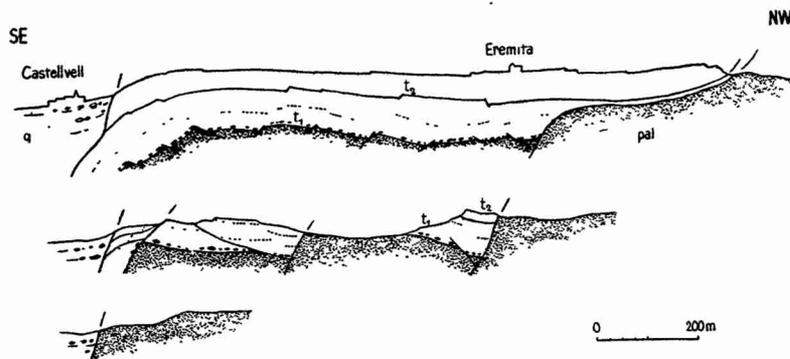


Abb. 46. Der Abbruch der südkatalanischen Tafel zur Senke von Reus.

pal Paläozoikum; t 1 Buntsandstein; t 2 Muschelkalk; q Quartär (oder jüngstes Pliozän).

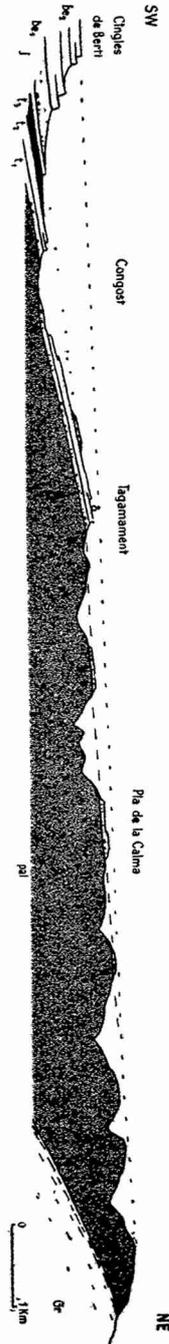
Über das Alter der Bruchtektonik läßt sich folgendes aussagen: Vor dem Pont rissen die ersten Brüche auf; denn die pontischen Konglomerate greifen am Südrand des Grabens von Cobrera (Llobregat) diskordant über die Brüche hinweg. Im Becken von Reus und bei Miravete (im Becken von Mora) sind aber noch jüngstpliozäne oder altquartäre Schotter verworfen worden. Die Bruchtektonik Kataloniens ist also teils präpontisch, teils postpontisch.

Die flachgründige Katalanische Platte ist im Tertiär und Quartär nicht nur zerbrochen, sondern auch leicht verbogen worden. Die Verbiegungen ergeben sich aus der Mächtigkeit, Fazies und übergreifenden Lagerung der Sedimente. Die Verbiegungen führten vor allem zur Entstehung der katalanischen Senken. SCHRIEL hat auf die epirogene Anlage des katalanischen Längstales und der Senke von Reus bereits nachdrücklich hingewiesen.

Ein Beispiel für die Posthumität der schwachen Verbiegungen findet sich am Rand des katalanischen Hauptgranites: Das Grundgebirge des Montseny taucht zum Ebro-Becken und zur katalanischen Innenkette allmählich ab (s. Abb. 47). In gleicher Richtung stellen sich unter dem kontinentalen Eozän, das im Nordosten auf Buntsandstein und Grundgebirge übergreift, bei Aiguafreda Muschelkalk, zwischen Figaro und Aiguafreda Keuper und nordwestlich Figaro auch Rät ein. In derselben Weise senkt sich schließlich auch die jüngste Rumpffläche vom höchsten Gipfel des Montseny (1700 m) bis zur Hochebene von Vich (1000 m).

Der flachgründige Raum im Osten des Ebro-Beckens ist somit

Abb. 47. Posthume Aufwölbungen am Rande des katalanischen Hauptgranites.
 pal Paläozoikum; t 1 Buntsandstein; t 2 Muschelkalk; t 3 Kauper; j Carriolas (Rät); be 1 Unt. Eozän; be 2 Mittl. Eozän.



nur zerbrochen und weitspannig verbogen worden. Überfaltungen und Überkipnungen sind auf den Rand des sinkenden Ebro-Beckens beschränkt.

Ergebnis: Die Faltung gegen das sinkende Vorland.

Die großen mesozoischen Tröge im Norden und Süden der Ebro-Masse werden im Tertiär aufgefaltet, d. h. zu einer Zeit, wo die Ebro-Masse schon zum Ebro-Becken geworden war. Diese Umkehr der Bewegungstendenz, die zur Entstehung der Vortiefe führt, kann also nicht die Folge der Auf-faltung der mesozoischen Tröge sein. Vielmehr ist das Sinken der Ebro-Masse die Einleitung der Orogenese. Die Faltung vergiert gegen die sinkende Ebro-Masse. Der Zusammenschub ist in den randlichen Ketten besonders groß. Er nimmt trogwärts ab. Die Scheitelgebiete sind relativ wenig gestört. Die Scheitellinien folgen wenigstens in den Spezialtrögen der Pyrenäen den Trogachsen (s. Abb. 48).

III. Teil: Vergleich von variscischer und alpidischer Gebirgsbildung.

(HANS ASHAUER und ROLF TEICHMÜLLER).

Im katalanischen Raum ist es, wie sich im Vorhergehenden gezeigt hat, zweimal zu einer großen Gebirgsbildung gekommen. Es erhebt sich die Frage, ob die alpidische und variscische Orogenese den gleichen Gesetzen folgten.

A. Die Beschränkung der Faltung auf die Sedimentationströge.

Im alpidischen Orogen ist die Faltung auf die großen mesozoischen Tröge, nämlich den keltiberischen und südpyrenäischen Sedi-



Abb. 48. Die Auffaltung der mesozoischen Tröge.

Die dünnen punktierten Linien verbinden Punkte gleicher Mächtigkeit. Je dunkler die Fläche, desto größer die Mächtigkeit des Mesozoikums. Die dicken Linien geben das Streichen der Faltenachsen an. Die Pfeile veranschaulichen die Ver-
genz, die Punktreihen die Scheitellinien.

mentationsraum, beschränkt. Demgegenüber sind die Axialzone der Zentralpyrenäen, die einer alten Schwelle entspricht, und die flach gründige Katalanische Platte — soweit nachweisbar — nicht wesentlich gestört worden.

Die Faltung ist innerhalb der Tröge nicht dort am stärksten, wo die Sedimentmächtigkeit besonders groß ist. Denn z. B. ist es in der Zone vom Tresp, wo im Südpynäen-Trog Oberkreide und Paleozän ungewöhnliche Mächtigkeit erreichen, nur zu weitspannigen Verbiegungen gekommen. Dagegen ist der Zusammenschub an den

Rändern des Südpirenäen-Troges, also in relativ flachgründigen Gebieten, besonders intensiv. In gleicher Weise ist auch das mächtige Mesozoikum der Niederaragonischen Ketten zwischen Morella und Tortosa nur weitspannig gefaltet worden, während das relativ geringmächtige Mesozoikum der randlichen Sierren kräftig gefaltet und verschuppt wurde. Es scheint also nicht so sehr auf die Mächtigkeit an sich, als auf das Mächtigkeitsgefälle anzukommen.

Auch die Gebirge von Mallorca und Menorca könnten nach HOLLISTER an ein Mächtigkeitsgefälle gebunden sein. Denn auf Menorca fehlen die Ophite, die im allgemeinen an stark sinkende Zonen gebunden sind, während sie in Mallorca in großer Zahl auftreten. Auch die mächtigen Keupergipse von Mallorca fehlen in Menorca. Ebenso scheint die Unterkreide in Mallorca vollständiger als in Menorca zu sein. Nur der variscische Trog Kataloniens ist in seiner ganzen Breite gefaltet, ohne daß sich Abhängigkeiten vom Mächtigkeitsgefälle nachweisen lassen.

B. Vergenz und Wandern der Faltung zum sinkenden Vorland.

Die Vergenz der Faltung ist im allgemeinen gegen einen Raum gerichtet, der zur Zeit der Faltung bereits im Sinken war. Als z. B. der Südpirenäen-Trog Ende Eozän aufgefaltet wurde, war die Ebro-Masse schon z. T. zum Ebro-Becken geworden. Ebenso setzte die Faltung in den Niederaragonischen Ketten erst ein, als im Süden das Mesozoikum schon aufgewölbt und im Norden die Ebro-Masse schon unter mächtigen oligozänen Ablagerungen begraben war. Auch auf den Balearen ergibt sich aus der paläogeographischen Analyse HOLLISTER's, daß der bereits gefaltete sedimentliefernde Raum stets im Rücken der Faltung lag, während vor¹⁹⁾ der Faltungszone sich Senken erstreckten. — In gleicher Weise richtet sich die Faltung im variscischen Gebirge Kataloniens gegen die schon seit dem Visé rasch sinkende Randzone der Ebro-Schwelle, die die Senke des Priorat umfaßt.

Eine Ausnahme macht vielleicht die nordvergente Faltung am Nordrand des Südpirenäen-Troges zwischen Segre und Llobregat. Dort richtet sich die Faltung gegen die Axialzone, ohne daß sich dort eine Senkung vor der Faltung nachweisen ließe. Aber diese Nordvergenz ist ja auf einen Raum von 120 km Länge beschränkt.

Die Faltung wandert im allgemeinen in Richtung der Vergenz. So ist es im variscischen Gebirge Kataloniens, wo der Süd-Vergenz auch das Wandern der Faltung folgt. So

19) im Sinne der Vergenz gesprochen.

ist es ferner in den Südpirenäen und Niederaragonischen Ketten, wo sich die Faltung entsprechend der Vergenz ins Ebro-Becken hineinverlagert. In gleicher Weise harmoniert auf den Balearen die West-Vergenz der Faltung mit dem Westwärtswandern der Gebirgsbildung.

Die eigentliche Faltung ergreift den Trog mit Ausnahme der Randzonen. Diese werden erst später aufgefaltet. Das zeigt sich im Keltiberischen Trog (am Saum des kastilischen Hochgebietes und der Ebro-Masse) und auch im Pyrenäen-Trog. Wenn die ältesten (innerkretazischen) Winkeldiskordanzen sich aber gerade an den Trogrändern einstellen, so ist das kein Widerspruch. Denn sie stehen nicht mit einer eigentlichen Faltung in Zusammenhang, sondern nur mit einer stärkeren Hebung gewisser randlicher Zonen, wie z. B. der Montalbaner Schwelle am Rande der Ebro-Masse (RICHTER & TEICHMÜLLER), der katalanischen Sierrrenzone in den Südpirenäen (MISCH) und der „Kleinen Pyrenäen“ (BUXTORF) im Norden des Gebirges.

C. Die Anlage der Vortiefe.

Im allgemeinen versteht man unter einer Vortiefe eine Senke, die sich vor einem bereits aufgefalteten Gebirge erstreckt und seinen Schutt auffängt. Die Vortiefen wurden von KOSSMAT, ALB. HEIM u. a. als Vorlandstreifen gedeutet, die unter der Last des benachbarten aufgefalteten Gebirges mit in die Tiefe gezogen wurden. Die Senkung der Vortiefe wäre damit im wesentlichen isostatisch bedingt. Demgegenüber verweist H. STILLE darauf, daß im Raume der subvariscischen Vortiefe Westfalens schon vor der Faltung eine Senke bestanden hat, und daß somit isostatische Senkungen des angrenzenden Gebirges nicht allein die Ursache der Vortiefe sein können. In der Tat ist der plötzlich einsetzenden raschen Absenkung des Tajo- und Ebro-Beckens zu beiden Seiten der Keltiberischen Ketten nach RICHTER & TEICHMÜLLER nicht eine Faltung in den inneren Zonen des keltiberischen Troges vorangegangen. Vielmehr ist der keltiberische Trog erst gefaltet worden, als das Tajo- und Ebro-Becken schon um viele hundert Meter abgesunken waren. Die vorliegenden Untersuchungen in den Niederaragonischen Ketten bestätigen dieses nach Osten hin. Ferner führten die Untersuchungen im nördlichen Katalonien zu dem Ergebnis, daß auch dort die Ebro-Masse längst tief begraben war, bevor die ersten großen Faltungen in den Pyrenäen einsetzten. Auch das Ebro-Becken war also als Vortiefe schon vor der Faltung weitgehend angelegt worden.

Zu dem gleichen Ergebnis führten die Untersuchungen im katalanischen Variscikum; hat doch das alte Hochgebiet im Südwesten der variscischen Geosynklinale im Kulm rasch zu sinken begonnen, ohne daß in den inneren Zonen größere Faltungen schon eingetreten wären. Der Raum, der die Priorat-Senke umfaßt, wird später zu einer regelrechten Vortiefe insofern, als auch die Faltung dorthin wandert und die Vergenz dorthin gerichtet ist. — Im katalanischen Variscikum ist also die Vortiefe ebenfalls schon vor der Faltung angelegt.

Die große Absenkung der Vortiefen hat also in Katalonien schon vor dem Beginn der Faltung eingesetzt. Die Vortiefenbildung ist somit nicht nur isostatisch im Sinne von Kossmat bedingt. Dafür spricht auch, daß z. B. die große Ausdehnung und Sedimentmächtigkeit (und damit die Absenkung) des Ebro-Beckens in keinem Verhältnis steht zu den relativ bescheidenen Faltenwülsten der benachbarten Gebirge, die das Becken mit sich in die Tiefe gezogen haben sollen (Tafel 6).

D. Posthumität und Reneganz der alpidischen Bewegungen.

Es fragt sich jetzt noch, ob das alpidische Bewegungsbild dem variscischen ähnelt. Auf den ersten Blick scheint es so. Denn die drei großen Einheiten im Variscikum des nordöstlichen Spaniens, nämlich der keltiberische Sedimentationsbereich, die Ebro-Masse und der katalanische Sedimentationsraum finden sich ja im Alpidikum wieder. Auch im Einzelfall sind Analogien bereits bekannt. So hebt bereits H. STILLE (1931, S. 163) hervor, „daß, wie überhaupt die ganze Region der keltiberischen Ketten, so speziell auch die junge keltiberische Scheitelung mit der alten Scheitelung des Variscikums räumlich einigermaßen zusammenfällt“.

Im Pyrenäenraum ist dagegen kaum eine Ähnlichkeit festzustellen. Vor allem sucht man das NW—SE-Streichen der variscischen Strukturen im alpidischen Bewegungsbild vergebens. Die variscischen Faltungen und Intrusionen hatten offenbar das Gefüge des tieferen katalanischen Untergrundes weitgehend verändert. Im Einzelfalle mögen zwar posthume Bewegungen erfolgt sein. Man mag das NW-Streichen der alpidischen Falten auf Menorca mit den ähnlichen Strukturen im dortigen Grundgebirge in Beziehung bringen, oder man mag in einer jungen Aufwölbung am katalanischen Hauptgranit (s. Abb. 47) die fortdauernde Hebungstendenz dieser Zone erblicken. Aber diese Fälle sind zu vereinzelt, um Gesetzmäßigkeiten daraus ableiten zu können. Ebenso kann

die germanotype Dislozierung (Bruchtektonik) des zentralen und südlichen Kataloniens nicht nur eine Folge der Konsolidierung dieses Raumes durch die variscische Faltung und die variscischen Granite sein; denn der Raum der Pyrenäen ist ja nicht weniger variscisch gefaltet und von variscischen Intrusiven durchsetzt worden, und trotzdem erfolgte dort die kräftige alpidische Orogenese.

Die alpidische Gebirgsbildung ist im katalanischen Raume weitgehend renegant zur variscischen verlaufen. Aber die Ebro-Masse, jenes Hochgebiet unter dem südwestlichen Ebro-Becken, das im Mesozoikum eine große Rolle spielte, war auch schon in der variscischen Ära als sedimentlieferndes Vorland angedeutet.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, das Nebeneinander der jungen tektonischen Formen in Katalonien, nämlich der intensiven Faltung in den Niederaragonischen Ketten und den Sierren der Südpynäen und der Bruchtektonik im zentralen Katalonien, aus der epirogenen Vorgeschichte dieser Räume zu verstehen. Da in Katalonien außerdem weithin der paläozoische Untergrund der Beobachtung zugänglich ist, lag es nahe, die tektonische Entwicklung des katalanischen Raumes bis in die variscische Ära zurückzuverfolgen: einmal um zu sehen, ob die alte Gebirgsbildung ähnliche Gesetzmäßigkeiten erkennen läßt wie die junge, und dann, ob irgend ein Zusammenhang zwischen dem variscischen und alpidischen Strukturen besteht.

Die Untersuchungen ergaben folgendes:

Das Paläozoikum Kataloniens ist in einem großen Troge abgelagert worden. In ihm erreichen die Sedimente des Kambriums, Silurs, Devons und tiefen Unterkarbons eine Gesamtmächtigkeit von über 2400 m. Die grünen Eruptivgesteine der Geosynklinalzeit sind auf diesen Trog beschränkt. — Nach Südwesten nimmt die Mächtigkeit der silurisch-devonischen Sedimente ab. Eine Schwellenfazies stellt sich ein. Kulm-Kieselschiefer greifen hier bis auf Obersilur über. Wir nähern uns im Südwesten einem Hochgebiet, der „Ebro-Masse“.

Nach ganz schwachen jungbretonischen Bewegungen entsteht im Visé am Nordostrande der Ebro-Masse eine Senke mit mächtigen klastischen Sedimenten. Aus ihr entwickelt sich im Oberkarbon die Vortiefe. Diese „subvariscische“ Zone läßt sich von den aragonischen Pyrenäen über den Priorat bis Menorca verfolgen. Auf sie ist die marine Fazies des Oberkarbons beschränkt. Die Faltung

hat sich in dieser Zone wahrscheinlich überall erst in der asturischen Phase ereignet (s. S. 31) (auf Menorca ist auch noch eine Faltung nach dem Uralo-Perm nachweisbar). Weiter im Norden, d. h. im Bereich des großen variscischen Troges, erfolgte die Hauptfaltung schon zwischen Visé und Westfal. Die Faltung wäre also vom Katalonischen Trog zur Ebro-Masse gewandert. Ebenso ist die Vergenz überwiegend nach Südwesten gerichtet.

Die Faltung zeigt Stockwerk-Tektonik. Die tonigen Sedimente des Kambriums und Silurs sind isoklinal gefaltet. Die Kalke und Grauwacken des Devons und Kulms liegen als in sich geschuppte und gefaltete Abscherungsdecke flach darüber. Die Dynamometamorphose der Sedimente ist oft beträchtlich. Hinzu kommt die Kontaktmetamorphose. Denn im Anschluß an die sudetische Faltung drangen in den Ostpyrenäen syntektonische Magmen in die Sattelregionen ein und „granitisierten“ von hier aus das Nebengestein. Der fertige Faltenbau wird noch von jungen Granitintrusionen durchbrochen. Sie gehören wahrscheinlich der asturischen Phase an.

Auch das Mesozoikum Nordostspaniens ist in großen Trögen abgelagert worden. Es wird in ihnen 2—3000 m mächtig und ist reich an grünen Geosynklinalgesteinen (Keuper-Ophite). Diese Tröge sind der Pyrenäen-Trog im Norden und der Keltiberische Trog im Süden der Ebro-Masse. Beide Tröge werden durch einen flachgründigen Schelf verbunden, der dem Balearentrog vorgelagert ist, die Katalanische Platte.

Im Eozän beginnt die Ebro-Masse zu sinken (s. Taf. 6). Das Beckentiefste liegt noch im Norden. Nach der Ende Eozän erfolgten Auffaltung der inneren Pyrenäen verlagert sich das Becken nach Süden. Die ganze ehemalige Ebro-Masse wird nun Sedimentationsgebiet. Die mesozoischen Tröge sind jetzt größtenteils aufgefaltet (Pyrenäen) oder wenigstens aufgewölbt (Niederaragonische Ketten) und schütten ihren Detritus in das sinkende Ebro-Becken. Postoligozän — ? präburdigalisch werden den älteren Falten in den Pyrenäen randlich neue angegliedert und die inneren Zonen der Niederaragonischen Ketten gefaltet. Im Miozän werden abermals im Ebro-Becken mächtige Sedimente abgelagert. Intra- und postmiozän wird der Schuttsaum der Niederaragonischen Ketten angefaltet. Dabei ließen sich schöne Beispiele des Fortgehens und Ausklingens der Faltung während der Aufschüttung der miozänen Konglomerate aufzeigen. Von Norden und Süden wandert also die Faltung in das sinkende Ebro-Becken hinein.

Zum sinkenden Ebro-Becken vergieren auch die Falten. Der Zusammenschub erreichte in schmalen Zonen am Rande des Ebro-Beckens alpinotype Ausmaße. Die Keuper-Mergel ermöglichten große Abscherungen und damit eine ausgesprochene Stockwerk-Tektonik. Inmitten der mesozoischen Tröge war der Zusammenschub nicht so groß. Die Scheitellinien folgen wenigstens in den Pyrenäen den Trogachsen.

Literatur.

- ALMERA, J.: Sobre la serie de mamíferos fósiles descubiertos en Cataluña. — Mem. Acad. Cienc. Barcelona (3) 2, 1898.
- Mapa geológico de la provincia de Barcelona 1:40 000. Blatt 1. Barcelona 1900; 4. Rio Tordera 1913; 5. Montseny, Vallés y Litoral 1913.
- ASHAUER, H.: Die östliche Endigung der Pyrenäen. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 11, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., H. 10, 1934.
- Über jüngere Metamorphose und Eruptivgefölgenschaft der Ostpyrenäen. — Cbl. Min. etc., Abt. B, 1934.
- ASTRE, G.: Sur les unités tectoniques des Sierras del Cadi, de Port del Compte et de quelques massifs voisins. — C.R. Acad. Sci. 1924, S. 2106.
- Sur les limites de la zone tectonique de Pedra Forca. — Bull. Soc. Géol. France, 1925. C.R., S. 63.
- Sur les caractères d'ensemble de la zone tectonique de Pedra Forca. — Bull. Soc. Géol. France 1925, C.R. S. 82.
- BATALLER, J. R.: Mamífers fosils de Catalunya. — Treballs de l'Institutió Catalana d'Hist. Nat. 4, Barcelona 1918.
- Sur le jurassique de la partie méridionale de la Catalogne. — Bull. Soc. Géol. France 26, Paris 1926.
- BIROT, P.: Sur les poudingues nummulitiques dans leurs rapports avec les massifs calcaires Sud-pyrénéens entre le Llobregat et le Sègre. — C.R. Soc. Géol. France, Januar 1934.
- Essai sur la morphologie des Pyrénées Catalanes. Étude des formes structurales fossiles. — Ann. Géogr., Paris 1935.
- BLAYAC, J.: Aperçu de la répartition, des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du bassin de l'Aquitaine. — Bull. Soc. Géol. France, Livre Jubilaire, 1930.
- BLAYAC, J., BÖHM, R. & DELÉPINE, G.: Sur l'âge de l'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la Montagne Noire. — C.R. Acad. Sci. 200, Paris 1935.
- Une nouvelle faune de Goniates dans le Viséen de la Montagne Noire. — C.R. Acad. Sci. 200, Paris 1935.
- BOISSEVAIN, H.: Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Segre. — Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 1934.
- BORN, A.: Das Ebro-Becken. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 42, Abt. B, Stuttgart 1919.
- BRINKMANN, R.: Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 6, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F. H. 1, 1931.
- BRINKMANN, R. & GALLWITZ, H.: Der betische Außenrand in Südost-Spanien. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 10, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., H. 8, 1933.

- BROILL, F.: Der Obere Jura von Montsech (Provinz Lerida) im Vergleich mit den Oberen Juravorkommen von Cerin (Dep. Ain) und von Franken. — Géol. Médit. Occid. 11, S. 3—11. Barcelona 1933.
- Carte Géologique de la France 1:80 000. Blatt 252 Bagnères de Luchon; 253 Foix; 254 Quillan; 255 Perpignan; 256 l'Hospitalet; 257 Prades; 258 Céret.
- CHEVALIER, M.: Geologia de Catalunya I. Els temps primares. Barcelona 1930.
- CLOOS, H.: Bau und Bewegung der Gebirge. — Fortschr. Geol. Pal. 7, Berlin 1928.
- DALLONI, M.: Étude géologique des Pyrénées catalanes. — Ann. Fac. Sci. Marseille, 26, 1930.
- DARDE PERICAS, B.: Estudio geológico de la comarca de Sabadell. — Mem. Soc. Espan. Hist. Nat. 14, Madrid 1931.
- DEPÉRET, CH.: Aperçu général sur la bordure nummulitique du massif ancien de Barcelona. — Bull. Soc. Géol. France. 1898.
- Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelona. — Bull. Soc. Géol. France, (3) 26, 1899.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schieferkontakten der Pyrenäen. — N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 37, 1914.
- FALLOT, P.: Étude géologique de la Sierra de Majorque. — Paris (Béranger) 1922.
- L'enllaç de Menorca amb les cadenes alpines. — Butll. Inst. Catalana Hist. Nat. 33, No. 6—7, Barcelona 1933.
- Sur les connections de la Chaîne ibérique. — Butll. Inst. Catalana Hist. Nat. 33, No. 8—9, Barcelona 1934.
- FALLOT, P. & BATALLER, J. R.: Itinerario geológico a través del bajo Aragon y el Maestrazgo. — Mem. Acad. Cienc. Barcelona (3) 20, 1927.
- Observations au sujet de divers travaux récents sur le Bas-Aragon et la chaîne ibérique. — Butll. Inst. Catalanes Hist. Nat. 31, Barcelona 1931.
- FAURA Y SANS, M.: Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña. — Mem. Soc. Espan. de Hist. Nat., 9, Madrid 1913.
- Servei del mapa geologic de Catalunya. — Blatt 34 Villafranca del Panadés. Barcelona 1922.
- Les traits caractéristiques des terrains précambriens et cambriens de la Péninsule Ibérique. — C.R. Réunion Internat. pour l'étude du Précambrien etc., Helsingfors 1933.
- FONT Y SAGUÉ, N.: Sobre la presència del Silurich à la Esplugu de Francoli. — Butll. Inst. Catalan. Hist. Nat. 6, 1909.
- GOMBAU, J.: Resèna físico-geológica de la provincia de Tarragona. — Bol. Com. Mapa geol. España 4, 1877.
- HAANSTRA, U.: Geologie von Ost-Ibiza (Balearen). — Géol. Médit. Occid., Barcelona 1935.
- HAHNE, C.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellon und Tarragona (Spanien). — Z. deutsch. geol. Ges. 82, 1930.
- Das keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca—Teruel—Alfambra. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiet 5, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., N.F., 16, 3, 1930.
- Ein geologischer Führer durch den nördlichen Teil des süd-aragonesisch-katalonischen Mittelgebirges. — Géol. Médit. Occid. 3, 3, 1933.
- HOLLISTER, J. S.: Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 11, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., H. 10, 1934.

- JACOB, CH.: Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. — Livre jubil. Centenaire Soc. Géol. France, Paris 1930.
- LACROIX, A.: Le granite des Pyrénées et ses phénomènes du contact I u. II. — Bull. Carte géol. de la France, No. 64. 71. 1898, 1900.
- LOTZE, F.: Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 3, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., N.F., Bd. 14, 2, 1929.
- Zur Frage der variscischen Gebirgszusammenhänge in Südwesteuropa. — Forsch. und Fortschr. 9, Berlin 1933.
- MALLADA, L.: Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona. — Bol. Com. Mapa geol. España, 16, Madrid 1890.
- Mapa geológico de España 1:50 000. Blatt 420 San Baudilio de Llobregat; 421 Barcelona.
- MARIN, A.: Investigaciones en la cuenca potásica de Cataluña. — Bol. Inst. Geol. España 44, Madrid 1923.
- Algunas notas estratigráficas sobre la cuenca terciaria del Ebro. — C.R. Congr. Geol. Internat. 4, Madrid 1926.
- MISCH, P.: Der Bau der mittleren Südpynäen. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 13, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., H. 12, 1934.
- PANZER, W.: Die Entwicklung der Täler Kataloniens. — Géol. Médit. Occid. 3, 3, Barcelona 1933.
- RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R.: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 9, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., H. 7, 1933.
- ROGGEVEEN, P. M.: Geologisch-petrografische onderzoekingen in het graniet massif van Llès-Aristot in de oostelijke spaansche Pyreneeën. — Geogr. en geol. Med. Utrecht 1929.
- ROYO Y GÓMEZ, J.: Nuevos fosiles del Vallés-Panadés. — Boll. Soc. Españ. Hist. Nat. 23, Madrid 1923.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.: Estudios petrográficos en el alto Ampurdan (Gerona). — Mem. Acad. cienc. Barcelona (3) 19, 1925.
- La zona metamórfica de contacto del Cap Gros (Palamos). — Treballs del Mus. Cienc. Nat., Barcelona, Bd. 6, 1934.
- Las rocas eruptivas y metamórficas de la Costa brava entre Canyet y Llafranc. — Mem. Acad. Cienc. Barcelona (3), 23, 1934.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Über zwei jungpaläozoische Cephalopodenfaunen von Menorca. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete, 11, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III, H. 10, 1934.
- SCHMIDT, H.: Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 8, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III, 5, 1931.
- SCHMIDT, M.: Weitere Studien der Iberisch-balearischen Trias. — Akad. Wiss. Berlin Bd. XXXII. 1931.
- SCHRIEL, W.: Der geologische Bau des katalanischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 2, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. N.F., Bd. 14, 1, 1929.
- SELZER, G.: Geologie der südpynäischen Sierren in Oberaragonien. — N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd. 71, Abt. B, Stuttgart 1934.
- SPIKER, E. TH. N.: Geologie von West-Ibiza (Balearen). — Géol. Médit. Occid. 1934.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

- STILLE, H.: Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 1, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., N.F., 12, 3, 1927.
- Die keltiberische Scheitelung. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 1931.
- Zum Pyrenäenproblem. — Géol. Medit. Occid. 2, 3, Barcelona 1932.
- Bemerkungen zur perimesetischen Faltung in ihrem südpyrenäisch-balearischen Anteil. — Beitr. Geol. westl. Medit.-Gebiete 11, Abh. Ges. Wiss., Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., H. 10, 1934.
- TEICHMÜLLER, R.: Tafel- und Faltenland im südlichen Katalonien. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 1933.
- WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. — Z. deutsch. geol. Ges. 1919, S. 153.
-

Zu Tafel 1.

Das Verklingen der keltiberischen Falten in der südkatalanischen Tafel.

Auffallend ist die Abnahme der Mächtigkeit und das Auskeilen der einzelnen mesozoischen Horizonte nach Norden, zur alten Ebro-masse hin. So keilt die Unterkreide, die im Süden in mächtiger Entwicklung eine weite Verbreitung besitzt, nordwärts aus; in den randlichen Achsen (Ginebrosa—Fuentespalda) transgrediert die Oberkreide auf Jura. Weiter nördlich (Calanda—Gandesa) greift das Alttertiär bereits auf Jura über. Noch weiter nördlich keilt schließlich östlich des Ebro auch noch die Trias unter dem Alttertiär aus, das dann bei Cornudella und am Francoli unmittelbar dem Grundgebirge des Priorat auflagert.

In den inneren Teilen der Ketten greifen die altmiozänen Konglomerate diskordant auf gefaltetes Mesozoikum über (Mas de las Matas; am Rio Bergantes bei Ortells; südlich Beceite; westlich Benifallet); doch sind sie noch von einer jüngeren Faltung betroffen worden. Die erste Faltung der „inneren Zonen“ erfolgte also vor dem Altmiozän. In mehr nach außen gelegenen Zonen ruht das altmiozäne Konglomerat konkordant auf den oligozänen Gipsmergeln, während die jungmiozänen Konglomerate hier diskordant übergreifen (südlich Alcorisa; Mas de las Matas; Zorita; Herbes; Pinell). In der äußersten Randzone schließlich (Alcorisa; Calanda; Valderrobres; Horta; Gandesa) ist auch das Jungmiozän im konkordanten Verbände mit dem älteren Tertiär noch von der Faltung betroffen worden. Die Faltung ist also allmählich in das Ebrobecken gewandert.

Wie die Profile veranschaulichen, ist der Bau in den inneren Teilen des Gebirges relativ ruhig. Weitspannige Falten herrschen vor. In den Randgebieten reiht sich dagegen Falte an Falte. Die Falten schmiegen sich dabei der Umrandung der alten Ebro-masse an. Die Vergenz ist gegen das Ebrobecken gerichtet. Eine Südvergenz ist nur am Südrande der Niederaragonischen Ketten südöstlich von Fredes zu beobachten.

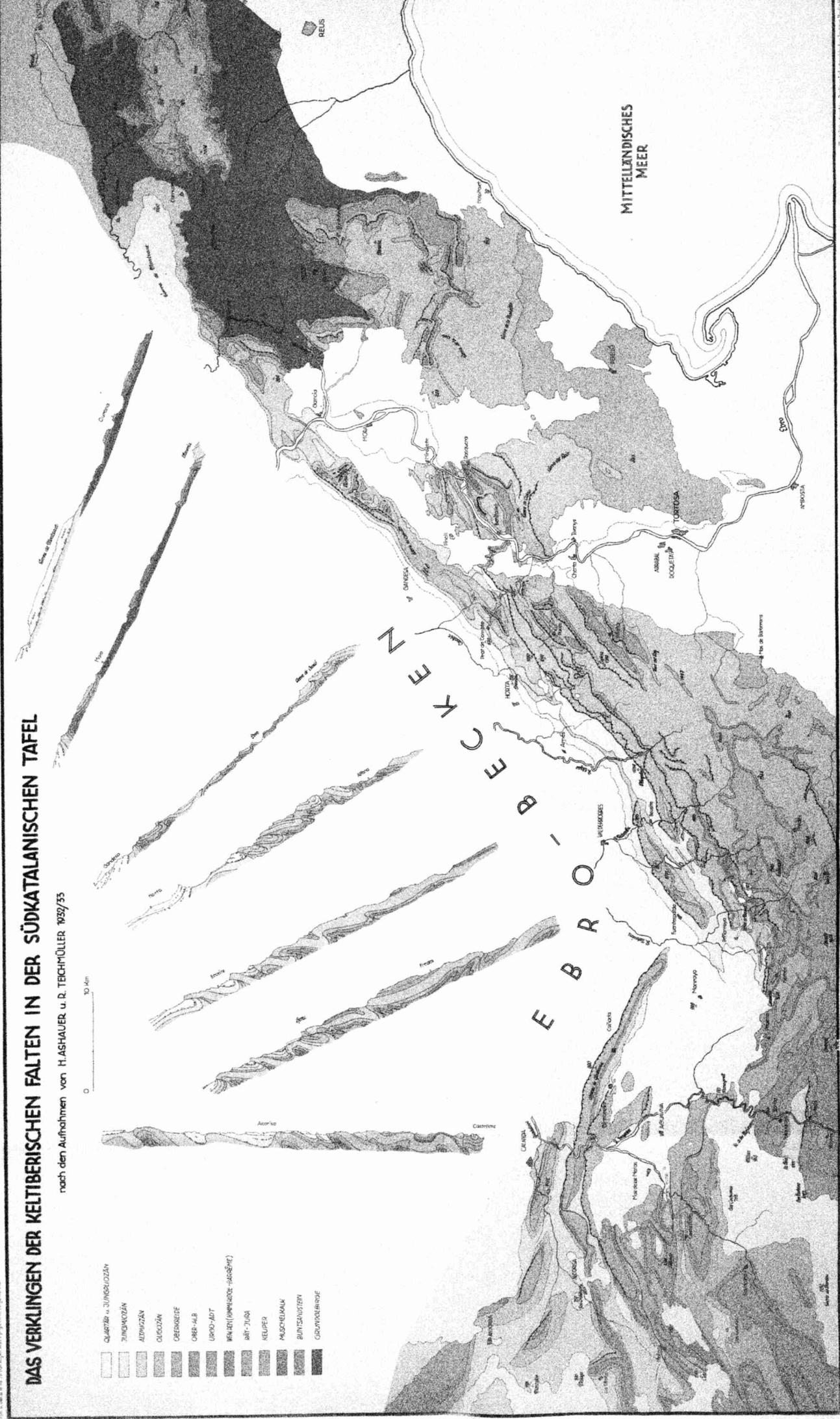
Die Einengung durch die Faltung wird östlich des Ebro geringer. Die Falten verklingen im Streichen. Die Vergenz ist nicht mehr einheitlich gerichtet. Lokale Aufschiebungen der besonders mobilen Schichtserien beherrschen das Bild. Gleichzeitig treten bei Falset echte Brüche auf. Im Plateau von Prades liegen schließlich die mesozoischen Schichten flach. Wo sich also der mächtigere keltiberische Trog der mesozoischen Zeit zur südkatalanischen Platte hin heraushob, verklingt auch die Intensität der keltiberischen Falten. Das Faltenland geht allmählich in ein Tafelgebiet mit echter Bruchbildung über.

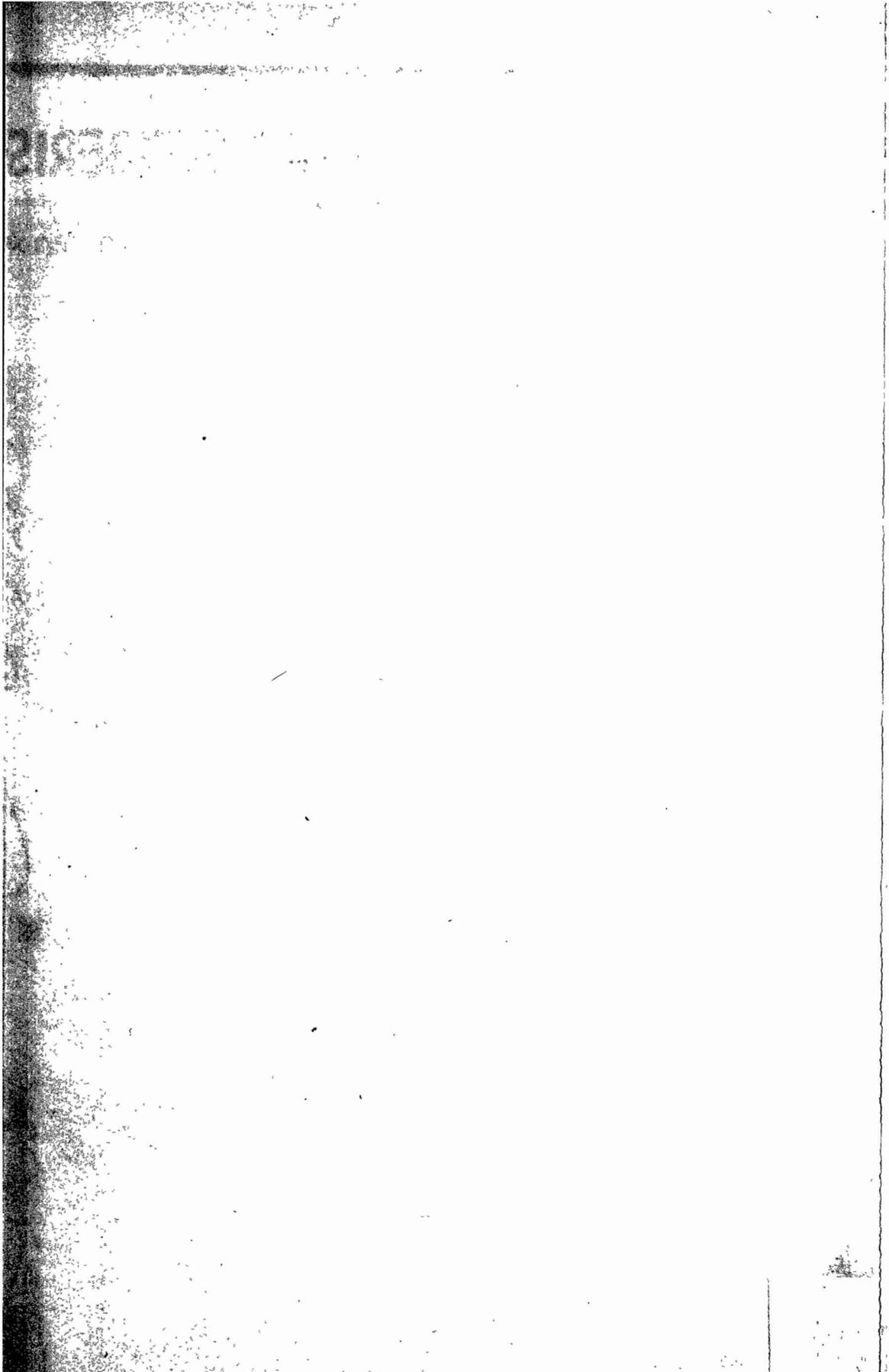
DAS VERKINGEN DER KELITBERISCHEN FALTEN IN DER SÜDKATALANISCHEN TAFEL

nach den Aufnahmen von H. ASHAUER u. R. TEICHMÜLLER 1939/55

- QUARTÄR u. JUNGIÖZÄN
- ZWISCHENJÖZÄN
- ALPENJÖZÄN
- CECILIÄN
- OBERJÖZÄN
- ONR-ALB
- UPRO-ADT
- WIKELI (MORISQUE-SARBIERE)
- WIT-TUBA
- KEUPER
- MUSCHELKALK
- BUNTSANDSTEIN
- ODONVALERIE

0 10 km

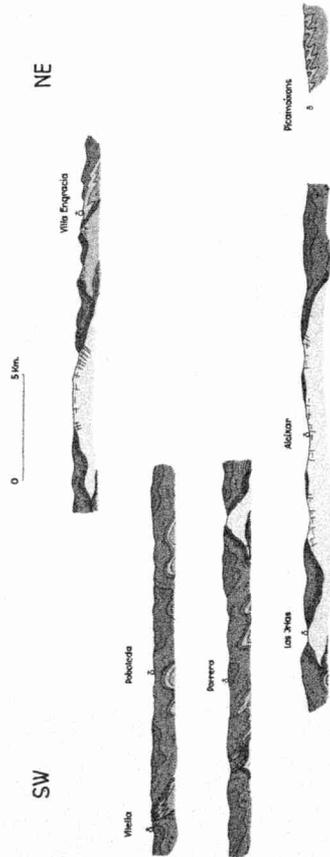




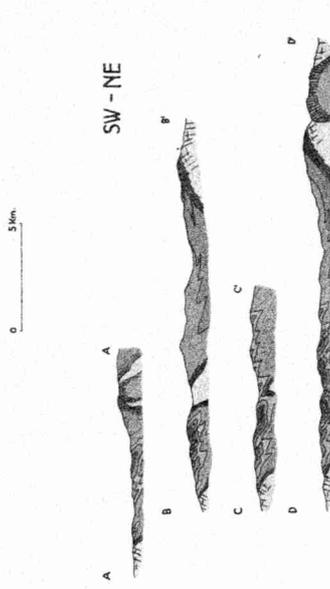
ZUM BAU DES KATALANISCHEN GRUNDGEBIRGES

nach Aufnahmen von H. ASHAUER 1934

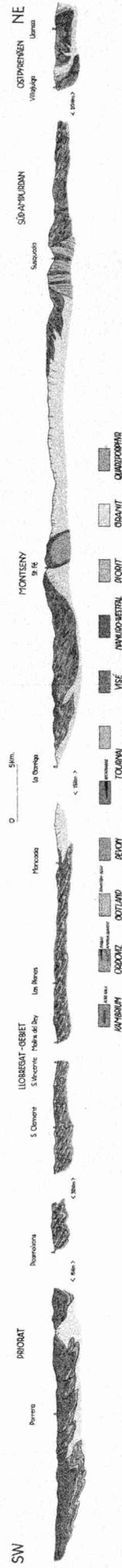
Profile durch den Priorat



Karte und Profile vom Montseny



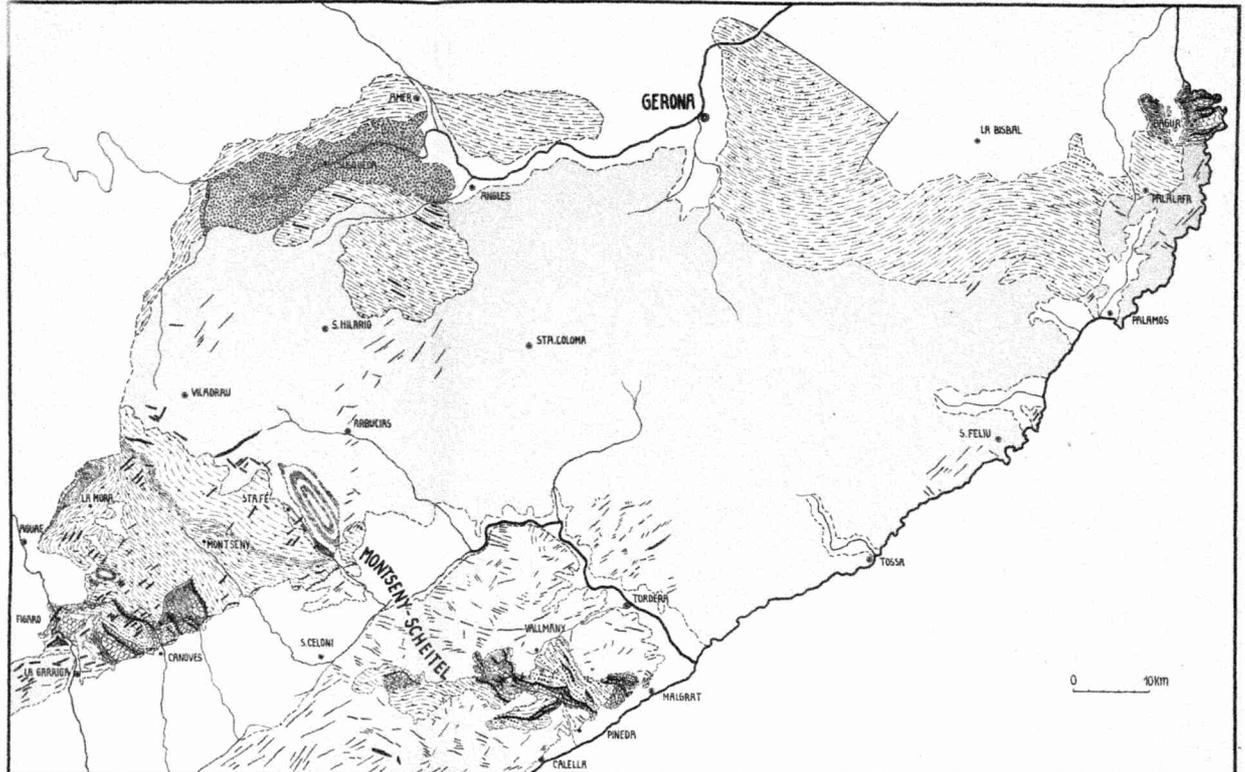
Längsprofil durch das katalanische Grundgebirge von den Ostpyrenäen bis zum Ebro



1

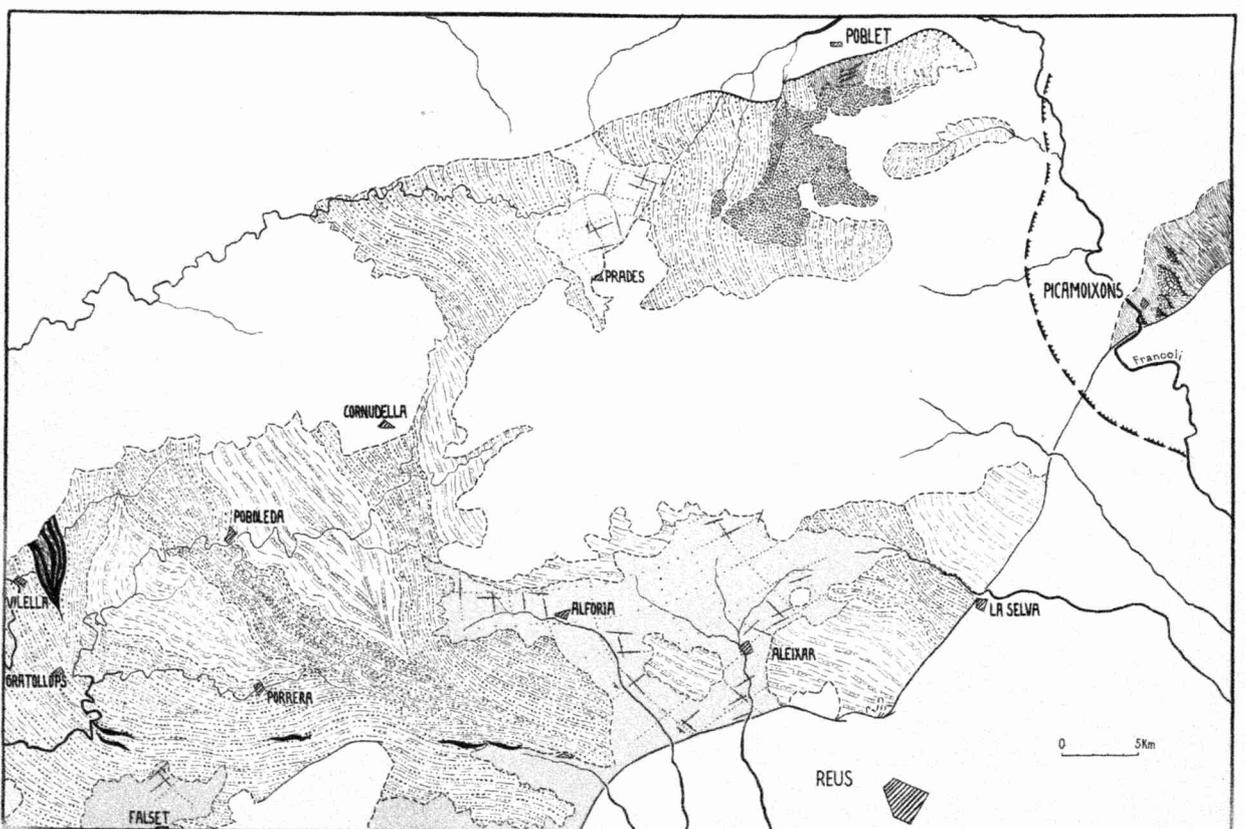
1

-  CULM
-  DOWNTON-DEVON
-  GOTLAND
-  ORDOVIZ m. armorik. Quarzit
-  KAMBRIUM
-  QUARZPORPHYR
-  BIOTITGRANIT m. Gängen
-  DIORIT



a) Tektonische Übersichtskarte vom Paläozoikum südlich Gerona.

-  VISE + NAMURO-WESTFAL
-  TONSCHIEFER
-  GRAUWACKE
-  CULM-KIESELSCHIEFER
-  DOWNTON-UNTERDEVON
-  GOTLAND
-  GRANIT
-  DIORIT



b) Tektonische Übersichtskarte vom Paläozoikum des Priorat.

Photolithographie: Berliner Lithographisches Institut Berlin W.30





[REDACTED]

1111

1111

1

C

)

)

[REDACTED]

Profile zur Entwicklungsgeschichte der Pyrenäen

1 : 1000000

0 50

Ebro - Masse

Südpirenäen-Trog

Zentralpyrenäen-Schwelle

Nordpyrenäen-Trog

Ende Eozän

Pyrenäische Faltung

Ende Oligozän

Savische Faltung

Ende Altmozän

Jüngere Anfalungen

Gegenwart

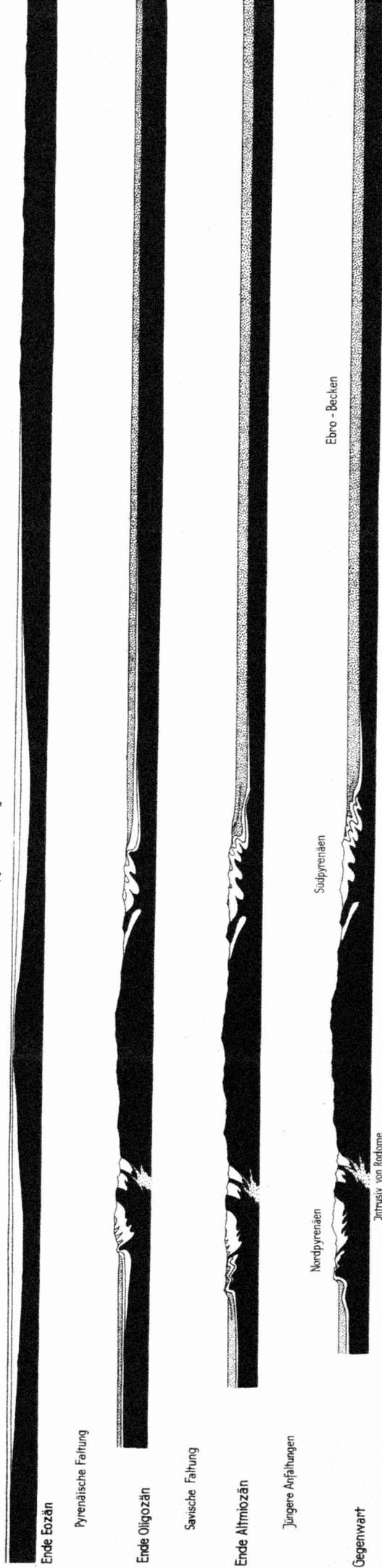
Nordpyrenäen

Südpirenäen

Ebro - Becken

Zinnisiv von Rodome

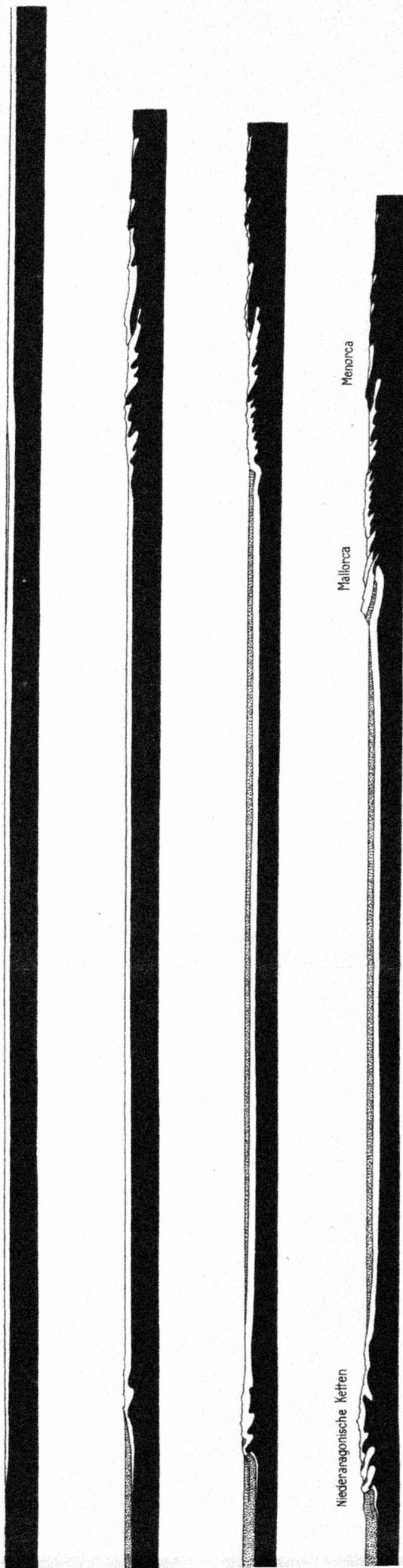
schwarz Grundgebirge, weiß Mesozoikum + Eozän, punktiert die V



Gebirge in Nordostspanien.

100 km

Balearen - Trog

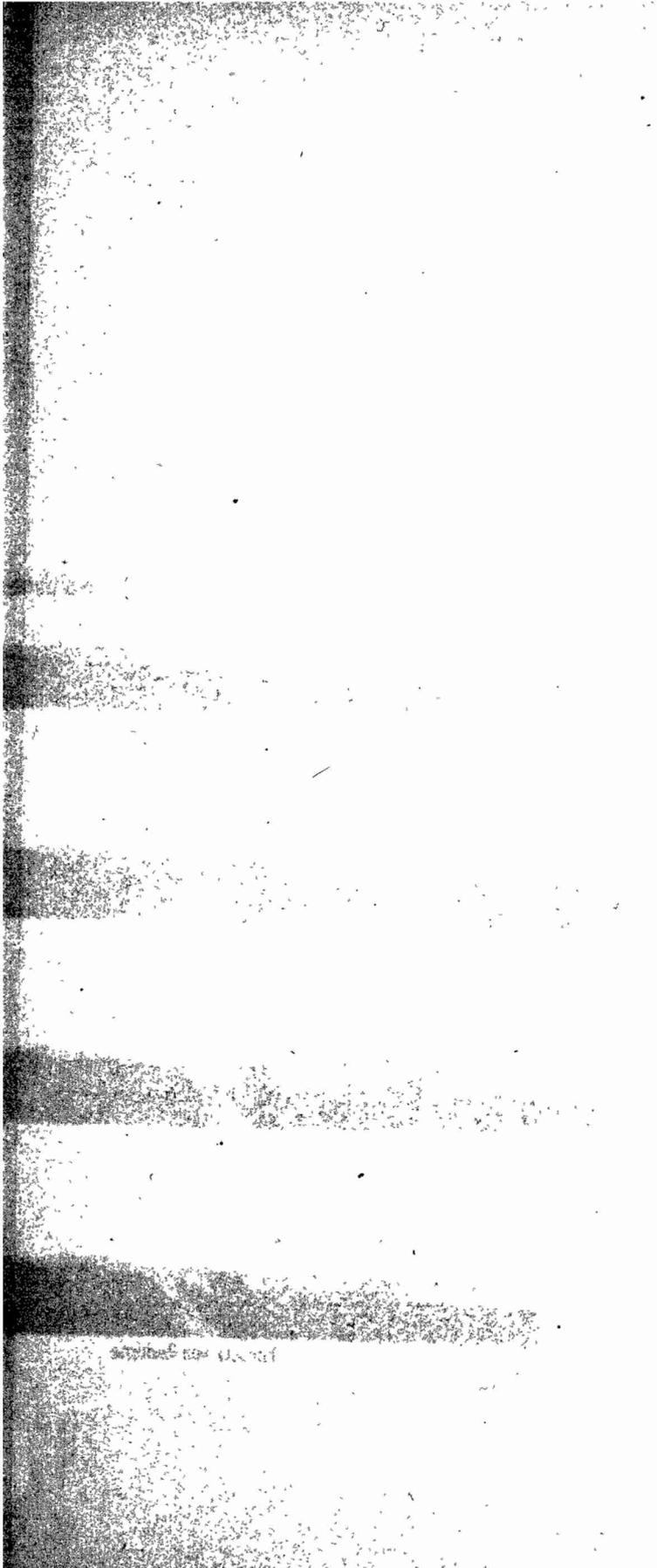


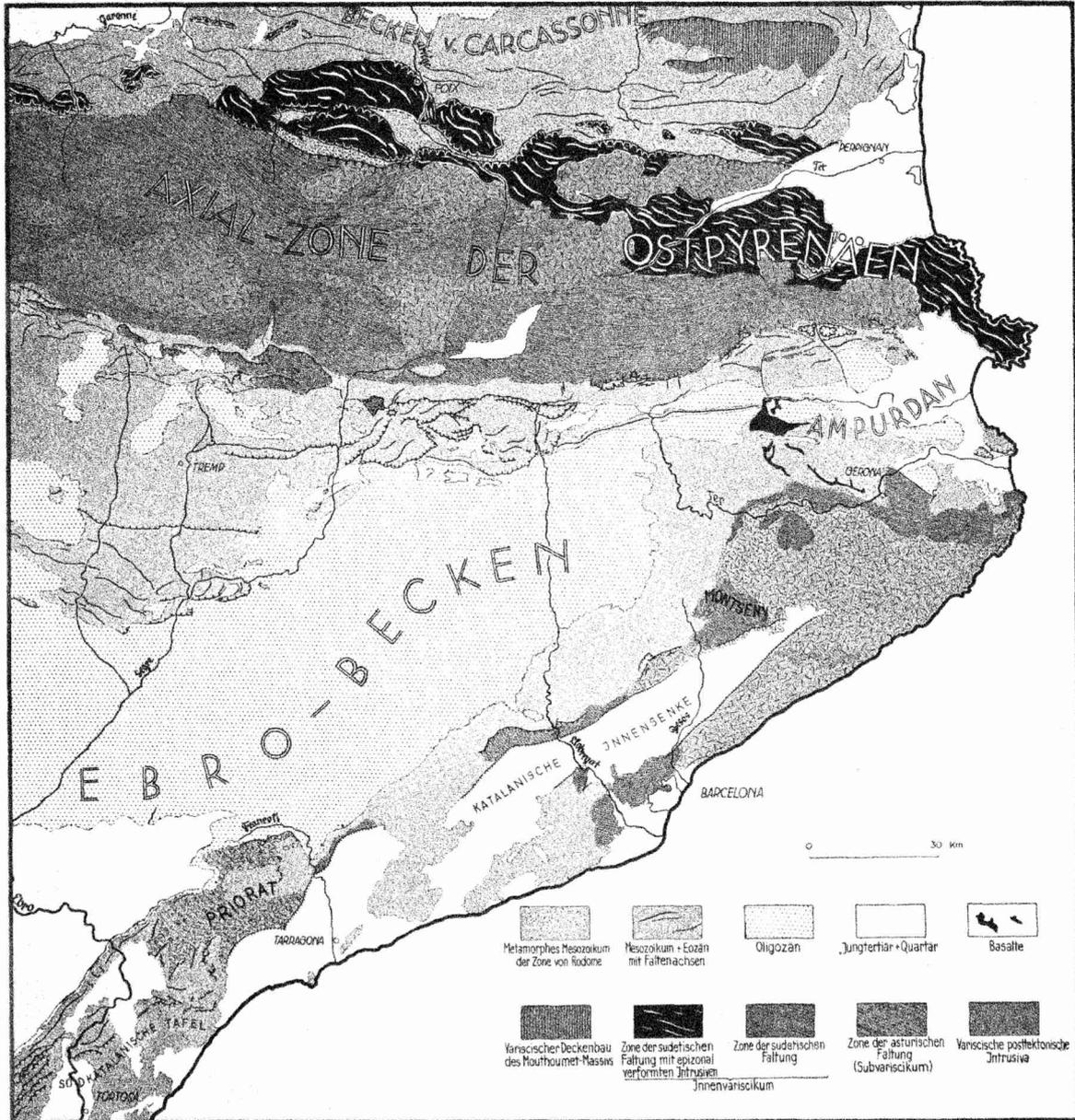
Niederargonische Ketten

Mallorca

Menorca

Vortiefensedimente des jüngeren Tertiärs.





Tektonische Übersichtskarte Kataloniens.

At

┌

c

└

┌

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

