

Werk

Titel: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten

Autor: Richter, Gerhard; Teichmüller, Rolf

Jahr: 1933

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1933_0007|log4

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 7

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON
HANS STILLE

No. 9

DIE ENTWICKLUNG
DER KELITIBERISCHEN KETTEN

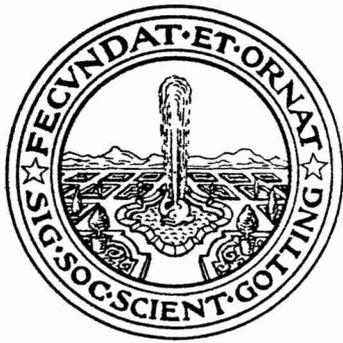
MIT 3 TAFELN UND 56 ABBILDUNGEN IM TEXT

VON

GERHARD RICHTER und ROLF TEICHMÜLLER
IN GÖTTINGEN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1933



Vorgelegt in der Sitzung am 11. März 1932
von HANS STILLE.

Z 1932.55a 2

Druck der Dieterichschen Universitäts-Buchdruckerei (W. Fr. Kaestner) in Göttingen.

11.3.32

Inhalt.

	Seite
Vorwort	1
Einleitung	2
Topographischer Überblick S. 2. — Geschichte der geologischen Erforschung	
S. 3. — Problemstellung S. 3. — Bemerkungen zur Arbeit selbst S. 4.	
A. Die epirogene Geschichte Keltiberiens.	
1. Die Geschichte des mesozoischen Troges.	
a) Der keltiberische Sedimentationsraum in der Unteren Trias	5
1. Der Westrand des Sedimentationsraumes	5
2. Die Fazies der Sedimente	6
α) Die Beckenfazies	6
β) Die Schwellenfazies	7
Die Ateca-Schwelle S. 7. — Die Schwelle von Castellón S. 9.	
3. Die Frage der Katalonischen Masse	9
Untertriadische Sedimentation und Tektonik	11
b) Der keltiberische Sedimentationsraum in der Mittleren Trias	13
1. Der kastilische Uferrand	13
2. Die Sedimente des Beckens	14
Petrographische Gliederung S. 14. — Faunistisch-stratigraphische Gliederung	
S. 16.	
3. Beziehungen zwischen dem keltiberischen, katalonischen und betisch-	
balearischen Sedimentationsbereich	17
Mitteltriadische Sedimentation und Tektonik	17
c) Der keltiberische Sedimentationsraum in der Oberen Trias	18
1. Der kastilische Uferrand	18
2. Die Beckenfazies	19
3. Zur Frage der Katalonischen Masse	20
4. Die Ophite	20
Die obertriadische Epirogenese und die Verbreitung der Grünen Ge-	
steine	21
d) Der Keltiberische Sedimentationsraum im Rät	22
e) Der keltiberische Sedimentationsraum im Jura	24
Lias S. 24. — Dogger S. 25. — Malm S. 25.	
Epirogenese im Rät und Jura	26
f) Der keltiberische Sedimentationsraum im Wealden	27
1. Das Moncayo-Becken	27
Das Liegende des Wealden S. 27. — Der Westrand des Beckens S. 28. — Die	
Sedimente des Beckens S. 29. — Die Andeutung eines nordöstlichen Ufers	
S. 30.	
2. Das Terulensische Becken	30
Der Westrand des Beckens S. 31. — Die Sedimente des Beckens S. 31. —	
Der Beckennordrand S. 32. — Die Ostgrenze der Wealdenverbreitung S. 33.	

	Seite
3. Die Schwelle von Castellón	33
Sedimentation und Tektonik im Wealden	33
g) Der keltiberische Sedimentationsraum im Urgon (Barrême-Unteralb)	35
Bewegungen vor dem Urgon S. 35. — Der Rand des Beckens S. 36. — Die Sedimente des Beckens S. 37.	
Sedimentation und Tektonik im Urgon	38
h) Der keltiberische Trog im Oberalb	38
1. Austrische Bewegungen	39
2. Der Rand des Sedimentationsraumes	42
Der Westrand S. 42. — Der aragonische Uferstrand S. 42.	
3. Das Becken von Miravete	43
4. Spezialbecken und -schwelle	44
Sedimentation und Tektonik im Oberalb	75
i) Der keltiberische Sedimentationsraum in der Oberkreide	46
1. Stratigraphische Gliederung	47
2. Paläogeographische Betrachtung	48
Ergebnis: Der Keltiberische Trog im Mesozoikum	49
II. Die Geschichte der Tertiärbecken.	
a) Das Alttertiär	52
1. Seine stratigraphische Stellung	52
α) Alttertiäre Faunen	52
im Tajo-Becken S. 52, — im Duero-Becken S. 53, — im Ebro-Becken S. 53, — im Becken von Calatayud S. 53.	
β) Petrographisch-tektonische Gliederungsversuche	54
2. Die übergreifende Lagerung des Alttertiärs	55
3. Die Sedimentation des Alttertiärs	56
im Duero-Becken S. 56, — im Tajo-Becken S. 58, — im Ebro-Becken S. 59, — im Becken von Calatayud S. 59.	
Folgerungen	60
b) Das Jungtertiär	60
1. Bewegungen vor dem Jungtertiär (Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten)	60
2. Die Sedimentation des Jungtertiärs	61
α) Die Ablagerungsräume	61
β) Faunistisch-stratigraphische Gliederung der Sedimente	62
γ) Faziesdifferenzierung	62
Randfazies S. 62. — Beckenfazies S. 64.	
δ) Die Abnahme der Reliefenergie im Verlauf des Jungtertiärs	65
Zusammenfassung: Die Deutung des „Normalprofils“	69
3. Jüngere orogene Bewegungen	69
im Tajo-Becken S. 69, — im Ebro-Becken S. 72, — in den kleineren Jungtertiär-Becken S. 73.	
4. Die jungpliozäne Aufwölbung des Keltiberikums	74
Ergebnis: Die Entwicklung der Randsenken im Tertiär	75
B. Das Faltungsbild der Keltiberischen Ketten.	
I. Der Bau der Beckenränder.	
a) Duero-Becken	76
b) Tajo-Becken	79

	Seite
c) Ebro-Becken	79
d) Becken von Calatayud	81
Ergebnis	82
II. Der Bau der Ketten.	
a) Art und Ausmaß des Zusammenschubes	83
1. Faltung in Jura- und Kreideschichten	83
2. Abscherung und Schuppenbau in Trias und Jura	85
Abscherungstektonik S. 85 — Schuppenbau S. 87.	
3. Sattelschollenbau in tieferer Trias und Paläozoikum	92
Zusammenfassung	93
b) Vergitterungen	94
c) Vergenzen (Bewegungsrichtungen)	96
III. Die junge Bruchtektonik des Keltiberikums	98
C. Die Beziehungen des orogenen Faltungsbildes zur epirogenen	
Vorgeschichte der Keltiberischen Ketten.	
I. Die Beziehungen des Faltungsbildes zur mesozoisch-tertiären Entwicklungs-	
geschichte.	
a) Das Streichen	100
b) Die Deutung der Vergenzen	102
Die Lage des Scheitels S. 106, — Zusammenfassung S. 106.	
c) Das Ausmaß des Zusammenschubes	106
II. Die Beziehungen des Faltungsbildes zum Bau des variszischen Grundgebirges	108
Rückblick: Die Keltiberischen Ketten, ein selbständiges Orogen	
niederer Ordnung	110
Literatur	116
Tafel 1. Tektonische Übersichtskarte der Keltiberischen Ketten. 1:900 000.	
Tafel 2. Paläogeographisch-tektonische Bilder zur Entwicklung der Keltiberischen Ketten.	
Tafel 3. Geologische Karte der Niederaragonischen Ketten. 1:200 000.	



Verzeichnis der Textabbildungen.

		Seite
Abb. 1.	Topographische Übersicht über die Keltiberischen Ketten	2
" 2.	Faziesprofile durch die Buntsandstein-Becken Keltiberiens	7
" 3.	Schema der untertriadischen Undationen nördlich und südlich der Ateca-Schwelle	8
" 4.	Die Stellung des keltiberischen Sedimentationsraumes während der Unteren Trias	10
" 5.	Fazies und Mächtigkeit des Buntsandsteins am Rand der Kataloni- schen Masse	10
" 6.	Das Anlager des Muschelkalkes an paläozoische Quarzite bei Beteta	13
" 7.	Profil durch den Muschelkalk von Nuévalos	15
" 8.	Der Muschelkalk Keltiberiens	16
" 9.	Die klastische Randfazies des Keupers am südlichen Ostrand der Kastilischen Masse	18
" 10.	Wechsellagerung von Ophittuffen mit Keupermergeln bei Cal- cena/Moncayo	21
" 11.	Die Fazies des Wealden im Moncayo-Becken	30
" 12.	Das Übergreifen des Wealden auf die Schwelle von Castellón	35
" 13.	Schema der kretazischen Aufwölbung der Schwelle von Montalbán	39
" 14.	Das Liegende des Oberalb im Bereich der Schwellen von Ateca und Montalbán	41
" 15.	Profil durch die Schwelle von Ateca im Oberalb	41
" 16.	Die Mächtigkeit der Unterkreidestufen im nördlichen Teil des Teru- lensischen Beckens	45
" 17.	Profile durch die Oberkreide Keltiberiens	48
" 18.	Profile durch den Keltiberischen Trog	51
" 19.	Faziesprofile des Alttertiärs im östlichen Duero-Becken	57
" 20.	Die Geröllführung des Miozäns südlich von Los Ausines (Burgos) . .	63
" 21.	Die Geröllschüttung der Demanda	64
" 22.	Fazieswechsel im Jungtertiär des Tajo-Beckens	64
" 23.	Fazieswechsel im Jungtertiär des Ebro-Beckens	65
" 24.	Schichtstufenlandschaft unter dem Jungtertiär von Cortes	66
" 25.	Vorpontische Einebnung am Rande des östlichen Duero-Beckens (westlich von Soria)	68
" 26.	Vor- und nachmiozäne Bewegungen im Tajo Becken	70
" 27.	Profile durch die Altomira-Achse	71
" 28.	Vereinzelte Vorkommen gestörter Jungtertiärkonglomerate in den Hesperischen Ketten	72
" 29.	Die postpontische Aufwölbung des Keltiberikums	74
" 30.	Der Nordrand des Duero-Beckens in der südöstlichen Provinz Burgos	77

	Seite
Abb. 31. Profil durch den nördlichen Duero-Beckenrand	77
„ 32. Nordostrand des Duero-Beckens bei Soria und Tajahuerce . . .	78
„ 33. Die Überfaltung des Tajo-Beckens	79
„ 34. Profilserie durch den Südrand des westlichen Ebro-Beckens . . .	80
„ 35. Der Südrand des Beckens von Calatayud	82
„ 36. Überkippte Randfalten der Hesperischen Ketten bei Minglanilla .	84
„ 37. Profil durch den Sattel von San Leonardo	84
„ 38. Flache Überschiebungen östlich von Oliete	85
„ 39. Profil durch die Abscherungsdecke südlich von Morata del Jalón .	86
„ 40. Schuppenbau im Muschelkalk und Keuper	87
„ 41. Schuppenbau und Faltschlagen des Muschelkalkes von Morés .	88
„ 42. Der Sattelschollenbau der Iberischen Ketten und der Sierra de la Demanda	89
„ 43. Profile durch die Hesperischen Ketten	90
„ 44. Steile Verschuppung von Paläozoikum und Trias auf der Südseite des Sattels von Montalbán	91
„ 45. Schematisches Profil durch den Graben von Morés	93
„ 46. Schema der Stockwerk-Tektonik Keltiberiens	93
„ 47. Achsenvergitterung südwestlich von Montalbán	96
„ 48. Profile durch den Numantinischen Scheitel	97
„ 49. Quergräben in der Lucena-Achse	98
„ 50. Antithetische Schollenkipnungen bei Begis-Toras	99
„ 51. Die Küstenabbrüche des Keltiberikums	99
„ 52a. Profil durch die Sättel von Ateca und Ciria	104
„ 52b. Überfaltung des Tertiär-Beckens von Calatayud gegen Südwesten durch den Montalbáner Sattel; Nord-Vergenz gegen die meso- zoische Schwelle von Montalbán durch den Sattel von Lagueruela	104
„ 53. Schematische Profile durch die Keltiberischen Ketten zur Ver- anschaulichung der Vergenzen	105
„ 54. Schwache Faltung und geringe NE-Vergenz der Falten im Osten der Terulensischen Scheitelung	107
„ 55. Starke Faltung und ausgeprägte Vergenz der Niederaragonischen Ketten in der Nähe des Ebro-Beckenrandes	107
„ 56. Streichrichtungen und Vergenzen des variszischen Grundgebirges .	109

Vorwort.

Seit einer Reihe von Jahren werden von Göttingen aus auf Anregung und unter Leitung von Herrn Prof. STILLE die Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spanien systematisch untersucht. Diese Arbeiten nähern sich dem Ende. Hier und da klaffen aber noch Lücken. Um solche auszufüllen, bearbeitete G. RICHTER im Anschluß an seine früheren Studien die Iberischen Ketten von Burgos bis östlich Montalbán, während R. TEICHMÜLLER die Hesperischen Ketten bis zum Abbruch des Keltiberikums zum Mittelmeer untersuchte.

Als Ergebnis dieser und der älteren Arbeiten versuchen wir im folgenden einen Überblick über den mesozoisch-tertiären Werdegang des gesamten Keltiberischen Gebirges zu geben.

Wir danken

Herrn Prof. STILLE, der die Anregung zu dieser Arbeit gab und uns bei unseren Untersuchungen in Spanien und der Ausarbeitung in Deutschland stets sein reges Interesse zuteil werden ließ,

der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen und der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, die die Arbeit finanziell ermöglichten, — ersterer auch dafür, daß sie die Mittel zur Drucklegung bereitstellte,

dem Centro de estudios alemanes y de intercambio in Barcelona, das uns in mancherlei praktischen Fragen unterstützte,

den früheren Göttinger Bearbeitern Keltiberiens, die uns mit Rat und Tat zur Seite standen, sowie

Herrn cand. geol. G. ASHAUER, der uns längere Zeit begleitete und dessen Aufsammlungen und Bestimmungen dieser Arbeit zugute kamen.

Schließlich sei auch der freundlichen Aufnahme gedacht, die uns von spanischer Seite überall zuteil wurde.

wölbung dar, die durch weit verfolgbare Längstäler in einzelne Ketten gegliedert wird. Da die Namen dieser morphologischen Einheiten wenig gebräuchlich sind, seien sie in dem Sinn, in dem wir sie hier, größtenteils im Anschluß an frühere Autoren, verwenden, in Abb. 1 zusammengestellt.

Geschichte der geologischen Erforschung.

Die ersten bedeutsamen stratigraphischen und tektonischen Beschreibungen der Keltiberischen Ketten gaben schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts DE VERNEUIL und seine Mitarbeiter. Die Grundlage unserer heutigen Kenntnisse schufen jedoch erst die systematischen Aufnahmen von ARÁNZAZU, CASTEL, CORTÁZAR, PALACIOS, VILANOVA u. a., die größtenteils um 1870—80 durchgeführt wurden. Ihre Ergebnisse sind in der geologischen Karte von Spanien bzw. in Monographien der einzelnen Provinzen niedergelegt. Diese Arbeiten brachten die erste große Forschungsperiode zum Abschluß.

Danach erlahmte das Interesse an Keltiberien, und in der Folgezeit entstanden nur wenige Studien, von denen die Arbeiten von DEREIMS, LARRAZET, CHUDEAU und WURM genannt seien. Erst als sich nach dem Weltkriege bei Synthesen des europäischen Gebirgsbaues (KOBER, STAUB, STILLE) Meinungsverschiedenheiten hinsichtlich der Eingliederung der Keltiberischen Ketten ergaben, setzten erneut tektonische und stratigraphische Untersuchungen ein. Neben den Arbeiten von ROYO Y GOMEZ, PACHECO, FALLOT und BATALLER, JOLY u. a., die besonders dem Alter der Gebirgsbildung und anderen stratigraphischen Fragen nachgingen, erschienen mehrere Studien von STILLE und seinen Schülern, die sich vorzugsweise mit dem Bau des Keltiberikums befaßten. Ihre Ergebnisse faßte BRINKMANN 1931 dahin zusammen, daß „das Gebiet der Keltiberischen Ketten kein reines Vorland ist, sondern auf Grund seiner sedimentären und eruptiven Vorgeschichte den Rang einer Geosynklinale II. Ordnung beanspruchen darf, in der eine alpinotype Entwicklungsrichtung zwar magmatisch vorbereitet, aber tektonisch nicht zu Ende geführt wurde“.

Problemstellung.

Unklar blieb, ob die Keltiberischen Ketten nur den aufgefalteten Rand eines sehr viel größeren Sedimentationstrogos — etwa eines erweiterten Ebrobeckens — darstellen oder ob sie aus einer Spezialgeosynklinale hervorgegangen sind, deren Umfang etwa dem heutigen Gebirge entsprochen hätte.

Zur Lösung dieser Frage, die für die tektonische Gliederung

der Iberischen Halbinsel bedeutungsvoll ist, gilt es also, zunächst die epirogene Vorgeschichte des keltiberischen Raumes, sodann das orogene Bild und schließlich die Beziehungen zwischen beiden klarzulegen.

Es war also der gesamte Werdegang der Keltiberischen Ketten zu verfolgen. Damit gewinnt unser Spezialfall allgemeines Interesse: Denn wohl ist der Bau vieler Gebirge geklärt, aber nur selten auch die epirogene Anlage, obwohl eigentlich erst durch sie der Bau verständlich wird.

Bemerkungen zur Arbeit selbst.

Die vorliegende Arbeit kann keine Monographie der Keltiberischen Ketten sein, die bei einer Breite von 150—200 km eine Länge von 400 km besitzen. Zu einer solchen reichten weder Mittel noch Zeit aus (standen doch einem jeden von uns insgesamt nur etwa 8 Monate für Geländeuntersuchungen zur Verfügung). So ist das Beobachtungsnetz vielfach recht weitmaschig geblieben, so daß uns trotz der klaren Aufschlüsse manche Einzelheit entgangen sein wird. Auch konnten bestimmte Stellen nicht ein zweites Mal aufgesucht werden, obwohl sich im Fortgang der Untersuchungen vielfach neue Fragestellungen ergaben.

Erleichtert wurde unsere Arbeit durch die vorbildlichen Karten des Instituto Geográfico in Form des Mapa topográfico nacional im Maßstab 1:50 000, soweit solche schon veröffentlicht sind. Im übrigen waren wir auf die Blätter des Mapa militar itinerario 1:200 000 angewiesen, deren Geländewiedergabe für eine geologische Bearbeitung unzureichend ist.

Auf die Beigabe einer bunten Karte unserer Gebiete konnte verzichtet werden, da sämtliche Aufnahmen Keltiberiens später in einer geologischen Übersichtskarte von Nordost-Spanien zusammengefaßt werden sollen.

Einen Überblick über den Bauplan gewährt die tektonische Übersichtskarte (Taf. 1), deren Maßstab jedoch zu weitestgehender Vereinfachung zwang. Ihr ist auch die Lage unserer Beobachtungspunkte zu entnehmen, soweit diese mit Rücksicht auf den Maßstab verzeichnet werden konnten. Bei Erwähnung der Orte im Text ist ihre Lage auf der Karte in eckiger Klammer [] beigelegt.

Ein tektonisch wie stratigraphisch besonders interessantes Gebiet Keltiberiens, ein Teil der Niederaragonischen Ketten, ist in größerem Maßstabe — wenn auch immer noch stark vereinfacht — auf der geologischen Karte Taf. 3 dargestellt.

A. Die epirogene Geschichte Keltiberiens.

I. Die Geschichte des mesozoischen Troges.

a) Der keltiberische Sedimentationsraum in der Unteren Trias.

Auf dem variszischen Faltenrumpf, über den uns in neuester Zeit besonders die Arbeiten von LOTZE und SCHRIEL unterrichtet haben, ruht als tiefstes Glied des mesozoischen Deckgebirges der Buntsandstein. Aus seiner Verbreitung, Mächtigkeit und Faziesentwicklung läßt sich das paläogeographische Bild jener Zeit ableiten (s. Tafel 2, Fig. 1).

1. Der Westrand des Sedimentationsraumes.

Im Bereich der Guadarrama konnte SCHROEDER (1930) den westlichen Saum des untertriadischen Sedimentationsgebietes festlegen. Er verläuft östlich der Linie Onrubia—Riaza—Tamajón [D—E 1]¹⁾. In den westlichen Hesperischen Ketten scheint der Buntsandstein zu fehlen, wenigstens transgrediert bei Beteta (Cueva del Hierro) [F 5] der Muschelkalk unmittelbar auf dem Paläozoikum. Die z. T. recht geringmächtigen Buntsandsteinvorkommen bei Cardeñosa, Sigüenza [D 3], Checa [F 5] und Villora [H 6] bezeichnen die Westgrenze der Verbreitung und deuten auf die Nachbarschaft eines westlichen Hochgebietes. Ihm gehört offenbar auch fast das ganze Gebiet des heutigen Tajo-Beckens an; denn bei Alcaráz, Alcázar und Manzanares [außerhalb der Karte] ruht der Keuper unmittelbar auf dem Grundgebirge^{1a)}.

Auch im oberen Duero-Becken weist die geringe Mächtigkeit der Trias bei Moncalvillo südlich Salas [B 1] darauf hin, daß der Saum des Sedimentationsgebietes nicht fern war. Er mag etwa zwischen Burgo de Osma [C 2] und Aranda del Duero [C 1] gelegen haben.

So ergibt sich eine in nordnordwestlicher Richtung durch Tajo-Becken, Guadarrama und nördliches Duero-Becken streichende Linie, welche den Sedimentationsraum des Buntsandsteins von einem schuttliefernden Denudationsgebiet im Westen scheidet. Dieses sei als „Kastilische Masse“ bezeichnet.

1) Siehe hierzu Tafel 1!

1a) Aufgearbeitet kann der Buntsandstein hier nicht sein, da Gerölle von ihm niemals beobachtet wurden.

2. Die Fazies der Sedimente.

Vom Fuß der Kastilischen Masse nehmen die Sedimente nach Osten rasch an Mächtigkeit zu. Aber das Anschwellen geschieht nicht kontinuierlich, vielmehr lassen sich deutlich Becken und Schwellen im Sedimentationsbereich unterscheiden.

a) Die Beckenfazies.

Auffallend große Mächtigkeiten von 400 m und mehr erreicht der Buntsandstein in drei Spezialtrögen, — in Nordvalencia (zwischen Sagunt und Beamud), bei Molina de Aragón und im Moncayogebiet (vgl. Taf. 2, Fig. 1). Hier ist er folgendermaßen gegliedert:

Nordvalencia, (Cañete [G 6])	Molina [E 5]	Moncayo ²⁾ [B 5]
80 m { Letten und tonige Sandsteine (bei Henarejos mit 15 m Gips)	ca. 100 m { Mergelige Letten und mürbe Sandsteine	25 m { Sandige Letten mit Gips
100 m { Kreuzgeschichtete, feste, konglom. Sandsteine	60 m { Sandst. u. Konglom. Sandsteine m. Ge- röllen	ca. 200 m { Rote, tonige Sand- steine, z.T. dünn- plattig
100 m Sandst. u. Letten 80 m Basalkonglomerat	150 m mürbe Sandsteine 60 m Basalkonglomerat	100 m { Quarzitisches Sand- steine mit Ge- röllen
		20 m Basalkonglomerat

Wie bereits BRINKMANN betont hat, ähneln Fazies und Gliederung des keltiberischen Buntsandsteins der deutschen Entwicklung. Die dünn-schichtigen, glimmerreichen Sandsteine des Moncayo-Beckens erinnern an die „Sollingplatten“, die kreuzgeschichteten, festen Sandsteine von Cañete an den „Bausandstein“ Hessens. Die höchsten, z. T. salinaren Sedimente des keltiberischen Buntsandsteins sind dem deutschen „Röt“ vergleichbar und sollen hier deshalb auch als Röt bezeichnet werden.

²⁾ Die Gesteine des Berges Moncayo selbst zeigen einen etwas abweichenden Habitus, der aber (s. G. RICHTER 1930 S. 55) mit der starken Durchbewegung bei der Auffaltung zusammenhängen dürfte.

β) Die Schwellenfazies.

Gegenüber den drei Gebieten besonders starker Sedimentanhäufung heben sich einige Zonen geringer Mächtigkeit ab, wie Taf. 2 Fig. 1 veranschaulicht. Die Faziesentwicklung im Bereich dieser Schwellen ist aus folgenden Profilen zu ersehen:

Checa [F 5]	Ateca ³⁾	Castellón ⁴⁾
Grobe Sandst. 25 m	Konglomerat < 10 m	Kieselige Sandsteine und Konglomerate 70 m
Basalkonglom. 5 m		Mürbe Sandsteine 80 m

Die Sedimente bestehen hier also ausschließlich aus grobklastischem Material. Die saline, uferferne „Röt“fazies ist auf die Becken beschränkt. Inwieweit hierbei fazielle Vertretungen bzw. Lücken vorliegen, ist nicht zu entscheiden. Offenbar sind aber die Gebiete großer Buntsandsteinmächtigkeit zugleich solche einer vollständigeren Entwicklung (s. u.). Die klastischen Äquivalente der salinaren Fazies brauchen also nicht notwendig in den Rand- bzw. Schwellengebieten vorhanden zu sein.

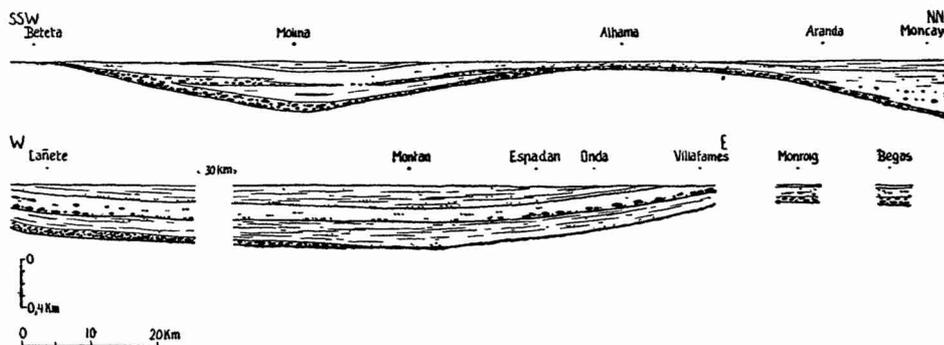


Abb. 2. Faziesprofile durch die Buntsandstein-Becken Keltiberiens.
Gestrichelt: tonige Fazies. Punktiert: sandig-konglomeratische Fazies.

Die Ateca-Schwelle.

Besonders stark reduziert ist die Mächtigkeit des Buntsandsteins in den mittleren Iberischen Ketten (etwa von Ateca bis Montalbán [C 5–E 8]). Diese Zone sei „Ateca-Schwelle“ genannt.

3) Bei Monforte [D 7].

4) Villafamés [G 10].

In ihrer Nachbarschaft werden die Tonmittel im Buntsandstein immer seltener, während die Gerölle sich mehren und sich zu Konglomeratbänken zusammenschließen. Die sandigen Zwischenlagen werden schließlich fast völlig verdrängt, so daß im extremen Falle (z. B. südlich Monforte [D 7]) der Buntsandstein nur noch aus einem knapp 10 m mächtigen Konglomerat besteht, auf dem unmittelbar der Muschelkalk ruht.

Bemerkenswert ist die Bedeutung der Ateca-Schwelle für das bei Molina beobachtete obere Konglomerat. Es ist bei Nuévalos (südlich von Ateca) noch vorhanden, nördlich der Schwelle fehlt es dagegen. Wenn nun die Zone von Ateca schon zur Ablagerungszeit des unteren Konglomerates als becken-trennende Schwelle bestanden und ihren Schutt nach Norden (in das Becken des Moncayo) und nach Süden (in das Becken von Molina) gesandt hätte, so wäre nicht einzusehen, weshalb nicht auch zur Zeit des oberen Molina-Konglomerates Schüttungen von ihr nach beiden Seiten hätten ausgehen sollen. Ihr Schwellencharakter war doch zu dieser Zeit recht ausgeprägt. Da sich im Norden der Schwelle aber nur ein Konglomerat (an der Basis) findet, so wird die Annahme nahegelegt, daß zur Zeit der Ablagerung des Basalkonglomerates von Molina das Moncayo-Becken noch keine Sedimente empfing. Anscheinend setzte hier erst zur Zeit des oberen Konglomerates die Senkung ein, d. h. erst damals wurde das Moncayo-gebiet zum Becken und die Atecazone zur becken-trennenden Schwelle. Das Basalkonglomerat der Moncayo-Senke entspräche damit zeitlich dem oberen Konglomerat des Molina-Beckens (s. Abb. 3).

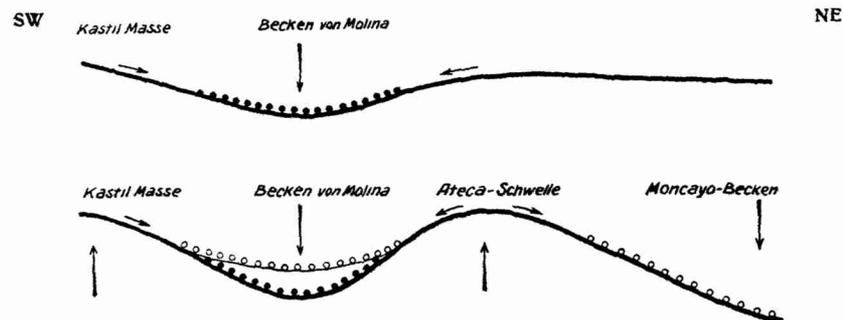


Abb. 3. Schema der untertriadischen Undationen nördlich und südlich der Ateca-Schwelle.

In der frühen Buntsandstein-Zeit wurde nur im Becken von Molina sedimentiert (ausgefüllte Kreise). Zur Zeit des oberen Konglomerates von Molina setzte auch im Moncayo-Becken die Sedimentation ein (leere Kreise).

Die Schwelle von Castellón.

Die Schwelle von Ateca [D 5] würde — verlängert gedacht — nördlich von Castellón [G 10] das Meer erreichen. Hier tritt Buntsandstein wieder in größerer Verbreitung zutage, und tatsächlich entspricht die Mächtigkeitsabnahme von Sagunt [H 9] nach Castellón etwa der von Molina [E 5] nach Ateca (s. Taf. 2, Fig. 1).

Die Gesamtmächtigkeit sinkt von 450 m auf 150 m. Im einzelnen betrifft die Abnahme besonders die Letten und tonigen Sandsteine im Hangenden der Quarzite, die sich von Cañete über Nordvalencia bis weit in die Provinz Castellón verfolgen lassen. Bei Montán [G 9] liegen über diesem Leithorizont noch etwa 200 m mürbe Sandsteine und Letten, bei Eslida [H 9] schrumpfen sie auf 150 m, bei Onda [G 9] auf 100 m zusammen. Bei Villafamés [G 10] fehlen sie völlig. Hier ruht der Muschelkalk unmittelbar auf den Quarziten, deren Mächtigkeit zwar gleichfalls sinkt, aber nicht im gleichen Ausmaß (von 90 m bei Montán und Eslida auf 70 m bei Villafamés). Bedeutender ist wieder die Abnahme im Liegenden des Leithorizontes. Denn diese Sandsteine und Letten schwellen bei Montán auf 160 m an, während sie bei Benicasim und Villafamés nur die Hälfte erreichen (s. Abb. 2).

Wenn sich auch nicht entscheiden läßt, ob diese Schwankungen allein auf vermehrter Sedimentation im Westen beruhen oder ob auch Wiederaufarbeitung im Osten daran beteiligt ist, so ist doch gewiß, daß die Schwelle von Castellón in gleicher Weise dem Becken von Sagunt gegenübergestellt werden darf, wie 170 km weiter nördlich die Schwelle von Ateca dem Becken von Molina.

3. Die Frage der Katalonischen Masse.

Wäre die Kastilische Masse der einzige Schuttlieferant des Keltiberischen Troges, so müßten die Sedimente in Keltiberien gegen NE immer feinkörniger werden. Noch bei Castellón (Benicasim, Villafamés) trifft das zu, denn hier ist kaum einmal eine Andeutung eines Basalkonglomerates vorhanden. Aber in den Katalonischen Küstenketten wächst wieder die Geröllgröße und die Mächtigkeit der Konglomeratbänke bei gleichzeitiger Abnahme der Gesamtmächtigkeit, wie Abb. 2 und 4 zeigen.

Das Buntsandsteinmaterial dieses Gebietes kann nicht mehr von der Kastilischen Masse kommen. Woher stammt es?

Die untertriadischen Ablagerungen sind an der katalonischen Küste einander sehr ähnlich. Überall beobachtet man die gleiche Geröllgröße und die gleiche Mächtigkeit der Konglomeratbänke.

rote und grüne Tone (30 m), die an der Straße bei der obersten Kehre unter dem Muschelkalk zutage treten.

Demgegenüber zeigt der Buntsandstein bei der Station Olesa der Bahn von Barcelona nach Manresa, wo seine Schichten nahezu senkrecht stehen und an der Straße und im Bachbett fast Meter für Meter gemessen werden können, folgendes Profil:

Hangendes: Muschelkalk

- 20 m rote und grüne Schiefertone mit Gipsresiduen
- 80 m rote sandige Letten mit Sandsteinbänken
- 16 m rote sandig-glimmerige Letten mit Malachit und Pflanzenresten
- 13 m feste rote Sandsteine
- 10 m rote Letten
- 4 m rote Sandsteine
- 15 m rote tonige Letten
- 4 m rote Sandsteine
- 15 m rote sandige Letten mit gelben Kalksandsteinbänken
- 4 m rote Sandsteine
- 10 m rote sandige Letten
- 3 m rote Sandsteine
- 30 m rote sandige Letten
- 65 m rote Sandsteine, unten kieselig, in den oberen 45 m tonig
- 10 m kieseliges Basalkonglomerat mit bis faustgroßen Geröllen

299 m

Die Basalkonglomerate sind hier also auf $\frac{1}{4}$ der Mächtigkeit zusammengeschrumpft, die konglomeratischen Sandsteine auf $\frac{1}{3}$. In den höheren Teilen sind die Gerölle verschwunden, dafür haben sich über 200 m Schiefertone eingestellt. Infolgedessen bildet der Buntsandstein hier eine Senke statt eines Klippenzuges wie bei Begas⁵⁾.

Die sedimentliefernde Schwelle ist also im Osten der katalonischen Küstenketten zu suchen.

Andererseits ist der Buntsandstein der Balearen sehr mächtig: auf Menorca erreicht er nach freundlicher Mitteilung von J. HOLLISTER 550 m. Eine ähnliche Mächtigkeit dürfte er auch auf Mallorca besitzen, da das Röt, das erfahrungsgemäß mit der Gesamtmächtigkeit wächst, hier sehr dick ist. Aufgeschlossen sind vom Buntsandstein etwa 250 m. Da dem Buntsandstein auf Menorca, vom geringmächtigen Basalkonglomerat abgesehen, Gerölle fast fehlen, so muß das sedimentliefernde Hochgebiet relativ fern gelegen haben.

Auf Grund dieses Befundes liegt es also nahe, in der Unteren Trias ein sedimentlieferndes Hochgebiet im Südosten Kataloniens anzunehmen, etwa von der Ausdehnung, wie es Abb. 4 veranschaulicht. —

Untertriadische Sedimentation und Tektonik.

Das völlige Fehlen mariner Fossilien, das gelegentliche Vorkommen von Trockenrissen, Pflanzenresten, Estherien und Chiro-

therienfahrten⁶⁾, sowie das häufige unvermittelte Auftreten von faustgroßen Geröllen innerhalb der Sandsteine, und nicht zuletzt die geringe horizontale Faziesdifferenzierung der Ablagerungen zeigen, daß der Buntsandstein Keltiberiens von Flüssen sedimentiert ist, die nach Regenperioden den Schutt der rot verwitternden Hochgebiete in die Senken verfrachteten.

Es fragt sich nun, ob die Gebiete großer Mächtigkeit die allmähliche Auffüllung präexistierender Hohlformen darstellen oder ob epirogene Krustenbewegungen zur Zeit der Sedimentation des Buntsandsteins anzunehmen sind.

Für die Auffüllung fertiger Depressionen sprechen Fälle gelegentlicher Anlagerung⁷⁾ sowie die Abnahme der Korngröße von unten nach oben, die ja einer Verminderung der Reliefenergie gut entsprechen könnte. Aber die Anlagerung ist doch nur recht geringfügig und ebenso erfolgt die Abnahme der Korngröße keineswegs stetig. Vielmehr stellen sich auch in den höheren Schichten häufig Geröllbänke ein. Wollte man trotzdem bei der Deutung einer Reliefzuschüttung bleiben, so müßte man Klimaschwankungen zu Hilfe nehmen. Vielleicht ist dies lokal erlaubt; aber das gewaltige Anwachsen der Mächtigkeit in einzelnen Gebieten und die weite Verbreitung grobklastischer Schichten auch in den höheren Teilen der Serie drängen doch zu dem Schluß, daß der Boden während der Sedimentation ständig sank, und zwar zeitlich und örtlich mit wechselnder Intensität.

Die Faziesverhältnisse nördlich und südlich der Ateca-Schwelle (s. S. 8) erlauben auch einen Schluß auf das Alter der benachbarten Becken: offenbar ist das Becken von Molina wenigstens als Sedimentsammelmulde älter als die nördliche Moncayo-Senke. Daß das ausgedehnteste Stephanvorkommen Keltiberiens gerade bei Molina [E 5] im Gebiete der größten Buntsandsteinmächtigkeit liegt, spricht dafür, daß die Beckensenkung schon im jüngsten Karbon begonnen haben kann.

Im oberen Buntsandsteinkonglomerat von Molina ist eine beschleunigte Senkung gegenüber der Kastilischen Masse und der

6) Außer den in der Literatur bereits erwähnten Fahrten befindet sich eine sehr schöne unmittelbar westlich der Landstraße Molina—Tierzo [E 5] bei km 10,7. — Besonders reich an Muschelkrebsen und Pflanzenresten sind kohlige Schieferlinsen an der Straße Cañete—Aliaguilla südlich von Landete [H 6], sowie westlich von Bezas bei Albarracin [F 6].

7) So bei El Pobo [E 6], wo die Basalkonglomerate des Buntsandsteins Dellen in den silurischen Schiefeln zwischen den Quarztrippen erfüllen, und bei Peracense [F 6] (Eisenbahneinschnitt), wo der Buntsandstein an Grauwacken anlagert.

Ateca-Schwelle ausgedrückt. Letztere steigt jetzt auch gegenüber dem nördlichen Moncayogebiet; denn dorthin schüttet sie nunmehr ebenfalls ihren Detritus. Aus dem ständigen Anwachsen der Mächtigkeit von der Ateca-Schwelle nach Norden darf man wohl schließen, daß das Moncayo-Becken eine Erweiterung des pyrenäischen Sedimentationsbereiches nach Süden darstellt.

Der Keltiberische Trog läßt also in der Unteren Trias eine deutliche Gliederung in NW-SE streichende Spezialschwellen und Spezialbecken erkennen. Die Einsenkung der Becken vollzieht sich z. T. in mehreren ruckartigen Bewegungen, ähnlich wie es v. BUBNOFF aus dem Oberen Karbon der Innersudetischen Mulde beschrieb.

b) Der Keltiberische Trog in der Mittleren Trias.

1. Der kastilische Uferrand.

In der Mittleren Trias bleibt der Außenrand des Sedimentationsbereiches annähernd der gleiche wie in der Buntsandsteinzeit, wenn auch das Meer an manchen Stellen die sinkenden Randgebiete der Kastilischen Masse überflutete.

In der westlichen Demanda fehlt der Muschelkalk. Sein westlichstes Vorkommen liegt bei Viniegra de Arriba [A 3], wo er nur 8 m mächtig ist. Bei Moncalvillo südlich Salas [B 1] ist in einer Sandsteinfolge, welche mit 150 m Mächtigkeit die gesamte Trias vertritt, keine Andeutung von Muschelkalk zu finden. Hier ist somit die Küste gegenüber dem Außenrand der Buntsandsteinverbreitung nach NE, also beckenwärts, gerückt.

Am Ostrand der Guadarrama springt die Küste ebenfalls trogwärts bis Atienza [D 2] vor (SCHROEDER S. 157). Bei Beteta [F 5] weicht sie dafür ein wenig gegen Westen zurück, so daß der Muschelkalk auf das Grundgebirge übergreift. Eine Randfazies ist

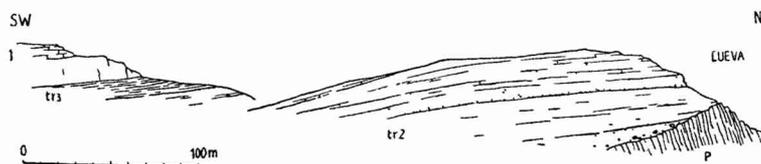


Abb. 6. Das Anlager des Muschelkalkes an paläozoische Quarzite bei Cueva del Hierro östlich Beteta [F 5].

P Paläozoikum, tr₂ Muschelkalk, tr₃ Keuper, j Rät + Jura.

(1079)

hier nur auf eine schmale Zone beschränkt, in welcher der Kalkgehalt gegenüber den klastischen Bestandteilen zurücktritt⁸⁾.

Infolge dieser Schuttanhäufung ist die Mächtigkeit des Muschelkalkes trotz der Randnähe noch nicht vermindert, wie folgende Gegenüberstellung erkennen läßt:

Randnahe Fazies (Cueva del Hierro [F 5])		Randferne Fazies (Villora [H 6])	
Hangendes: Keupermergel		Hangendes: Keupermergel	
Tonig-kieselige Mergel mit zahlreichen Wurmspuren ⁹⁾	40 m	Dolomitische Kalke und Mergel	15 m
Brauner Kalksandstein	12 m	Graue Tone u. Mergel m. Lingula	6 m
Tonige Quarzitbrekzie	20 m	Wulstige Kalke m. Dolomitbänken	40 m
Brauner Kalksandstein m. Quarziterollen	5 m	Massige dolomitische Kalke mit Trochiten	20 m
Liegendes: Paläozoische Quarzite.		Liegendes: Buntsandstein.	

Erst am Strande selbst sinkt die Mächtigkeit beträchtlich. Bei Beteta ist diese Zone nicht aufgeschlossen, wohl aber am Ostende der Guadarrama, wo SCHROEDER als Äquivalente des Muschelkalkes Kalksandsteine von nur wenigen Metern Mächtigkeit aufgefunden hat (s. Abb. 8).

2. Die Sedimente des Beckens.

Petrographische Gliederung.

Die untere Grenze des Muschelkalkes ist in den Randgebieten, in denen er auf grobklastischen Buntsandstein oder gar auf Paläozoikum übergreift, leicht zu finden. Aber in den Becken, in denen Röt erhalten ist und eine kalkige Fazies schon in der Unteren Trias einsetzt, gibt es Fälle¹⁰⁾, wo typischer Muschelkalk mit nicht minder typischem Buntsandstein wechsellagert. Da Fossilien nicht gefunden sind, bleibt es offen, wo hier die Grenze in der ca. 20 m mächtigen, fraglichen Schichtenfolge zu ziehen ist (s. auch Abb. 7).

In den Iberischen Ketten ist die Entwicklung recht gleichförmig¹¹⁾. Eine Schichtenfolge, wie sie für das gesamte Gebiet

8) So bestehen bei Beteta [F 5] die tieferen Teile des Muschelkalkes fast ausschließlich aus dem Detritus der paläozoischen Quarzitklippe, an die sie angelagert sind, wie der Aufschluß im Bachriß östlich von Cueva del Hierro zeigt.

9) Diese sind nicht zu unterscheiden von den grauen, kieseligen Mergeln, die bei Sigüenza über dem Buntsandstein auftreten und von allen Bearbeitern in den Muschelkalk gestellt werden. Auch bei Huérama b. Tragacete [G 5] vertreten noch kieselige Gesteine, die hier im Hangenden der Unteren Trias auftreten, den Muschelkalk.

10) z. B. 6 km nordwestlich von El Pobo [E 6] im Becken von Molina.

11) Die WURM'sche Dreigliederung des Muschelkalkes von Morés (Jalón) ist schon von LOTZE (1929 S. 123) als tektonische Wiederholung gedeutet worden.

typisch ist, zeigt das Profil durch den steilstehenden Muschelkalk von Nuévalos:

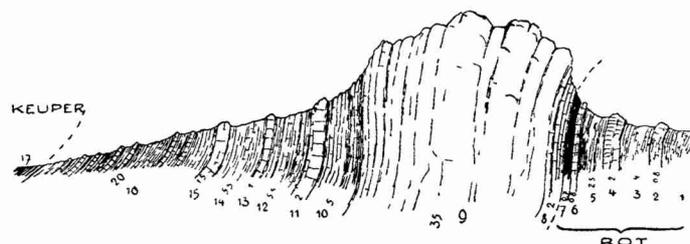


Abb. 7. Profil durch den Muschelkalk von Nuévalos südlich Albama de Aragón [D 5] als Beispiel für die petrographische Gliederung der Mittleren Trias in Keltiberien.

Die horizontal stehenden Zahlen geben die Mächtigkeit der betr. Schichten in Metern an.

R o t	{	<ul style="list-style-type: none"> 1 Grüne und blaue, sandige Mergel 2 bräunliche Dolomitbank 3 grüne und rote sehr sandige und glimmerhaltige Letten 4 weiße Sandsteinbank, nach oben plattig werdend u. übergehend in 5 grünlichblaue und violette Mergel 6 dünnplattige, feste Kalkbank 7 graue bis gelblichgrüne Mergel
Muschel- kalk	{	<ul style="list-style-type: none"> 8 feste, dünngebankte Kalke. Nach oben Übergang in 9 erst klotzige, ungebankte, dann dickgebankte, dolomitische Kalke 10 dünnplattige Mergelkalke¹²⁾ 11 feste, klotzige Kalkbank 12 dünnplattige Mergelkalke 13 feste, dolomitische Kalkbank 14 dünnplattige Mergelkalke 15 feste Kalkbank 16 Mergelkalke, typische Wellenkalke, mit nach oben immer spärlicher werdenden Kalkbänkchen. Unscharf ist die Grenze zu
Keuper		17 bunte Mergel.

Nördlich von Montalbán [E 8] ist der Muschelkalk etwa 100 m mächtig. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit allmählich ab¹³⁾. Südlich von Ágreda/Moncayo [B 5] erreicht sie noch etwa 20 m, in der östlichen Demanda sinkt sie auf 8 m (vgl. Abb. 8). Ein

12) Hierin bei Torrijo [C 5] *Nautilus*!

13) Das sporadische Fehlen und Wiederauftreten des Muschelkalkes, wie es von PALACIOS (1892) und WURM (1911) dargestellt wurde, ist von G. RICHTER (1930, 1931 a) als tektonische Unterdrückung unter Abscherungsdecken gedeutet.

Fazieswechsel ist mit der Annäherung an die Westküste hier nicht verbunden.

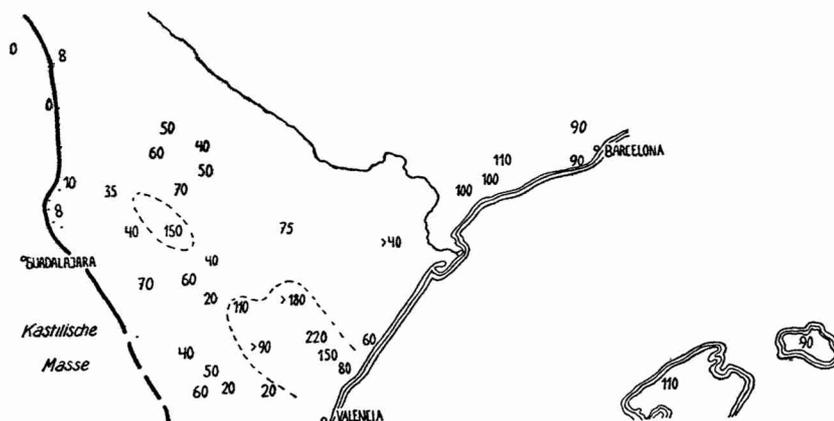


Abb. 8. Der Muschelkalk Keltiberiens.

Die Zahlen geben die Mächtigkeit, die Punkte die Verbreitung klastischer Fazies an.

Auch auf den Balearen und in den Katalonischen Küstenketten bleiben Mächtigkeit und Fazies des Muschelkalkes recht gleichförmig. Es handelt sich hier um ca. 100 m mächtige Kalke, die an der Basis mehr oder minder massig bzw. dickbankig sind, dagegen in den höheren Teilen dünn-schichtig werden und mergelige Zwischenlagen enthalten. Zuweilen stellen sich im Hangenden nochmals festere Bänke ein.

Eine Gliederung in Basalkalke und hangende dünn-schichtige Partien läßt sich aber nicht immer durchführen, besonders nicht in der Provinz Castellón. Die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper, die sonst so scharf ist, kann hier oft nur willkürlich gezogen werden. Denn über den tiefschwarzen, splittrigen Plattenkalken der Mittleren Trias (80 m) liegen bei Lucena [G 9] und Villahermosa [G 9] Tone (40 m), die man andernorts als Keuper deuten würde, obwohl bunte Farben fehlen. Darüber folgen nochmals feste Kalke (30 m), die dem Muschelkalk ähneln, aber offenbar keine tektonische Wiederholung darstellen. Erst im Hangenden treten echte bunte, gipsführende Keupertone auf.

Faunistisch-stratigraphische Gliederung.

M. SCHMIDT hat sich neuerdings eingehend mit der stratigraphischen Gliederung des spanischen Muschelkalkes befaßt. Er stellt (1082)

die Basalkalke von Olesa (bei Barcelona) ins Anis. Denn es liegen im Hangenden der Basalkalke die Schichten mit den bekannten Ceratiten noch ca. 6 m unter dem Niveau der *Mentzelia mentzeli*, die in Oberschlesien auf das Anis beschränkt ist, und außerdem stehen die Ceratiten von Olesa, wie schon MOJSSISOVICS betont hat, dem *Ceratites antecedens* (ebenfalls einer Form des oberschlesischen Unteren Muschelkalkes) sehr nahe.

In den dünn-schichtigen höheren Partien des keltiberischen Muschelkalkes findet sich vielerorts eine Muschelfauna, die nach M. SCHMIDT dem mittleren Ladin entspricht. Er bezeichnet sie als die Fauna von Teruel. Allerdings ist ihre Lage gerade im klassischen Profil von Royuela [F 6] noch nicht völlig geklärt.

Die höchsten Schichten des Muschelkalkes des Keltiberischen und Betischen Troges dürften dem Oberen Ladin angehören.

3. Beziehungen zwischen dem keltiberischen, katalonischen und betisch-balearischen Sedimentationsbereich.

Ein Vergleich der mitteltriadischen Ablagerungen und Faunenbestandteile in Katalonien und den Balearen ergibt, daß der Muschelkalk beiderorts gleich entwickelt ist (vgl. Abb. 8). Nichts deutet auf eine Schwelle zwischen Katalonien und den Balearen zu jener Zeit. Dagegen lassen sich Unterschiede zwischen der Entwicklung in Katalonien und Keltiberien feststellen, insofern Fazies und Mächtigkeit in manchen Teilen des südlichen Keltiberikums erheblich schwanken. Hier waren offenbar die Sedimentationsbedingungen nicht so gleichförmig wie in Katalonien und den Balearen.

Wenig besagt indessen, daß Ceratiten in Keltiberien bislang nicht gefunden sind; ist doch der Muschelkalk hier nicht annähernd so gründlich durchforscht wie in Katalonien und auf den Balearen. Schon das Auftreten von Nautiliden (Torrijo [C 5]) und Crinoiden zeigt, daß das offene Meer tief in den Keltiberischen Trog eingedrungen war. Zudem fanden wir in schwarzen plattigen Kalken bei Alcalá de la Selva [F 8] zahlreiche Daonellen, die ja die Ammoniten zu begleiten pflegen. Durch BATALLER'S Daonellenfunde bei Prat de Compte, Alfara und im Paulssattel (s. FALLLOT-BATALLER S. 7) ist dieses Vorkommen mit den katalonischen verknüpft.

Mitteltriadische Sedimentation und Tektonik.

Seit der Unteren Trias hat sich die Tendenz der Großtektonik nicht wesentlich geändert; denn die Grenzen der Sedimentationsräume bleiben sich nahezu gleich. Aber die Mächtigkeit

keits- und Faziesschwankungen sind im Muschelkalk doch weit geringer als im Buntsandstein. Immerhin zeigt die große Mächtigkeit des Muschelkalkes im Becken von Molina [E 5], die nach TRICALINOS 150 m beträgt, daß hier die Senkungstendenz noch anhielt. Das gleiche gilt für das Becken von Sagunt [H 9], wo der Muschelkalk bei Montán [G 9] 220 m erreicht. Auch bei Onda [G 9] ist er noch 150 m mächtig. Erst auf der Schwelle von Castellón (Villafamés [G 10]) sinkt seine Mächtigkeit auf 60 m herab. Deutliche Hinweise auf den Fortbestand der älteren Schwellen fehlen jedoch im allgemeinen. Die unvermittelten Mächtigkeitsschwankungen hängen offenbar nicht nur mit Bodenbewegungen zusammen, sondern sind häufig auch die Folge atektonischer Sedimentationsbedingungen wie Temperatur, Salzgehalt, Strömung, Fauna etc.

c) Der Keltiberische Trog in der Oberen Trias.

1. Der kastilische Beckenrand.

Wie der Keuper in anderen Gebieten germanischer Fazies übergreifend auftritt, so erweitert sich auch in Keltiberien der Sedimentationsbereich in der Oberen Trias. Die östlichen Teile der Kastilischen Masse, die bislang zum Denudationsgebiete gehörten, werden jetzt dem Sedimentationsraume angegliedert (siehe Taf. 2, Fig. 2).

In der Guadarrama greift der Keuper nach SCHROEDER 50 km weiter gegen Westen vor als der Muschelkalk. Diesem Vorrücken bis auf das Grundgebirge entspricht eine grobklastische Fazies, die SCHROEDER 20 km beckenwärts verfolgte.

Der obertriadischen Randfazies gehört wohl auch der höhere Teil der erwähnten roten Sandsteinfohle von Moncalvillo südlich Salas [B 1] an. Ebenso ist im südwestlichen Tajobecken der Keuper bei Alcázar und Manzanares, wo er noch über 100 m mächtig wird,

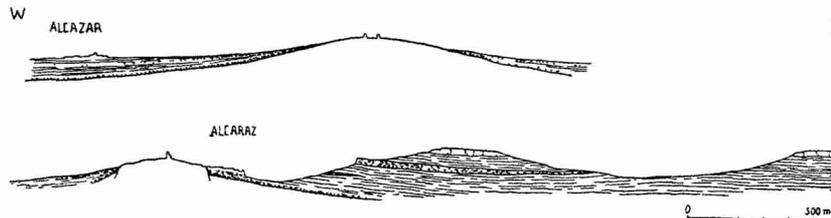


Abb. 9. Die klastische Randfazies des Keupers am südlichen Ostrand der Kastilischen Masse.

Weiß: Grundgebirge.

(1084)

reich an sandigen Einschaltungen, — ein Zeichen, daß das sedimentliefernde Ufer nahe war. Das An- und Auflager dieser klastischen Randfazies auf dem Grundgebirge ist 2 km südöstlich von Alcázar schön erschlossen.

Das Paläozoikum besteht hier aus dichten, blaulichen Quarziten, die stark zerklüftet sind und anscheinend N—S streichen. Sie durften schon zur Zeit der Ablagerung des Keupers als ca. 70 m hohe Klippe ihre Umgebung überragt haben, da trotz der fast ungestörten Lagerung die Schrägschichtung der roten, tonigen Keupersandsteine stets mit etwa 20° vom Paläozoikum wegfällt und die sandigen Lagen mit der Entfernung vom Quarzit im selben Maß an Mächtigkeit verlieren wie die tonigen zunehmen. Auch keilen die in der Nachbarschaft des Quarzites häufigen Schuttlagen bald aus.

Noch klarer erschlossen ist das Eingreifen des Keupers in eine stark zerschnittene Landschaft bei Alcaráz. Hier hat die heutige Abtragung die festen Quarzite und damit das — vom Keuper begrabene — Relief wieder herauspräpariert. Die Aufschlüsse zeigen, wie die horizontalen Schichtbänke des Keupers an steilen Quarzitefelsen abstoßen, deren Detritus sich mit den roten, feinsandigen Tonen verzahnt. Dieser „Gehangeschutt“ keilt so schnell aus, daß sich schon in einer Entfernung von 20 m die Tone zusammenschließen und nur vereinzelte Bänke von schrägschichteten Sandsteinen noch Ufernähe andeuten. Die Schuttung selbst muß verhältnismaßig schnell erfolgt sein; denn sonst hätten kaum 80 m hohe und recht steile Klippen von den roten Tonen begraben werden können.

2. Die Beckenfazies.

Im Becken der Keuperzeit fehlen grobklastische Sedimente. Bunte Tone und gipsführende Mergel herrschen durchaus vor. In den Iberischen Ketten besteht der untere Teil der Serie aus graugrünen Mergeln mit Kalkbänkchen und typischen Steinmergellagen. Hierin fand WURM bei Monterde (15 km südöstlich von Alhama de Aragón [D 5]) eine kümmerliche Fauna — *Myacites*, *Lingula*, *Pleuromya* und *Acrodus* — sowie Reste von Equiseten. In ähnlichen Schichten wies TRICALINOS bei Molina de Aragón [E 5] *Gervillia* sp., *Anoplophora* sp. und *Corbula keuperina* QUENST. nach.

Erst die hangende Partie ist lebhaft dunkelrot gefärbt und enthält mehr Ton als Kalk. In den Iberischen Ketten birgt sie mächtige Gipse. Auch wo die salinaren Sedimente an der Oberfläche ausgelaugt sind, weisen auf ihre weite unterirdische Verbreitung Zellenkalke, Erdfälle, Salinen und Salzseen hin. Besonders mächtig scheinen die Salzlager im südlichen Keltiberien zu sein, wie die Verbreitung der Salinen andeutet.

Die Mächtigkeit des Keupers ist meist schwer zu bestimmen, da die mobilen Tone und Mergel schon bei geringer tektonischer Beanspruchung in den Faltenumbiegungen angereichert und in den Schenkeln ausgequetscht werden (s. S. 85 ff.). Sie mag im allgemeinen

zwischen 150—200 m liegen. Stellenweise ist sie aber geringer; so beträgt sie zwischen Molina und Cañete [G 6] nur ca. 60 m, und bei Checa und Beteta (Cueva de Hierro) [F 5] sinkt sie sogar auf 45 m. Hier besteht der Keuper fast ausschließlich aus roten Tonen und Zellenkalken.

3. Zur Frage der Katalonischen Masse der Keuperzeit.

Der Nachweis einer klastischen Randfazies im Keuper Kataloniens wäre natürlich von besonderem Interesse, aber die in der Literatur vorhandenen Angaben, daß grobe, rote Sandsteine im Keuper von Barcelona vorkämen, beruhen auf Irrtümern.

So gehören die roten Sandsteine von Begas, Vallirana und Olesa Stat. in Wirklichkeit nicht der Oberen, sondern der Unteren Trias an; Repetitionsverwerfungen lassen immer wieder die gleiche Schichtfolge wiederkehren: Buntsandstein, Muschelkalk¹⁵⁾ und Keuper. M. SCHMIDT hat den wahren Sachverhalt geschildert. — Schwerer sind auf den ersten Blick die Verhältnisse bei Badalona zu deuten. Dort ruhen über gipsführenden Tonen, die auf Bl. Barcelona als Keuper angesprochen werden, rote Sandsteine. Da aber die ganze Serie im Hangenden eines Konglomerates liegt, das einwandfrei tertiären Alters ist, so können auch die gipsführenden Schichten und Sandsteine nur dem Tertiär angehören.

Der wirkliche Keuper ist selten aufgeschlossen. So liegen bei Olesa Stat. über dem Muschelkalk zellige dolomitische Kalke in einer Mächtigkeit von etwa 40 m. Sie beobachtet man auch bei Vallirana an der Straße oberhalb des Kalkbruches. Andererseits erscheinen dort unter den Carñiolas bei der Fuente Alsina bunte Tone in einer Mächtigkeit über 20 m.

Der gesamte Keuper dürfte bei Barcelona nicht mehr als 90 m erreichen. Auch sonst ist seine Mächtigkeit in Katalonien gegenüber der in Keltiberien (Valencia, Molina) gering. Wichtig ist ferner, daß ihm Ophite fehlen, die erst südlich des Ebro sowie in Mallorca auftreten. So darf man vielleicht annehmen, daß der Katalonische Keuper im Randgebiete einer Schwelle abgelagert ist. Auf die Nachbarschaft einer „Aragonischen Masse“ deutet vielleicht auch die ausgeprägte Rotfärbung bei Ejulve [E 9] und Oliete [D 8] hin.

4. Die Ophite.

In den Gipsmergeln der Oberen Trias finden sich häufig basische Eruptiva, die in der französischen und spanischen Literatur als „Ophite“ bezeichnet werden. Sie enthalten in frischem

14) Außerhalb unserer Karte Tafel 1.

15) Der Muschelkalk wurde von ALMERA und TORNUST als „Keuperkalk“ aufgefaßt. Doch entspricht die Fauna, wie M. SCHMIDT gezeigt hat, durchaus der des Muschelkalks.

Zustand neben Augit und zahlreichem idiomorphem Olivin einen sauren Andesin, dessen grobe Leisten die „ophitische“ Textur des Gesteins bedingen. Meist sind diese Olivin-Diabase zu Grünsteinen zersetzt (G. RICHTER 1930 S. 60). — Grobkristalline Eruptiva beobachteten wir nicht.

Die Ophite sind in Keltiberien auf die Obere Trias beschränkt. Da sie aber in den Pyrenäen und Betischen Ketten auch in Kreide bzw. Jura auftreten, so wurden sie in Keltiberien bis vor kurzem als Intrusiva gedeutet, welche sich unter der festen Decke der Jurakalke gestaut hätten. Jedoch läßt sich mancherorts in Keltiberien zeigen, daß es sich hier um obertriadische Deckenergüsse handelt. Denn nirgends ist Kontaktmetamorphose im Hangenden der Ophite festgestellt, während die Keupermergel im Liegenden meist bis etwa 20 cm tief gefrittet sind¹⁶⁾, ferner fanden sich Blockströme (z. B. bei Calcena [C 6]), Mandelsteine und in den Iberischen Ketten auch Tuffe (Abb. 10).

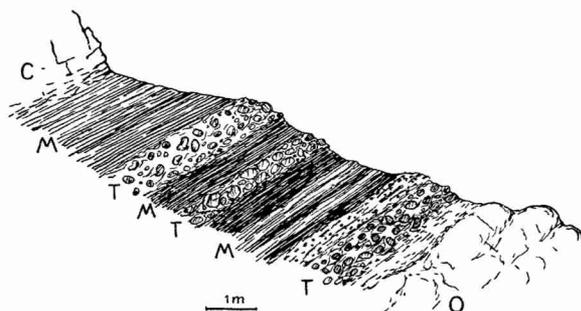


Abb. 10. Wechsellagerung von Ophit-Tuffen (T) mit Keupermergeln (M) bei Calcena/Moncayo [C 6].
O Ophit-Decke, C Carriolas.

Die flach linsenförmigen Decken erreichen eine maximale Mächtigkeit von etwa 20 m. Sie liegen im südlichen Keltiberikum bis in die Gegend von Teruel oft im tieferen Teil des Keupers¹⁷⁾, in den Iberischen Ketten dagegen meist unmittelbar unter den Rättdolomiten. — Förderschloten ließen sich im Liegenden des Keupers bislang nur ganz vereinzelt erkennen.

Bemerkenswert ist die regionale Verteilung der Ophite

16) Bei Cuevas de Ágreda [B 5] konnte die Umwandlung noch ca. 1½ m unter einer 15 m mächtigen Ophitdecke wahrgenommen werden.

17) Wie vor allem die klaren Aufschlüsse bei Arcos de las Salinas [G 7] zeigen (vgl. Abb. 40, S. 87).

(s. Taf. 2, Fig. 2). Ihrem äußerst zahlreichen Auftreten in den Pyrenäen setzt die Sierra de la Demanda die Südgrenze. Soweit von Escaray [A 2] bis zum Jalón in der Nähe des Ebrobeckens (bei Ribaflecha [A 4], Arnedillo [A 4], im Moncayo-Gebiet [B 5] usw.) Keuper bekannt ist, sind Ophite darin sehr häufig. Gegen SW überschreiten sie nicht das große Wealdengebiet der Cebollera [B 3] und das Miozänbecken von Calatayud; sie fehlen auch in den Hesperischen Ketten [H 6] und treten erst südöstlich von Teruel (bei Villed [G 7], Villora und Aliaguilla [H 7]) wieder in größerer Zahl auf. Sie häufen sich bei Arcos de las Salinas [G 7], Manzanares [G 8] und Segorbe [H 9]. Im Valencianischen und bei Castellón [G 10] sind sie selten oder fehlen ganz.

Die obertriadische Epirogenese und die Verbreitung der Grünen Gesteine.

Die gleichförmige Fazies und die unbedeutenden Mächtigkeitsschwankungen der Sedimente schließen stärkere Spezialundationen in der Oberen Trias aus. Nur lokal deuten reduzierte Mächtigkeiten und das Zurücktreten salinärer Ausscheidungen auf den Fortbestand älterer Schwellen, so bei Beteta [F 5] und Castellón [G 10]. Wohl aber geben die örtlich so zahlreichen „Grünen Gesteine“ Hinweise auf die tektonische Gliederung des Keltiberikums; sind sie doch offenbar an die großen — schon in der Unteren Trias hervortretenden — Becken von Sagunt und vom Moncayo gebunden¹⁸⁾, während sie die Schwellen von Ateca und Castellón meiden (vgl. Fig. 1 und 2 der Taf. 2).

Somit folgen die Ophite den Zonen besonders starker Senkung. Wie die betisch-baleaerische Geosynklinale und der Pyrenäentrog reich an Grünen Gesteinen sind, während diese der Kastilischen Masse und dem katalonischen Hochgebiet fehlen, so ergibt sich für die Spezial-Becken und -Schwellen Keltiberiens ein ähnliches Bild der Ophitverbreitung¹⁹⁾.

18) Eine Ausnahme bildet das Becken von Molina [E 5]. Trotz der großen Mächtigkeit der gesamten Trias fehlen hier Ophite. Dieser Befund wird erst später (S. 50) verständlich werden.

19) Daß die Grünen Gesteine an Geosynklinalen gebunden sind, ist ja seit langem bekannt. Nur in einzelnen Fällen läßt sich aber der Nachweis erbringen, daß die Eruptive innerhalb der Geosynklinalen wiederum auf die Spezial-Becken beschränkt sind. So schreibt HUMMEL (Geol. Rundschau 19, S. 226) von der südalpinen Geosynklinale: „Die Laven, Tuffe und Ophite wurden hauptsächlich in den Becken angehäuft, wo auch die Hauptausbruchspunkte lagen“. Das gleiche scheint sich aus den KEGEL'schen Faziesprofilen der Lahn- und Dillmulde im

d) Der Keltiberische Trog im Rät.

Über der im übrigen rein germanisch entwickelten Triasserie folgen als ein faziesfremdes Element massige bis dickgebankte Dolomite und Kalke, die sog. Carñiolas.

Die Grenze zum Keuper ist meist scharf, doch treten gelegentlich in den tiefsten Carñiolas noch Einschaltungen bunter Gipsmergel auf (s. WURM 1911 S. 88 und E. SCHROEDER 1930 S. 142)²⁰⁾.

Die Hangendgrenze der Carñiolas ist nicht genau festzulegen. Denn die grobgebankten Kalke, die auf die Zellendolomite der Basis folgen, gehen allmählich in gut geschichtete Kalke über, die nach ihrem Fossilgehalt schon dem tiefen Lias angehören.

Die eigentlichen Carñiolas haben noch keine bestimmbar Organismenreste geliefert. Die Fossilien, die aus dem Carñiolas der Keltiberischen Ketten angeführt werden, stammen aus den hangenden Schichten. Arieten sind sogar erst im höheren Teil der wohlgebankten Kalke gefunden worden. Die eigentlichen Carñiolas dürften also kaum in den Lias α hinreichen.

Da ähnlich entwickelte, z. T. zellige Kalke (zuweilen mit Gipsknollen) im Mediterrangebiet (Pyrenäen, Katalonien, Sardinien und Toskana) weit verbreitet sind und gelegentlich *Avicula contorta* enthalten, liegt es nahe, auch die Carñiolas Keltiberiens ins Rät zu stellen.

Die Mächtigkeit der Carñiolas bleibt auf kürzere Entfernungen hin ziemlich gleich, ist aber im großen erheblichen Schwankungen unterworfen: in der Provinz Valencia ist das Rät nach BRINKMANN (1931) 30—40 m mächtig, in den Provinzen Cuenca, Teruel und Castellón maßen wir 60—80 m, bei Montalbán [E 8] etwa 100 m, am Jalón 150 m. Ihre größte Mächtigkeit erreichen die Carñiolas wohl bei Sigüenza [D 3] und südlich der Sierra de la Demanda mit 175—200 m.

Die Carñiolas greifen anscheinend über das Sedimentationsgebiet des bunten Keupers hinaus, da sie auch in den Gebieten mit randnaher Keuperfazies noch rein kalkig bzw. dolomitisch entwickelt sind. Nur an einer Stelle ist Ufernähe angedeutet: bei

variszischen Gebirge zu ergeben (Abh. preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 86, Berlin 1922).

20) Das Vorkommen von Ligniten an der Basis der Rät dolomite (analog den Verhältnissen in der Provence) wird von JOLY (1922) aus den nördlichen Iberischen Ketten (Torrelapaja [C 5], Ciria, Préjano [A 4] usw.) beschrieben. Es handelt sich jedoch stets um Kohlen der Unterkreide, die von Ratskalken überfahren sind (G. RICHTER, 1930).

Onrubia [B 1] fand SCHROEDER (1930 S. 142) einen wenige Meter dicken glimmerhaltigen Sandstein inmitten der Rätkalke.

Ganz untergetaucht war also das kastilische Hochgebiet auch im Rät nicht.

e) Der Keltiberische Trog im Jura.

Aus dem Rät geht der fast ausnahmslos kalkig entwickelte Jura ohne scharfe Grenze hervor. Nur sehr vereinzelt treten klastische Einschaltungen auf.

So erscheinen im tieferen Teil des Lias bei Ricla [C 6] einige lateritische Mergellagen zwischen Kalkbänken, die bis linsengroße Quarzkörner enthalten. — An der neuen Straße von Uña nach Huélamo [G 5] sind die oolithischen Kalke unter dem fossilreichen Oberen Lias schwach sandig, deutlich schräggeschichtet und von Wellenfurchen bedeckt. — In ähnlichen Horizonten finden sich im Eisenbahneinschnitt südwestlich von Chinchilla bei Albacete²¹⁾ in gelben, sandigen Mergeln, die reich an schlecht erhaltenen Mollusken, Crinoiden und Echiniden sind, bis faustgroße Quarzgerölle. Der Fund von *Trochus mamillaris* MOYR. und *Turbo lucilius* DUMORTIER stellt diese Ablagerungen in den Mittleren Lias. Sie sind damit die strandnahen Äquivalente von Kalksandsteinen (mit erbsengroßen Quarzkieseln), die BRINKMANN von Alcublas bis nordwestlich von Olocau verfolgte.

Für eine geringe Wassertiefe im Unteren und Mittleren Lias spricht auch die Fauna insofern, als Muscheln und Brachiopoden bei weitem überwiegen. Erst im Oberen Lias stellen sich häufiger Ammoniten ein. Diese Ablagerungen sind überall fossilreich²²⁾.

21) Außerhalb unserer Karte.

22) So fanden sich nach freundlicher Bestimmung von Herrn ASHAUER bei Beteta [F 5] in grünlich-grauen, tonigen Kalken und grauen Tonen von insgesamt 40 m Mächtigkeit: *Coeloceras anguinum* REINECKE, *Hildoceras serpentinum* REINECKE, *H. connectens* HAUG, *H. cornacaldense* TAUSCH, *H. levisoni* SIMPSON, *Bellemnites breviformis* VOLTZ, *Alectryonia* sp., *Plicatula spinosa* OM., *Gryphaea* cf. *calceola* ZIET., *Hinnites* sp., *Pecten* cf. *priscus* SCHLOTH., *Cytherea* sp., *Gresslya* sp., *Macrodon* sp., *Astarte* sp., *Isocyprina* sp., *Myoconcha* sp., *Mytilus* sp., *Gervillia* sp., *Unicardium* cf. *ellipticum* J. BÖHM, *Cardinia* cf. *crassiuscula* SOW., *Isocardia* sp., *Pholadomya* sp., *Turbo* sp., *Turritella* sp., *Rhynchonella variabilis* SCHLOTH., *Rh. cynocephala* RICHARD, *Rh. oolithica* DAV., *Rh.* cf. *concinna* SOW., *Terebratulina subpunctata* DAV., *T. subovoides* ROEM., *Holactypus* sp., *Pentacrinus* sp.

Aber nicht nur in der Artenzahl, sondern auch in der Zahl der Individuen überwiegen Brachiopoden und Muscheln bei weitem. Cephalopoden finden sich nur vereinzelt.

Die Mächtigkeit des Oberen Lias beträgt bei Beteta und Uña etwa 40 m und wird auch in den östlichen Hesperischen Ketten nach DEREIMS nicht größer. Erst in den nördlichen Iberischen Ketten erreicht sie 50—70 m. Die Mächtigkeit des tieferen Jura einschließlich der Carñiolas steigt von etwa 100 m bei Beteta [F 5] und Uña [G 5] auf etwa 130 m bei Tragacete [F 5] und Ojos Negros [E 6].

Der Dogger ist fast überall geringmächtig. Das Bayeux ist als fester graublauer Kalk entwickelt, der in den mittleren Iberischen Ketten 15—20 m mächtig ist, während er im NW z. B. bei Salas de los Infantes [B 1] auf etwa 30 m anschwillt.

Das Bath ist wieder mergelig und mit den bituminösen oder eisenoolithischen Kelloway-Kalken zusammen kaum mächtiger als etwa 30 m. Nur ganz im Norden, bei Torrecilla [A 3], sind auch diese Horizonte durch grobgebankte, hellgraue Krinoidenkalke von 50—60 m Mächtigkeit vertreten. Bei diesen geringen Mächtigkeiten des Dogger ist anzunehmen, daß Sedimentationslücken — wenn auch geringen Umfangs — vorliegen, worauf TRICALINOS (1927) hinwies. Doch sind zu ihrer genauen Festlegung noch Fossilaufsammlungen nötig.

Der Untere Malm ist in ganz Keltiberien fossilreich. Bei Pozo Cañada (Albacete) gliedert er sich folgendermaßen:

- Hangendes: Rote Tone und weiße Sande des Wealden
- 20 m mürbe Kalke mit Ammoniten
- 25 m oolithische feste Kalke mit Muschelresten
- > 30 m graue dolomitische Kalke.

Hier und bei Los Hitos fanden sich: *Ochetoceras canaliculatum* BUCH, *O. semifalcatum* OPPEL, *O. hispidum* OPPEL, *O. marantianum* D'ORB., *Perisphinctes colubrinus* REIN., *Aspidoceras acanthicum* OPPEL.

Im Unteren Malm Keltiberiens sind die Stufen α , β und γ nachweisbar. Das obere Oxford ist überall gekennzeichnet durch zahlreiche Schwämme, mit denen die Schichtflächen förmlich gepflastert sind. Die Zusammensetzung der Fauna hat sich also seit dem Lias verschoben. Die Brachiopoden treten zurück. Mit der stärkeren Absenkung im Oberen Jura erscheinen auch Cephalopoden häufiger, und es mehren sich mediterrane Formen.

Oxford und Kimmeridge erreichen in den Iberischen Ketten bei Torrecilla [A 3] und Riela [C 6] kaum 50 m, während der tiefere Jura einschließlich des Rät 300—350 m mächtig wird. In den Hesperischen Ketten dagegen erreicht der Untere Malm eine Mächtigkeit von 70—75 m, denen rund 200—250 m Rät und tieferer Jura gegenüberstehen. Im Valencianischen schwellen schließlich nach

BRINKMANN die *Transversarius*-, *Bimammatum*- und untere *Acanthicus*-Schichten auf fast 300 m an, während Rät, Lias und Dogger zusammen kaum 100 m umfassen.

Trotz dieser Mächtigkeitsunterschiede ist der Untere Malm faziell überraschend gleichförmig entwickelt. Nirgends ist in Keltiberien ein Hinweis auf Landnähe zu finden, — auch dort nicht, wo in der Nähe Portland bzw. Wealden auf weit ältere Schichten übergreifen wie im nördlichen Teile der Iberischen Ketten, auf der Schwelle von Castellón und bei Chinchilla (Albacete).

In den nördlichen Iberischen Ketten transgrediert das Portland²³). Über den dunklen Mergeln des Kimmeridge liegt bei Ricla [C 6] und Torrecilla [A 3] eine Folge von feinen Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Kalksandsteinen, grauen Kalken und Serpuliten, die dem Portland angehören dürften. In den nordöstlichen Iberischen Ketten greifen diese Schichten auf verschiedene Jurastufen über. Die größte Schichtlücke wurde bei Arnedillo [A 4] festgestellt, wo unmittelbar über fossilführendem Lias 40—50 m mächtige Kalksandsteine mit nußgroßen Quarzkieseln, graue plattige Sandsteine und oolithische Kalke mit Quarzkörnern liegen. Darüber folgt das Basalkonglomerat des Wealden.

Hier macht sich also eine Schüttung von NE her bemerkbar. Sie deutet wohl auf ein Hochgebiet in Oberaragon hin, in dem anscheinend das Grundgebirge freilag.

Epirogenese in Rät und Jura.

Rät und Jura bedecken in Form mariner Kalke große Teile der Kastilischen Masse. Noch bei Mota (im südwestlichen Tajo-Becken) fanden wir mächtige reine Liaskalke.

Wie die Lücken in der Schichtfolge und die klastischen Einschaltungen zeigen, fehlt es aber nicht an Regressionsepochen, in denen die benachbarten Hochgebiete ihren Schutt in den Keltiberischen Trog hinein streuten.

Eine deutliche Gliederung in Becken- und Schwellengebiete läßt der Sedimentationsraum nicht erkennen. Immerhin weist die Mächtigkeitszunahme des tieferen Jura gegen Norden und das erhebliche Anschwellen des Oberen Jura gegen Süden

23) Ähnliche Sedimente vertreten auch im südlichen Keltiberikum das Portland. Jedoch lassen sie sich dort nicht vom höheren Wealden trennen und sind darum mit ihm zusammen behandelt worden.

darauf hin, daß der Norden und Süden gegenüber den mittleren Teilen Keltiberiens besonders stark absanken.

f) Der Keltiberische Trog im Wealden.

Als „Wealden“ bezeichnet man seit langem in Keltiberien eine Folge von vorwiegend festländischen und brackischen Sedimenten, die zwischen den marinen Kalken des Oberjura und des Barrême liegen. In den Provinzen Soria [B 4] und Logroño führen diese Schichten typische Süßwassermollusken (*Cyrena*, *Unio*, *Melania*, *Paludina*) sowie Reste von Schildkröten. — Bei Morella [F 10] fand ROYO Y GOMEZ neben Cyrenen zahlreiche Cerithien und Austern. Auch Wirbeltiere (Fische, Schildkröten, Krokodilier, Dinosaurier etc.) wies er dort und bei Mora de Rubielos [G 8] nach. Er machte von diesen beiden Fundpunkten u. a. bekannt: *Lepidotus* cf. *mantelli* AG., *Pachyhitrops rectensis* A. S. WOODWARD, *Tretosternum punctatum* OWEN und *Suchosaurus cultridens* OWEN.

Wegen des Fehlens leitender Fossilien ist es unmöglich, die Schichtserie stratigraphisch genau einzuordnen und zu gliedern. Jedenfalls umfaßt aber der Wealden im Süden auch das Portland; denn in der Provinz Valencia fand BRINKMANN in ihm *Trigonia truncata*, die für die Gigas-Schichten kennzeichnend ist. Andererseits reicht im Norden die brackische bzw. kontinentale Fazies vielleicht noch in Horizonte hinauf, die im Süden schon wieder marin entwickelt sind (s. S. 38).

Zwei große Wealdenbecken lassen sich in Keltiberien unterscheiden. Das eine liegt nordwestlich vom Moncayo [B 5], das andere in der östlichen Provinz Teruel und in Castellón (siehe Taf. 2, Fig. 3).

1. Das Moncayo-Becken.

Das Liegende des Wealden.

Im Moncayo-Becken greift der Wealden verschiedentlich auf ältere Horizonte über. Im Süden der Provinz Burgos ruht er bei Ontoria del Pinar [B 2] nach LARRAZET (1896, S. 78) auf Bath. Nördlich von Salas de los Infantes [B 1] ist die Jurafolge schon etwas vollständiger. Bei Torrecilla und Anguiano [A 3] (im Norden des großen Wealdengebietes der Cebollera) stellen sich bereits Kimmeridge und fragliches Portland ein. Während bei Soria [B 4] der Malm fehlt, wies JOLY (1926 S. 547) bei Ciria [C 5] wieder Oberen Jura nach. Erst bei Ricla/Jalón [C 6] ist die gesamte Juraserie bis zum Portland einschließlich erhalten.

Auch im nordöstlichen Teil der Iberischen Ketten greift der Wealden auf ältere Schichten über, so bei Muro de Aguas [A 4], Ágreda [B 5] u. a. O. auf Dogger und bei Fitero [A 5] sogar auf Rät. Vielerorts ist in diesem Gebiet jedoch noch Portland vorhanden, das z. B. bei Arnedillo [A 4] unweit von Fitero auf Lias transgrediert. Wenn also auch an manchen Stellen die Schichtlücke unter dem Wealden recht bedeutend erscheint, so muß doch von Fall zu Fall geprüft werden, ob das Übergreifen nicht z. T. auf vorportlandische Bewegungen zurückzuführen ist. Diese scheinen uns bedeutender zu sein als diejenigen vor dem Wealden.

Die Tatsache, daß das Portland in der Nähe des heutigen Ebrobecken-Randes meist noch erhalten ist, während es im Westen zwischen Burgos und Ciria [A 1—C 5] überall fehlt, spricht für eine Heraushebung des südwestlichen Gebietes unmittelbar vor der Wealden-Sedimentation.

Der Westrand des Beckens.

Im nordwestlichen Teil der Iberischen Ketten kann der Beckenrand des Wealden genauer festgelegt werden.

Bei Salas de los Infantes [B 1] setzt sich der Wealden größtenteils aus roten Sandsteinen zusammen, deren Mächtigkeit 500 m übersteigt. Gegen SW werden nun die Sandsteine gröber, immer häufiger schalten sich Konglomerate ein, immer größer werden die Gerölle. Die Schrägschichtung der Sandsteine fällt im ganzen Gebiet zwischen Moncalvillo und Huerta del Rey [B 1] nach NE. Die Schüttung kann also nur von SW erfolgt sein. Dementsprechend sinkt auch die Mächtigkeit des Wealden bei Tejada [B 1] im äußersten Westen auf knapp 100 m herab. Die Ablagerungen bestehen hier nur noch aus Konglomeraten, zusammengesetzt aus kopfgroßen Geröllen von paläozoischen Quarziten. Aus der Guadarrama und ihren Randgebieten ist kein Wealden bekannt.

Es liegt also nahe, die Sedimentzufuhr aus einem südwestlichen Hochgebiet anzunehmen, dessen Saum wenige Kilometer südlich des heutigen Duerobecken-Nordrandes zu suchen ist. Eine geringe Abnahme der Geröllgröße von Tejada [B 1] nach SE hängt wohl mit einem Abschnwenken des Ufers gegen Süden zusammen.

Das Gebiet von Soria [B 4] scheint — nach der Fazies zu urteilen — etwa ebensoweit vom Beckenrand entfernt zu sein wie die Gegend von Salas [B 1]. Der Verlauf des Beckenrandes gegen SE ist unsicher, da in den nördlichen Hesperischen Ketten und in

den westlichen Iberischen Ketten kein Wealden bekannt ist. Das kann zwar die Folge späterer Abtragung sein. Aber das Auftreten einer 40 m mächtigen Serie von braunen Konglomeraten, bunten Sandsteinen und Mergeln bei Ricla/Jalón [C 6] und von groben, rotverbackenen Kalkkonglomeraten südlich Morata del Jalón macht doch die Nähe einer sedimentliefernden Schwelle wahrscheinlich.

Als Westgrenze des Moncayo-Beckens ergibt sich somit etwa die Linie Lerma—Almazán—Calatayud [B 1—C 3—D 6]. Die schon in dem verschiedenen Unterlager des Wealden im Becken selbst erkennbare Aufwölbung des südwestlichen Gebietes (s. o.) erscheint uns jetzt als eine starke Heraushebung der Kastilischen Masse. Ihr Rand wurde am Ende der Jurazeit weit gegen NE verlagert.

Die Sedimente des Beckens.

Die Sedimente schwellen im Becken rasch auf über 1000 m an. Dabei ändert sich ihre Fazies.

Wie oben erwähnt, gehen die groben Konglomerate des Uferlandes bei Tejada [B 1] gegen NE in konglomeratische Sandsteine über. Beckenwärts folgen dann die roten Sandsteine von Salas [B 1], die mit bunten Schiefertönen wechsellagern. Diese Sedimente sind reich an Pflanzenhäcksel. Östlich von Soria (bei Carbonera [B 4]) ist es sogar zur Bildung von kleinen Kohlenflözen gekommen. In der z. T. noch konglomeratischen Sandsteinserie finden sich nördlich von Huerta del Rey [B 1] und bei Hinojosa (16 km nordwestlich von Soria) ca. 50 m mächtige weiße, z. T. oolithische Kalke und Kalkmergel. Im Streichen halten diese Kalklinsen nur wenige Kilometer aus. Offenbar wurde der Kalk schon in der Nähe der Küste jeweils zwischen den Deltakegeln ausgefällt, wenn die karbonatbeladenen Flüsse höheren Salzgehalt im Brackwasserbecken antrafen.

Bei weiterer Entfernung vom Beckenrand kommen wir aus Sandsteinen und Quarziten über Letten und Tonschiefer schließlich in weiße und blauschwarze Kalke und verschiedenfarbige Mergel.

Bei einer Querung des Beckens von Soria nach Arnedillo [B 4—A 4] ist dieser Fazieswechsel gut zu verfolgen. Die verschiedenen Sedimente vertreten sich nicht nur seitlich, — noch bunter erscheint die Schichtfolge in der Vertikalen. In der Karte (Abb. 11) konnte also nur die vorherrschende Fazies angegeben werden.

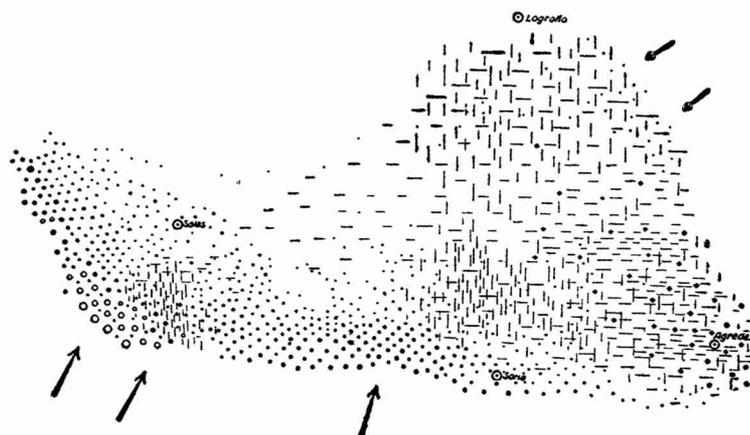


Abb. 11. Die Fazies des Wealden im Moncayo-Becken.

Kreise und große Punkte: grobe bzw. feine Konglomerate; kleine Punkte: Sandsteine; horizontale Striche: tonige, vertikale Striche: kalkige Fazies; schwarze Quadrate: Pyrit in größerer Menge. Pfeile in der Richtung der Sedimentzufuhr.

Einen auffälligen Gesteinstyp stellen die mehr oder weniger bituminösen Mergel und Mergelkalke dar, die große Pyritkristalle enthalten. Besonders reich an Schwefeleisen²⁴⁾ ist eine Zone, die von Moncayo in nordwestlicher Richtung auf Enciso [A 4] zstreicht. Vielleicht ist sie als das schlecht durchlüftete Beckentiefste zu deuten.

Im äußersten Norden unseres Gebietes schalten sich bei Torrecilla [A 3] und Ribaflecha [A 4] in die brackischen Sedimente Kalke ein, die anscheinend mariner Entstehung sind. Hier hat wohl das Wealdenbecken mit dem offenen Meer in Verbindung gestanden.

Die Andeutung eines nordöstlichen Ufers.

An der Basis des Wealden findet sich auch weit vom westlichen Beckenrand entfernt stets ein mindestens 5 m mächtiges Quarzkonglomerat. In der Gegend von Olvega-Ágreda [B 5] und auch im Norden bei Ribaflecha [A 4] ist es weniger als 10 m mächtig. Die Gerölle sind hier sehr klein. Bei Fitero [A 5] und Lagunilla, also im äußersten NE, werden die Quarzgerölle dagegen bis hühnereigroß. Zugleich wächst die Mächtigkeit des Konglomerates auf 30 m.

Damit macht sich eine Sedimentschüttung von NE geltend, und es liegt nahe, ein Denudationsgebiet im Nordosten anzunehmen.

²⁴⁾ Bei Grávalos [A 4] und Cervera gibt es Schwefelbäder.

Wie im Portland, so deutet sich also auch im Wealden eine „Aragonische Masse“ im Osten des Moncayo-Beckens an. Dieser Auffassung ist in der paläogeographischen Karte (Taf. 2, Fig. 3) Rechnung getragen.

2. Das Terulensische Becken.

Der Westrand des Beckens.

Auch an der Südostecke der Kastilischen Masse greift der Wealden auf ältere Schichten über. Bei Chinchilla (Albacete) ruhen seine ca. 20 m mächtigen roten und graugrünen Tone unmittelbar auf tiefem Jura (Lias?). An der Basis stellen sich 15 m mächtige Sande und Eisensteinkonglomerate ein, die tiefe Auskolkungen des Transgressionsreliefs erfüllen²⁵⁾. Beckenwärts schließt sich die Schichtlücke unter dem Wealden. Schon bei Pozo Cañada (Albacete) ist noch ammonitenreicher Kimmeridge erhalten (S. 25).

In den östlichen Hesperischen Ketten ruht der Wealden auf Unterem Malm. Bei Albaracín [F 6] und am Javalón [E 6] setzt er sich aus grauen (untergeordnet auch roten) sandig-glimmerigen Tonen zusammen, die unten mit Kalkbänken, oben mit groben Sandsteinen wechsellagern. Sie sind reich an dickschaligen Mollusken, Austern und Pflanzenresten — stellen also eine Strandbildung dar. Dafür spricht wohl auch die geringe Mächtigkeit (70 m bei Minglanilla und Talayuelas [H 7], 40 m bei Enguidanos [H 6]).

Die Sedimente des Beckens.

Nach Osten wächst die Mächtigkeit des Wealden an. Bei Puebla de Valverde [E 8] übersteigt sie 80 m, bei Alcalá de la Selva [F 8] erreicht sie 310 m, wie das Profil westlich der Ortschaft zeigt:

Hangendes: Urgon.

60 m graugrüne Mergel und Kalksandsteine

100 m grobe Sandsteine, oben mit grünen Tonen, unten mit roten sandigen Letten

40 m rote und graugrüne Tone mit Kalksandsteinen und Kalken

50 m Kalk, an der Basis sandig

60 m Kalksandstein mit roten und grünen Letten.

Liegendes: Jurakalke.

Bei Miravete [F 8] schwellen die Sedimente des Wealden auf 530 m an. Dort ist die Schichtenfolge Bank für Bank aufgeschlossen. Unter dem Urgon liegen:

25) Abbaue südwestlich der Eisenbahn.

- 25 m grüngraue Mergel mit zwei sandigen Kalkbänken
- 10 m rote und grüne Tone mit Sandsteinbank
- 150 m grüngraue mergelige Tone mit Kalksandsteinen
- 250 m grobe konglomeratische Sande und rote sandige Letten, untergeordnet grünliche Tone mit Kalksandsteinbänken und kohligen Lagen
- 60 m graue wulstige sandige Kalke und bituminöse Mergel (Cyrenenschichten HAHNE's)
- 6 m rote Mergel voller Gipskristalle²⁶⁾
- 30 m rote Mergel mit grauen wulstigen und eigelben Kalken.

Liegendes: Jurakalke.

Sehr ähnlich ist der Wealden zwischen Cedrillas und Allepuz [F 8].

In diesem Teil des Terulensischen Beckens wird der Wealden offenbar ausschließlich von brackisch-fluviatilen Sedimenten vertreten. Die rote Farbe der Sedimente deutet auf lateritische Einschwemmungen. Ihre Verbreitung ist einigermaßen genau zu umreißen (s. Taf. 2, Fig. 3). Besonders bei Villahermosa [G 9] ist die Umgrenzung der bunten Sedimente recht scharf. Denn südlich und östlich dieser Ortschaft ist der Wealden eintönig grau und reich an Muschelbänken, während nördlich von ihr gleichartige grobe Sandsteine mit lebhaft rotgefärbten Letten wechsellagern. An der Grenze beider Bereiche ist es zur Ausfällung von Eisen gekommen. So beobachtet man an der Straße 3 km südlich von Villahermosa über dem Keuper eisenreiche glaukonitische Kalksandsteine und stark eisenschüssige Kalkoolithe in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 20 m an der Basis des Wealden.

Der Kalkgehalt nimmt südwärts rasch zu, wie ein Vergleich der Fazies von Miravete [F 8] und Allepuz mit der von Navajas nördlich von Segorbe [H 9] zeigt; hier wechsellagern Kalke und Kalksandsteine, die reich an Austern, Seeigeln und Crinoiden sind, mit bunten Tönen und Sandsteinen voller Pflanzenhäcksel. Auch bei Jerica (12 km nördlich von Segorbe) fällt die petrographische Grenzziehung zwischen Jura und Wealden schwer.

In der Nachbarschaft von Segorbe schalten sich also in die brackischen und fluviatilen Ablagerungen des Nordens bereits marine Kalke ein, die den Übergang zu der in Valencia entwickelten, fast rein marinen Fazies vermitteln.

Die Sandschüttung dürfte vorwiegend von der Kastilischen Masse gekommen sein; denn die Sandsteine²⁷⁾ sind im Westteil

26) Die gipsführenden roten Mergel bei Miravete erinnern an die Fazies der Mäuler Mergel im Niederdeutschen Becken.

27) Unter den schräggeschichteten Sandsteinen sind nicht selten Erosionsdiskordanzen zu beobachten. Offenbar handelt es sich hier um Flußablagerungen.

des Beckens von Miravete beträchtlich mächtiger als im nordöstlichen und schließen zudem häufig faustgroße Quarzkiesel ein.

Der Nordrand des Beckens.

Der Nordrand des Beckens wird zum guten Teil von einer Schwelle gebildet, die nördlich von Montalbán [E 8] liegt. Bei Aliaga [E 8] im Becken von Miravete beträgt die Mächtigkeit des Wealden noch 180—300 m. 5 km südlich von Ejulve [E 9] sinkt sie auf 80 m, um dann im Becken von Castellote [E 9] wieder auf 200 m anzuschwellen. Schillkalke und rote und graue Tone und Mergel bauen mit untergeordneten Sandsteinbänken hier den Wealden auf. Zwischen Zorita und Aguaviva [E 9] sinkt die Mächtigkeit auf ca. 100 m. Hier überwiegen tonige Kalke und grüne und rote Letten; der Sandgehalt ist gering. Bei Morella [F 10] in der Fortsetzung des Beckens von Castellote erreicht der Wealden 220 m, ohne daß das Liegende aufgeschlossen wäre. Zugleich nehmen die klastischen Bestandteile wieder überhand, wie folgendes Profil zeigt:

Hangendes: Urgon.

40 m grüne Mergel und Sandsteine

80 m rote Sandsteine und Tone mit grünen Mergelmitteln

100 m graue Kalke und schräggeschichtete Kalksandsteine.

Der Ostrand der Wealdenverbreitung.

Bei Herbes [E 10] sinkt die Mächtigkeit des Wealden auf 120 m. Hier und westlich von Cantavieja [F 9] herrschen Cyrenenkalke und bunte Mergel vor, während rote Tone und Sandsteine nur untergeordnet erscheinen. Zwischen Cantavieja und Mirambel wächst die Mächtigkeit des Wealden auf 170 m. In grünliche Mergel sind hier zwei Sandsteinhorizonte eingeschaltet. Arm an grobklastischem Material ist auch der Wealden westlich von Iglesuela [F 9]. Unter Lumachellen, roten Letten und Sandsteinen treten hier 10 m mächtige Süßwasserkalke zutage. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen.

In den Gebieten geringer Mächtigkeit tritt also der Sandgehalt auffallend zurück. Vielleicht entsprechen hier größere Schichtlücken den Sandsteinablagerungen des Beckeninnern.

Bei Vistabella [F 9] liegen über dem gipsreichen Keuper 500 m mächtige Kalke, die unten Jura-Ammoniten, oben Fossilien des Urgon einschließen. Klare Anzeichen einer Sedimentationsunterbrechung, wie etwa ein Transgressionsrelief oder Konglomerathorizonte, fehlen. Wohl haben FALLOT & BATALER einen schlecht

erhaltenen *Perisphinctes* gesammelt, der vielleicht einer Tithongruppe nahesteht, doch sehen auch sie diesen Fund nicht als Beweis für eine Fortdauer der marinen Entwicklung vom tieferen Malm bis in die Untere Kreide an.

Auf der benachbarten Schwelle von Castellón [G 10] greift nämlich das Urgon unmittelbar auf Jura bzw. Trias über. So liegt die Annahme nahe, daß auch bei Vistabella und Villafranca [F 9] der Wealden fehlt. Wie weit er hier jedoch denudiert ist bzw. primär auskeilt, muß dahingestellt bleiben.

3. Die Schwelle von Castellón.

Die Mächtigkeit des Wealden nimmt von Montanejos [B 9] nach Castellón allmählich ab (vgl. Abb. 12). Gleichzeitig ändert sich die Fazies und auch das Unterlager. In den Schluchten nördlich von Cortes [G 9] sind unter dem Urgon die Sedimente des Wealden fast vollständig aufgeschlossen. Weiße, schräggeschichtete Sandsteine mit nußgroßen Quarzkieseln und häufigen Treibholzresten wechsellagern mit grauen Tonen, die reich an Gipskristallen sind. Gelegentlich finden sich auch Lumachellen. Obwohl das Liegende nicht zutage tritt, übersteigt die Mächtigkeit hier 300 m.

Bei Montanejos [G 9] ist noch Unterer Malm erhalten, wenige Kilometer südöstlich greift der Wealden jedoch auf Obere Trias über, wie auch die Aufschlüsse bei Cirat [G 9] und an der Straße von Villahermosa nach Lucena [G 9] (4 km südlich von Villahermosa) zeigen. Die petrographische Zusammensetzung des Wealden ist bei Villahermosa fast die gleiche wie bei Cortes. Die Mächtigkeit ist jedoch auf 240 m gesunken.

Bei Lucena [G 9] ist auch der Keuper teilweise aufgearbeitet. Denn nördlich des Ortes liegen über dem Muschelkalk nur 20—30 m gipsführende Tone, auf denen unmittelbar der Wealden ruht. Während bei Cortes Tone überwiegen, herrschen hier Sandsteine im Wealden vor. Er ist nicht mehr als 80 m mächtig.

Im Westen des Bergzuges von Villafamés [G 6] liegen zwischen den Keupertonen und den Kalken des Urgon graue Sandsteine und Tone, die dem Wealden von Lucena ähneln. Sie enthalten aber bereits Orbitolinen und sind daher wohl als eine sandige Basalfazies des Urgon zu deuten. Der Wealden fehlt somit bei Villafamés. Das Urgon ruht unmittelbar auf der Trias. Da der Wealden bei Villahermosa bereits auf Keuper übergreift, ist auch der Jura bei Villafamés wohl schon vor der Wealden-Transgression beseitigt worden. Es ergibt sich somit folgendes Bild:

(1100)

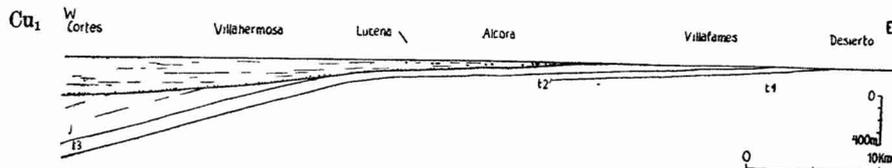


Abb. 12. Das Übergreifen des Wealden (Cu_1) auf die Schwelle von Castellón.

t_1 Buntsandstein, t_2 Muschelkalk, t_3 Keuper, j Rät + Jura. Die Horizontale stellt die Transgressionsfläche des Urgon dar.

Bei Villafamés liegt also eine Schwelle, die das Wealdenbecken nach Südosten abschloß.

Sedimentation und Tektonik im Wealden.

In zwei Spezialsenken des Keltiberischen Troges schwellen die Sedimente des Wealden zu großer Mächtigkeit an, im Moncayo-Becken und dem Terulensischen Becken (vgl. Taf. 2, Fig. 3). Paläogeographisch können beide als tiefe, weitgehend ausgesüßte Buchten der Geosynklinalmeere der westlichen Pyrenäen und des östlichen Betikums gedeutet werden. In den innersten Winkeln der Buchten kam es zu (vorwiegend klastischen) festländischen und brackischen Ablagerungen, die sich geosynklinalwärts mit marinen Kalken und Mergeln verzahnen.

Ob und inwieweit eine Verbindung beider Becken bestand, ist ungewiß. Sie wäre wohl im Gebiet zwischen Ricla und Castellote [C 6—E 9] zu suchen, da hier der Obere Jura erhalten ist und der mächtige Wealden von Castellote keine deutliche Randfazies erkennen läßt.

g) Der Keltiberische Trog im Urgon (Barrême bis Unteralb).

Im Gebiet des Terulensischen Beckens ruhen über den brackisch-limnischen Sedimenten des Wealden marine Mergel und Kalke, die wenigstens örtlich in Urgonfazies entwickelt sind. Wie COQUAND und HAHNE gezeigt haben, vertreten sie das Barrême und Apt. Jedoch reichen sie noch ins Unteralb hinauf, da wir bei Villaroya [F 8] in den höchsten Kalken *Parahoplites bigoti* SENNES fanden.

Bewegungen vor dem Urgon.

Das Urgon greift stellenweise auf ältere Schichten über. So liegt es südlich Montalbán [E 8] (bei Palomar) zwar auf Wealden, transgredierte aber bei Montalbán selbst (Rio Palomar) über Lias. Erst weiter im Norden, bei Obón und Blesa [D 8] findet sich unter

dem Urgon wieder Bath, bei Ariño (12 km nordöstl. Oliete [D 8], stellt sich nach DEREIMS (S. 145) auch Oxford ein. Vor der Sedimentation des Urgon ist also das Gebiet von Montalbán flach aufgewölbt worden (vgl. Abb. 13).

Während ferner bei Castellote [E 9] noch Wealden in einer Mächtigkeit von 200 m in randferner Fazies erhalten ist, transgrediert das Urgon 7 km weiter nördlich (beim Torre Valdemón) auf Jura.

In ähnlicher Weise greift die marine Unterkreide auf die Trias der Schwelle von Castellón [G 10] über, wie HAHNE dargestellt hat²⁸⁾. Im übrigen Gebiet ruht stets das Urgon auf dem Wealden. Wenigstens der Westrand des Terulensischen Beckens scheint seit dem Wealden nahezu unverändert geblieben zu sein.

Der Rand des Beckens.

Zu den westlichsten Vorkommen dürften die von Chinchilla Enguïdanos, Minglanilla und Talayuelas gehören. Bei Enguïdanos [H 6] liegen²⁹⁾ unter dem Oberalb 15 m mächtige sandige Kalke und Mergel, die Zweischaler und Orbitolinen enthalten. Diese Schichten gehen nach unten in grobe Sandsteine mit Quarzgeröllen über, die wohl ein Basalkonglomerat des Urgon darstellen. An der Straße von Minglanilla nach Utiel sind am Rio Cabriel 30 m mächtige, sandige Kalke und Mergel mit *Orbitolina conoidea*, *Natica* sp. und Ostreen aufgeschlossen. Auch 35 km nordöstlich (an der neuen Straße von Landete [H 7] nach Talayuelas) bleiben Fazies und Mächtigkeit des Urgon fast die gleichen. Die sandigen Kalke enthalten hier neben unbestimmbaren Seeigeln *Orbitolina conoidea* GRAS, *Natica* sp., *Terebratula sella* Sow. und *Terebratula biplicata* Sow.

In den nördlichen Hesperischen Ketten fanden sich 2 km südwestlich von Trait bei Checa [F 5] Orbitolinenkalke über roten und weißen Sanden, doch gehören sie hier wohl der tieferen Oberkreide an, in der auch bei Aliaga [E 8] Orbitolinenkalke auftreten.

28) Der Beweis ist allerdings nicht leicht zu führen, da oft tektonischer Kontakt vorliegt. So ist bei Borriol die Kreide neben die Trias verworfen worden. Auch östlich der Burgruine von Benicasim trennt eine Störung Buntsandstein und Urgon. Wohl aber ruhen am Südhang des Burgberges die Urgonkalke unmittelbar auf der Trias. Beide fallen sehr flach ein. Das Auflager selbst ist nicht aufgeschlossen. Wenn Muschelkalk vorhanden wäre, könnte seine Mächtigkeit 20 m nicht übersteigen. Im Gehängeschutt fanden sich keinerlei Spuren von ihm. Hier dürfte also tatsächlich das Urgon auf Buntsandstein transgredieren.

29) dort, wo der westliche Zuführungskanal zum Elektrizitätswerk die Straße nach Cardenete kreuzt.

Ebenso unsicher sind die Vorkommen westlich von Milmarcos [D 5]. Mag hier auch bei späteren Spezialuntersuchungen fossilführendes Urgon nachgewiesen werden, so ist doch die Mächtigkeit der fraglichen Sedimente im Vergleich zu der des Beckens von Miravete verschwindend gering. Auch 10—20 km nördlich von Perales [F 7] übersteigt die Mächtigkeit der austernreichen Kalkmergel, die sich zwischen den Sandsteinen des Wealden und dem Oberalb einstellen, kaum 15 m. Hier dürfte allerdings infolge austrischer Bewegungen das Urgon teilweise aufgearbeitet sein; denn die Fazies erscheint etwas randferner als in der nächsten Umgebung von Montalbán, wo ca. 80 m mächtige, sehr unreine Austernkalke und Mergel das Urgon vertreten.

Bei Oliete und Blesa [D 8] nähern wir uns deutlich der nord-östlichen Küste. Das Urgon ist hier sandig-tonig, eisenschüssig und reich an Austernbänken. Unter knolligen, sandigen Mergelkalken liegen östlich von Oliete 7 m rote Tone und glaukonitische Mergel. Das ufernächste Vorkommen ist wohl das vom Torre Valdémón (= Torre Picél) südlich von Alcorisa [E 9]. Hier wechselagern rote, sandige Tone mit Orbitolinenschill. An der Basis liegen eisenschüssige Kalksandsteine. Die ganze Serie ist nicht mehr als 40 m mächtig, während sie 7 km südlich, bei Castellote [E 9], auf 180 m anschwillt.

Die Sedimente des Beckens.

Vom Südrand der Schwelle von Nieder-Aragon steigt die Mächtigkeit rasch an. Bei Oliete [D 8] beträgt sie 140 m, bei Ejulve [E 9] 180 m; bei Villafranca, Cantavieja und Tronchon [F 9] wächst sie auf rund 250 m, bei Aliaga [E 8] auf 380 m. Hier setzt sich das Urgon aus Mergelkalken und Kalken zusammen. Sandige Mergel bilden geringmächtige Einschaltungen besonders an der Basis. Vereinzelt finden sich noch rote Tone.

Die Zunahme der Mächtigkeit nach Süden ist bei Aliaga gut zu beobachten. Es lassen sich hier zwei feste Kalkbänke weithin verfolgen. Ihr Abstand ist 3 km westlich des Ortes kleiner als 100 m, am Südost-Ausgang von Aliaga erreicht er 100 m und nordwestlich von Miravete wächst er auf 180 m: ein Beweis, daß die Mächtigkeitszunahme des Urgon hier primär ist.

Das Beckentiefste lag wie im Wealden etwa bei Miravete [F 8]. Bei Villaroya z. B. erreicht die Mächtigkeit des Urgon 500 m. Der Sandgehalt tritt hier ganz zurück. Die Kalke sind viel reiner und fester als am Beckenrand. Austern finden sich kaum noch, statt dessen stellen sich vor allem bei Villaroya zahl-

reiche Ammoniten ein, die stratigraphische Spezialuntersuchungen lohnend machten.

Interessant ist das häufige Vorkommen von eisenumkrusteten Oolithen, die sich vor allem im höheren Urgon häufen. So beobachtet man etwa 100 m nordöstlich der Kapelle der Virgen de Loreto folgendes Profil:

- 10 m fossilreicher, eisenschüssiger Kalksandstein mit Eisenoolithen
- 4 m grauer Ton
- 0,3 m Sandstein mit *Parahoplites bigoti* SENNES
- 6 m graue, sandige Letten
- 1,2 m Eisenoolithe
- 1,2 m sandiger Ton, reich an Schwefelkies
- 2,5 m fossilreicher, eisenschüssiger Sandstein mit Eisenoolithen
- 3 m schwefelkiesreicher Ton
- 20 m Kalkoolithe und Mergel
- 2 m eisenumkrustete Kalkoolithe
- 450 m orbitolinenreiche Kalke und Mergel.

Besonders bei Villahermosa [G 9] ist der Eisengehalt des Urgon beträchtlich. Seine Verbreitung fällt ungefähr, jedoch nicht ganz mit dem Beckentiefsten zusammen; denn Eisenoolithe fehlen fast völlig dem Urgon von Córtes (350 m) und Cirat [G 9] (mehr als 300 m), während die höheren Teile des Urgon bei Cantavieja (250 m) und Iglesuela [F 9] (160 m) eisenschüssig sind.

Sedimentation und Tektonik im Urgon.

Im Barrême, Apt und Unteralb vertiefte sich das Terulensische Becken, das bereits im Wealden so klar erkennbar war. Das Meer drang in die Senke ein und erfüllte sie bis zum niederaragonischen Uferrand. Darüber hinaus wurden die östlichen Randgebiete flach überflutet.

Wahrscheinlich sank auch das Moncayo-Becken weiter ein. Die ungewöhnliche Mächtigkeit des Wealden läßt jedenfalls vermuten, daß hier die brackische Sedimentation noch im Barrême und Apt andauerte, während im Süden schon marine Verhältnisse herrschten. Vielleicht gelingt es, nördlich von unserem Gebiet eine Verzahnung von „Wealden“ mit mariner Unterkreide nachzuweisen.

h) Der Keltiberische Trog im Oberalb.

Unter den marinen Kalken des Apt und Unteren Alb ruhen Kaolinsandsteine und Tone mit Kohlenflözen und gelegentlichen marinen Einschaltungen. Da diese „Utrillas-Schichten“ unter dem fossilreichen Cenoman liegen, dürften sie dem Oberalb entsprechen. In der Tat gelang es JOLY (1922 S. 546), in den Utrillas-

Schichten bei Torrelapaja eine kleine Fauna des Alb nachzuweisen: *Exogyra tombecki* D'ORB., *Astarte striato-costata* D'ORB., *Turritella angulata* D'ORB., *Scalaria albensis* D'ORB., *Cerithium albensis* D'ORB. u.a.

1. Austrische Bewegungen.

Wie Wealden und Urgon, so greift auch das Oberalb an den Beckenrändern auf ältere Horizonte über. Zum Teil handelt es sich dabei um eine einfache Erweiterung des Sedimentationsraumes; denn bei Blesa [D 8], am Torre Valdemón [E 9] und am Südwestrand der Hesperischen Ketten scheint das Urgon primär unter dem Oberalb auszuweichen, wie die Randfazies zeigt. Häufiger wird aber das Urgon randlich vom Oberalb diskordant abgeschnitten. Der jähe Mächtigkeitswechsel und die randferne Fazies des Urgon an diesen Stellen weisen auf spätere — austrische — Abtragung hin.

Wo das Oberalb auf Wealden, Jura, Trias und Paläozoikum übergreift, sind wohl auch ältere Bewegungen an der Aufwölbung beteiligt; doch lassen sie sich nur selten nachweisen, da Portland und tiefere Unterkreide in weiten Gebieten von Keltiberien fehlen.

Daß die jungkimmerischen Bewegungen von den austrischen an Intensität um ein Vielfaches übertroffen werden, geht aus den Verhältnissen der Gegend von Montalbán [E 8] besonders klar hervor. Vor dem Barrême ist hier eine ganz flache Aufwölbung der älteren Schichten zu erkennen, die sich aus dem Übergreifen des Urgon (s. S. 35/36) ergibt. Das Oberalb fand statt der flachen Schwelle schon einen deutlichen Sattel vor. Liegt doch das Oberalb bei Blesa [D 8] auf Urgon, bei Segura [E 8] und nördlich von Montalbán dagegen auf Muschelkalk und gleich südlich von Montalbán wieder auf Urgon!

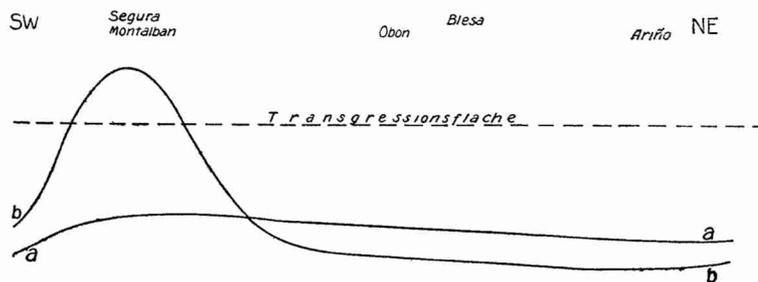


Abb. 13. Schema der kretazischen Aufwölbung der Schwelle von Montalbán.

Als Profil dargestellt ist die Höhenlage der Grenze Keuper-Carñiolas bezogen auf die Transgressionsfläche: a) im Urgon, b) im Alb. 20× überhöht.

In Abb. 13 ist außer der Posthumität die größere Intensität der austrischen Bewegung zu erkennen. —

Ähnliche Verhältnisse sind wohl auch dort anzunehmen, wo das Urgon heute fehlt.

Vorwiegend austrischen Alters waren somit wohl auch die Bewegungen, die im westlichen Teil der Ateca-Schwelle vor dem Oberalb stattgefunden haben. Ihr Ausmaß kann relativ genau festgelegt werden. In dem Übergreifen des Oberalb auf Jura bei Ojos Negros, auf Rät bei Cubel-Monterde [D 6], auf Keuper bei Nuévalos, auf Muschelkalk bei Alhama de Aragón [D 5] und auf Paläozoikum östlich von Deza [C 5] macht sich eine NW-SE-streichende Heraushebung des nordöstlichen Gebietes bemerkbar³⁰). Da sich bei Torrelapaja und Berdejo (also nur etwa 15 km nordöstlich dieser Linie) unter dem Alb bereits oberster Jura findet, ergibt sich auch für den nordwestlichen Teil der Ateca-Schwelle — ähnlich wie bei der Aufwölbung von Montalbán (s. S. 39) — ein austrischer Sattelbau (s. Abb. 14/15).

Auch Bruchbildungen gleichen Alters sind aus diesem Bereich bekannt geworden³¹). So besteht bei Torrijo [C 5] das Liegende des Oberalb auf der einen Seite einer Störung aus Paläozoikum, auf der anderen Seite aus Muschelkalk. Daraus ist auf eine kretazische Verwerfung von etwa 100 m Sprunghöhe zu schließen (vgl. Abb. 15). —

Weitspannige Bewegungen austrischen Alters machen sich ferner in einer Herauswölbung der Aragonischen Masse bemerkbar. So ist 8 km östlich Oliete [D 8] noch etwa 150 m mächtiges Urgon erhalten, während 5 km nördlich (an der Straße Andorra-Albalate) die Utrillas-Schichten auf Jura übergreifen. Desgleichen ist bei Castellote [E 9] noch Wealden und Urgon in einer Gesamtmächtigkeit von 380 m vorhanden, während 10 km nordöstlich, im Val de la Piedra bzw. bei Alcorisa [E 9], das Oberalb unmittelbar auf Jura ruht. Ebenso steht der mächtigen Unterkreide von Beceite [E 10] (Wealden + Urgon) das dürftige Alb von Mas de Dillo (östlich von Fuenteespalda [E 10]) gegenüber. Auch westlich von Aliaga [E 8] scheint eine nicht unerhebliche austrische Diskordanz vorzuliegen (s. Taf. 3).

Im Westen unseres Gebietes ruht zwischen Soria und

30) Das Streichen der Aufwölbung ist ziemlich genau anzugeben, da bei Monterde und Nuévalos im westlichen Teil der Quertäler des Alb auf Rät liegt, während es weiter östlich auf Keuper übergreift.

31) G. RICHTER 1930 S. 80.

Burgos [A 1—C 4] das Oberalb konkordant auf dem Wealden, ohne daß eine scharfe Grenze wahrzunehmen wäre. In der östlichen Guadarrama stellte dagegen SCHROEDER eine flache Aufwölbung im Streichen des heutigen Gebirges fest, die gegen

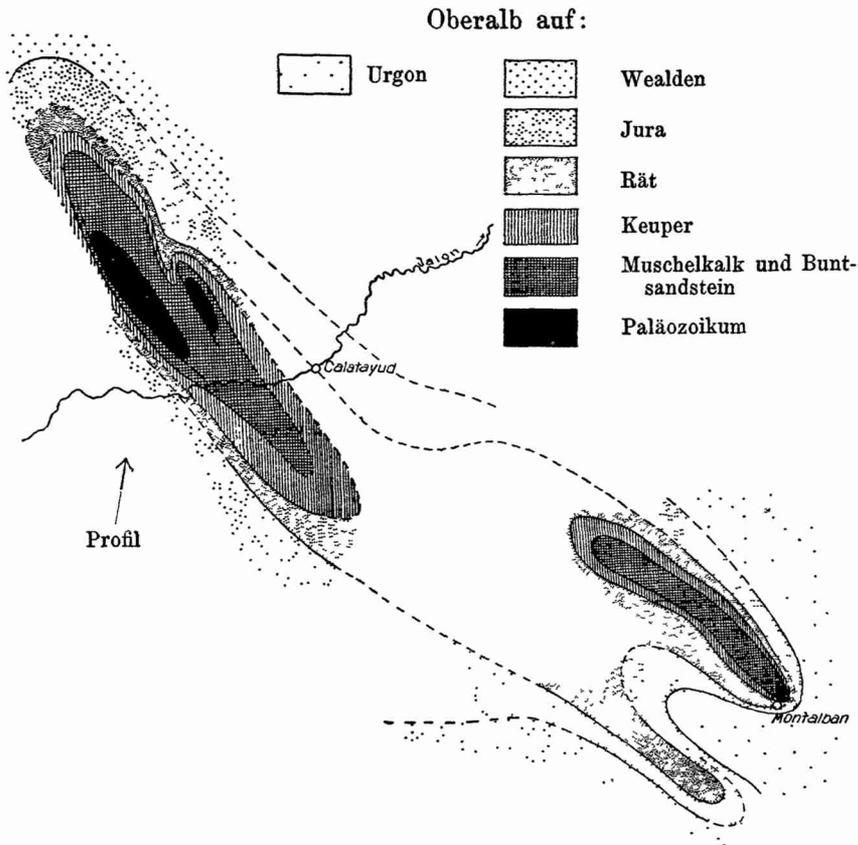


Abb. 14. Das Liegende des Oberalb im Bereich der Schwellen von Ateca und Montalbán. Maßstab etwa 1:1,2 Mill.



Abb. 15. Profil durch die Schwelle von Ateca. Die Horizontale stellt die Transgressionsfläche des Oberalb dar (vgl. die Profillinie der Abb. 14!). 1 Paläozoikum, 2 Trias, 3 Rät, 4 Jura. 1:500000. 4 fach überhöht.

Osten eintaucht. In ihrem Kern greift das Oberalb auf Paläozoikum über (vgl. Tafel 2, Fig. 5). Im Gebiet des heutigen Tajo-Beckens ruht das Oberalb auf tieferem Jura, wie die Aufschlüsse von Mota zeigen. Noch bei Beteta [F 5], Uña [G 5] und Tragacete [F 5] greifen die Albsande auf oberen Lias über. Erst in den östlichen Hesperischen Ketten schließt sich die Schichtlücke. Im Osten der Linie Pozo Cañada—Enguñanos—Henarejos—Javalón—Gea de Albarracín [H 6—F 6] ist noch Kimmeridge, Wealden und z. T. auch noch Urgon erhalten. Nur bei Valanca westlich von Ademuz [G 7] und auch bei Villel [G 7] ruhen die Albsande wieder unmittelbar auf den Jurakalken.

2. Der Rand des Sedimentationsraumes im Oberalb.

Der Westrand.

Die Mächtigkeit des Oberalb nimmt von Sigüenza [D 3] nach Westen ab. Bei Sigüenza erreicht sie 60—80 m, bei Tamajón [E 1] sinkt sie auf 20 m, bei Torrelaguna [E 1] schließlich auf knapp 8 m. Damit ändert sich auch die Fazies. Der Kaoliningehalt nimmt randwärts zu. Bei Val de Morillo im äußersten Westen ist er so beträchtlich, daß er bergmännisch gewonnen wird. Aber auch weiter östlich (bei Torrelaguna) [E 1] sind die metamorphen Schiefer des Untersilurs bis zu einer Tiefe von 3—4 m stark zersetzt und weiß gefärbt, so daß die Grenze zu dem umgelagerten Kaolin des Oberalb oft unscharf ist.

Ebenso geringmächtig sind die Utrillas-Schichten 160 km südlich (bei Mota), wo sie von kaum 15 m dicken Kaolinsanden und Quarzkieseln vertreten werden.

Schließlich findet sich auch noch weit im Norden (in der Sierra de Atapuerca [A 1]) die Andeutung einer Randfazies, indem hier 5 m mächtige Bauxite an der Basis des Oberalb liegen.

Der aragonische Uferrand.

Wie in der Nachbarschaft der Kastilischen Masse, so vertreten auch in Niederaragon kaolin- und bauxitreiche Sedimente das Oberalb. Dazu sind die Sedimente reich an Pflanzenresten, die sich zwischen Utrillas [E 8] und Calanda [E 9] zu Kohlenflözen anhäufen. Die abbauwürdigen Vorkommen sind, wie Taf. 2, Fig. 6 zeigt, auf den Saum der Aragonischen Masse beschränkt. Besonders kohlenreich sind die Gebiete großer Alb-Mächtigkeit.

Mit der Annäherung an das aragonische Ufer wächst die Größe und Häufigkeit der Quarzkiesel, während die Gesamtmächtigkeit

des Oberalbs sinkt. Sie beträgt bei Andorra und südlich Calanda [E 9] 120 m. Das randnächste Vorkommen ist wohl das von Cañada de Verich [E 9]. Hier ruhen auf den Jurakalken Tone, die als Bauxit abgebaut werden. Sie sind etwa 40 m mächtig. An der Basis gehen sie in kohlige Tone über, die reich an Schwefelkies und Holzresten sind.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in den nordöstlichen Iberischen Ketten. Auch hier werden Kohlen des Oberalb bei Préjano und Turruncún [A 4] abgebaut³²⁾, und die Kaolinsande sind reich an Quarzgeröllen. Offenbar sind auch diese Sedimente in der Nachbarschaft eines im Nordosten gelegenen Hochgebietes abgelagert worden.

3. Das Becken von Miravete.

Das Beckentiefste liegt auch im Oberalb noch in der Zone Aliaga—Miravete—Villaroya [E 8—F 8]. Hier schwillt die Mächtigkeit auf über 400 m an.

Bei Aliaga [E 8] ähnelt die Fazies der von Utrillas:

Hangendes: Cenomanmergel und -kalke.

- 40 m kalkige Sandsteine mit oft beträchtlichem Gehalt an Trümmererz und Eisenoolithen, unten mit Einschaltungen grauer Tone
- 220 m Wechsellagerung eisenschüssiger, schräggeschichteter Sandsteine mit Pflanzenresten und vereinzelt Muscheln sowie Einschaltungen grauer sandig-glimmiger Tone
- 40 m graue Tone mit Kohlenschmitzen und -flözen und Bänken eisenschüssiger Sandsteine
- 5 m sandige Kalke mit Gastropodenschill an der Basis
- 30 m graue Tone mit Gipskristallen und Kohlenschmitzen.

Liegendes: Urgonkalke und -mergel.

Erst im Zentrum des Beckens nehmen bei Villarroya [F 8] die Tone überhand.

Unter dem Cenoman ist hier folgendes Profil erschlossen:

- 2 m eisenschüssige Kalksandsteine
- 100 m Folge von grauen Tönen und z. T. eisenschüssigen Sandsteinen mit zwei Kalkbänken voll Exogyrenschill
- 17 m knollige Mergel und oolithische Kalke
- 110 m weiße Sande mit wenigen grauen Tonmitteln
- 120 m graue sandige Tone mit vereinzelt Gipskristallen und im tieferen Teil häufigen eisenreichen Kalkgeoden. Die eisenschüssigen Sandsteine treten gegenüber den Tönen zurück.
- 60 m eisenschüssige Kalksandsteine mit Pflanzenresten und Muscheln.

Liegendes: Eisenoolithe des Unteralb.

32) Diese Schichten galten zunächst als Karbon. JOLY deutete sie 1926 als Infralias, da sie unter dem Rät liegen. G. RICHTER (1930) erkannte jedoch, daß

Der Horizont der hier 17 m mächtigen knolligen Mergelkalke läßt sich bis Cantavieja [F 9] verfolgen. Die Gesamtmächtigkeit schrumpft von 400 auf 250 m zusammen. Es fehlen die Kalksandsteine, die bei Villarroya [F 8] an der Basis liegen. Gegen SE sinkt die Mächtigkeit rasch weiter, wie Taf. 2, Fig. 6 zeigt. Überall überwiegen unten die Tone und oben die Sande. Marine bzw. brackische Schillkalke finden sich als dünne Bänke nicht selten, besonders am Nordhang der Peñagolosa bei Villahermosa [G 9].

In den Hesperischen Ketten sind die Sedimente des Oberalb noch geringmächtiger und kalkärmer. Sie sind dagegen reich an Quarzkieseln und Kaolin. Noch bei Villed [G 7] erreichen die Quarzkiesel Faustgröße; hier ist der Kaolingehalt so beträchtlich, daß er bergmännisch gewonnen wurde.

Ein typisches Profil dieser Ablagerungen ist südlich von Las Majadas [G 5] erschlossen:

Hangendes: Cenomanmergel und -kalke.

9 m grüne, sandige Tone

62 m weiße und rötliche, schräggeschichtete Sandsteine mit Tonmitteln

3 m grauer Kalk

15 m weiße und rote Tone mit Kalkbrocken

3 m grober Sandstein

Liegendes: Kalke des Unteren Jura.

Im Gegensatz zu den reinen Sanden des Westens schalten sich hier auch Kalke ein, freilich in ganz geringer Mächtigkeit. Sie sind in den Hesperischen Ketten weit verbreitet und zwar meist mit Ooiden von stattlicher Größe.

4. Spezialbecken und -schwellen.

Geringe Mächtigkeitsschwankungen sind auch im übrigen Sedimentationsraum nachweisbar. Sie lassen erkennen, daß auch während des Oberalb manche Gebiete verstärkt einsanken.

So schwellen die Utrillas-Schichten bei Uña [G 5] auf 120 m an. Die basalen ooidischen Kalke, die hier ca. 30 m dick und recht bituminös sind, enthalten Süßwasser-Mollusken und wechsellagern mit Schiefern, die mit Pflanzenhäcksel überstreut sind. Gelegentlich finden sich auch Kohlenschmitze, die Schürfe veranlaßt haben.

Eine Mächtigkeit von etwa 120 m erreicht das Oberalb ferner nördlich der Ateca-Schwelle bei Torrelapaja und Ciria [C 5]. Hier

die Serie von den Carñiolas überfahren ist. Da Oberalb in weitem Umkreis von hier nicht bekannt ist, der Wealden aber stellenweise Kohlen fuhr, nahm er Wealden-Alter als wahrscheinlich an. Bei einer nochmaligen Begehung stellte er nunmehr in ihnen typische „Utrillas-Schichten“ fest.

finden sich an der Basis der sandigen Folge Kalkbänke mit Austern. Abbauwürdige Kohlen treten auf. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Asphalt-Sandsteinen.

Bei Torrelapaja und Uña sind also kleine Spezialsenken entwickelt, in denen — ähnlich wie in den größeren Becken von Aliaga-Utrillas [E 8] und Castellote [E 9] — die Zuschüttung nicht mit der Absenkung Schritt halten konnte, sodaß der Grundwasserspiegel stieg und die Anhäufung organischer Substanz ermöglichte.

Südlich des Spezialbeckens von Ciria-Torrelapaja [C 5] sinkt die Mächtigkeit rasch. Bei Torrijo [C 5] erreicht sie kaum 30 m. Das Oberalb ist hier ungleich grobklastischer als bei Ciria. Ähnlich sind die Verhältnisse in der südöstlichen Fortsetzung der Ateca-Schwelle, d. h. auf der Schwelle von Montalbán; das Oberalb ist nördlich von Segura [E 8] etwa 50 m mächtig, während im Norden der Montalbáner Schwelle die Mächtigkeit bei Oliete [D 8] wieder auf 130 m steigt und an der Basis abbauwürdige Kohlen auftreten.

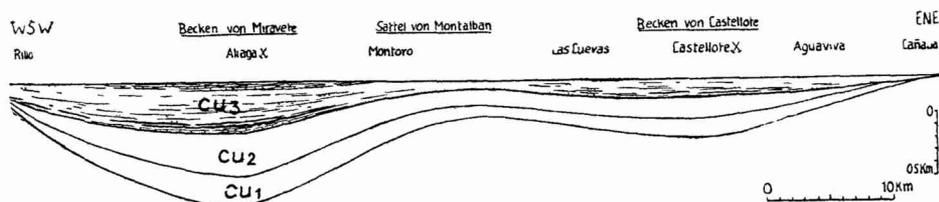


Abb. 16. Die Mächtigkeit der Unterkreide-Stufen im nördlichen Teil des Terulensischen Beckens.

Cu₁ Wealden, Cu₂ Urgon, Cu₃ Oberalb, bei Aliaga und Castellote mit Kohlen nahe der Basis.

Die Verlängerung des Sattels von Montalbán gegen Süden macht sich auch im Becken von Aliaga [E 8] als seichte Schwelle bemerkbar (Abb. 16). Die Mächtigkeit, die im kleinen Spezialbecken von Castellote 150 m erreicht, sinkt 5 km südlich von Ejulve [E 9] auf 83 m herab, um bei Montoro und Aliaga [E 8/9] wieder beträchtlich zu wachsen.

Sedimentation und Tektonik im Oberalb.

Im Oberalb erweitert sich der Sedimentationsraum des Keltiberischen Troges erheblich. Die sinkenden Randgebiete der Kastilischen Masse werden ziemlich gleichmäßig mit Sand und Schlamm, fluviatil-sublitoralen Sedimenten, eingedeckt. Im eigentlichen Trog lassen Unterschiede in der Mächtigkeit und

Fazies Schwellen (bei Ateca und Montalbán) und Becken erkennen. Sie fallen deutlich mit den zwischen Unterem und Oberem Alb entstandenen Sätteln und Mulden zusammen. So macht sich die Bewegungstendenz der austrischen Phase noch während der Ablagerung des Oberalb in verschwächtem Maße geltend (vgl. Taf. 2, Fig. 5 und 6!).

i) Der Keltiberische Trog in der Oberen Kreide.

1. Stratigraphische Gliederung.

In der Oberen Kreide überflutete das Meer ganz Keltiberien und lagerte mächtige marine Kalke ab.

Bewegungen zwischen Oberalb und Cenoman konnten hier bislang nicht festgestellt werden. Denn aus den Sanden der „Utrillas-Schichten“ gehen ohne scharfe Grenze sandige Mergel hervor, die fast überall eine Cenoman-Fauna einschließen.

Bei Hontoria del Pinar [B 2] sammelte LARRAZET *Acanthoceras* cf. *rotomagense* DEFR. in diesen Schichten. Bei Mota in der Sierra de Altomira fanden sich in ihnen *Exogyra flabellata* D'ORB., *Exogyra boussingaulti* D'ORB.; bei Chinchilla (Albacete) *Corbula picteti* CHOFFAT, *Corbula navis* CHOFFAT, *Hemiaster palpebratus* LORIOL; bei Peñalen in den Hesperischen Ketten [E 4] *Exogyra pseudoafricana* CHOFFAT³³).

Besonders fossilreich ist das Cenoman im Bahneinschnitte westlich von Sigüenza [D 3]³⁴). Die fossilführenden Schichten liegen auch hier nicht unmittelbar an der Basis, sondern es schieben sich darunter noch 20 m fossilarme Mergelkalke ein (vgl. Abb. 17, das Profil Alhama!). In den plänerartigen Kalken fanden sich: 1) *Exogyra oliponensis* SHARPE, *Exogyra pseudoafricana* CHOFFAT, *Exogyra flabellata* D'ORB., *Hemiaster lusitanicus* LORIOL, *Hemiaster scutiger* FORBES, *Peltaster* sp., *Diplopodia variolaris* DÉSOR und *Pseudodiadema macrophyga* COTTEAU.

Diese Beispiele zeigen zusammen mit den Funden von CHUDEAU, COQUAND, CORTAZAR, DEREIMS, HAHNE, LARRAZET u. a., daß die „Utrillas-Schichten“ nicht etwa eine sandige Vertretung verschiedener transgredierender Kreidestufen darstellen, sondern stets unter dem Cenoman liegen.

Die höhere Oberkreide ist meist fossilarm.

Turon ist nachgewiesen durch das Vorkommen von *Periaster verneuili* bei Hontoria del Pinar [B 2] (LARRAZET 1896), von *Tissotia* sp. bei Soria (CHUDEAU 1898) und von *Pachydiscus peramplus* MANT. im Guadarrama-Gebiet (Erläuterungen zum geologischen Blatt Hiendelaencina).

33) Nach freundlicher Bestimmung von Herrn H. ASHAUER.

34) E. SCHROEDER (1930, S. 144) gab von hier bereits eine Faunenliste.

Die Funde von *Buchiceras* sp. und *Pachydiscus wittekindi* bei Tamajón [E 1] sprechen bereits für jüngere Horizonte. Zudem sammelten wir bei Ucero [B, C 2] *Barroisiceras haberfellneri* v. HAUER, eine Leitform des Emscher (Coniac)³⁵⁾.

Schlecht erhaltene Rudisten fanden sich in noch höheren Schichten bei Ucero [B, C 2], bei Soria, bei Torrijo [C 5] im Tajo-Durchbruch bei Sacedón [F 3] u. a. O. Aus der Gegend von Aliaga-Fortanete [E 8, F 9] erwähnen FALLOT & BATALLER (1927, S. 68) *Radiolites mamillaris* MATHERON und *Biradiolites angulosissimus* TOUCAS. Diese Rudistenkalke sind demnach in das Santon zu stellen.

Campan und Maestricht sind bisher in Keltiberien nicht sicher nachgewiesen, wenn auch nach dem Funde von *Alveolina sphaerica* FORTIS var. *granum milii* BOSCH. sowie von *Siderolites* sp. bei Montalbán das Vorhandensein von Obersenon wahrscheinlich wird (FALLOT & BATALLER 1927, S. 14).

Limnisches Dan mit *Lychnus matheroni* REQUIEN ist schon durch VERNEUIL bekannt geworden. Es ist auf ein eng begrenztes Gebiet der Montalbáner Gegend beschränkt, wo es zwischen Fortanete [F 9] und Segura [E 8] an mehreren Stellen Fossilien geliefert hat.

Die spärlichen Funde reichen nicht aus, die Oberkreide Keltiberiens genauer zu gliedern. Nach der petrographischen Ausbildung scheinen sich Parallelisierungen zu ergeben, wie sie in Abb. 17, S. 48 zusammengestellt sind.

2. Paläogeographische Betrachtung.

Fazies und Mächtigkeit der Oberkreide ermöglichen einige Rückschlüsse auf die Gestaltung des keltiberischen Sedimentationsraumes.

In der Nachbarschaft der Kastilischen Masse ist die Obere Kreide bei Torrelaguna und Mota kaum 100 m mächtig. Das könnte an sich die Folge späterer, vortertiärer Abtragung sein. Da sich aber mit der Annäherung an die Meseta auch sandige Einschaltungen besonders im Cenoman (im Valencianischen auch im Campan) einstellen und da ferner in der Sierra de Altomira Trockenrisse auf gelegentliche Verlandungen hinweisen, so ist die Abnahme der Mächtigkeit am Fuß der Kastilischen Masse wohl als primär anzusehen. Dafür spricht auch, daß die Oberkreide hier mit scharfer Grenze auf dem Oberalb ruht. Bei Torrelaguna scheint sich sogar ein Basalkonglomerat einzustellen. Wahrscheinlich liegt also eine Sedimentationslücke unter dem Cenoman vor.

35) Diese Bestimmung verdanken wir Herrn cand. geol. KARREBERG.

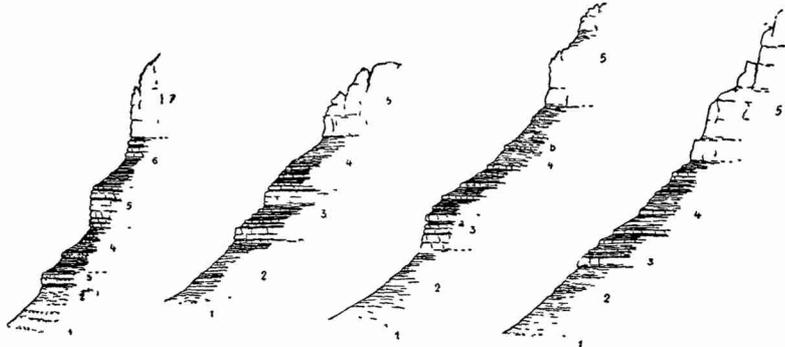


Abb. 17. Profile durch die Obere Kreide Keltiberiens.

	Alhama de Aragón [D 5]	Cuenca [G 4]	Ucero [B 2]	Aliaga [E 8]
Senon	50 m Rudistenkalk (7)*	100 m brekziöse Kalke (5)	100 m Rudistenkalke (5)	200 m Dichte Kalke mit Mergellagen (5)
	35 m dickgebankte Kalke (6) und plänerartige Kalk- mergel	40 m dickgebankte Kalke (4) und graue Mergel	ca. 80 m plänerartige Mergelkalke (4) bei b Bänke mit <i>Ostrea vesicularis</i>	65 m graue Mergel- kalke (4)
Emscher? + Turon	25 m feste, dickge- bankte graue Kalke (5), z.T. schaumig	30 m dickgebankte graue Kalke (3)	25 m dickbankige Kalke mit Mergeln wechsellagernd (3) bei a <i>Barroisiceras haberfellneri</i>	3 m feste Kalke (3)
Cenoman	20 m Mergel mit Kalkbänken (4) 2 m roter Sandstein 12 m helle Mergel 8 m bunte Sand- steine (3) rote Austernmergel	40—50 m hellgraue, plänerartige Kalkmergel (2)		
Ober- alb	Weiße und bunte Kaolinsande = Utrillas-Schichten (1)			

*) Die eingeklammerten Zahlen entsprechen denen der Abb. 17.

Auch in den Hesperischen Ketten ist die Grenze noch ziemlich scharf. Im Terulensischen Gebiet wie auch in den Iberischen Ketten (s. Abb. 17, Profil Alhama!) ist es dagegen kaum möglich, eine Grenze zwischen Oberalb und Cenoman anzugeben. Hier wurde anscheinend dauernd sedimentiert.

(1114)

Damit steht im Einklang, daß die Mächtigkeit von der Guadarrama nach Norden und Osten zunimmt. Im Süden der Provinz Burgos (Ucero [B, C 2]) und bei Aliaga [E 8] schwillt z. B. die Obere Kreide auf etwa 400 m an.

Aber was besagt selbst dieser Wert gegen die Mächtigkeit der Oberkreide im Betikum, wo sie BRINKMANN auf 1200 m schätzte, oder gegen die enorme Entwicklung in den Westpyrenäen und den Montes Obarenes! Die geringmächtige Ausbildung in Keltiberien, die Armut an Cephalopoden bei dem Reichtum an Austern „afrikanischen“ Typs weisen darauf hin, daß der Keltiberische Sedimentationsraum zur Zeit der Oberkreide nur ein kleines Nebenmeer der großen Geosynklinalen von Betikum und Pyrenäen darstellt.

Im Dan schrumpft dieses Meer sogar auf einen engbegrenzten Süßwassersee zusammen.

Ergebnis: Der Keltiberische Trog im Mesozoikum.

(S. Tafel 2, Fig. 1—6.)

Wie die Betrachtung der paläogeographischen Verhältnisse innerhalb der einzelnen Zeitabschnitte zeigt (s. Taf. 2!), bleiben die Grenzen des Keltiberischen Sedimentationsbereiches und vor allem die tektonischen Hebungs- und Senkungsgebiete während des gesamten Mesozoikums im wesentlichen die gleichen.

Ob die Anlage der untertriadischen Becken noch ins jüngste Oberkarbon zurückreicht, muß dahingestellt bleiben. Auffallend ist jedenfalls, daß die Vorkommen von Stephan vorwiegend an Zonen großer Buntsandsteinmächtigkeit gebunden sind.

Die westliche Umgrenzung des Keltiberischen Troges tritt in der Unteren Trias zum ersten Male deutlich hervor. Klar abgebildet ist in der Sedimentation vor allem der Rand des im Westen gelegenen Denudationsgebietes: der „Kastilischen Masse“. Er begrenzt auch den Sedimentationsbereich des Muschelkalkes und den Raum größerer Keupermächtigkeit. Nicht nachweisbar ist er bislang im Jura. Aber schon in der „Wealden“zeit und im Barrême—Unteralb ist die Grenze zwischen dem Hochgebiet im Westen und dem Sedimentationsgebiet im Osten recht scharf. Nur geringmächtig sind die Sedimente von Keuper, Jura, Oberalb und Oberkreide, die über den eigentlichen Beckenrand hinweg auf den „Kastilischen Schelf“ vorgreifen (s. Abb. 18).

Auch im Nordosten des Keltiberischen Troges weisen Randfazies und Mächtigkeitsabnahme sowie das diskordante Übergreifen des Portlands und der Unterkreide auf die Nachbarschaft eines Hochgebietes hin. Es mag als eine zusammenhängende „Aragonische Masse“, möglicherweise auch als ein Schwellenzug, in Erscheinung getreten sein. Bedeutungsvoll sind in diesem Zusammenhang Beobachtungen von G. SELZER³⁶⁾ in den südpyrenäischen Sierrren (Oberaragón). Nach ihm sind dort die nußgroßen Quarzgerölle im übergreifenden Senon von Süden herzuleiten. Das legt die Annahme nahe, daß unter dem Tertiär des Ebrobeckens mindestens stellenweise Paläozoikum ansteht. Tatsächlich tritt solches ja, wie HAHNE 1930 gezeigt hat, im Puig Moreno [D 10] zutage.

Der Sedimentationsraum des Keltiberischen Mesozoikums wird also beiderseits von Hochgebieten eingefafßt. Zwischen der Kastilischen Masse im Südwesten und der Aragonischen Masse im Nordosten sank im Mesozoikum der Keltiberische Trog ständig ein (s. Abb. 18).

Aber diese „Geosynklinale“ ist kein einheitliches Gebilde, sondern durch Schwellen in Spezialbecken gegliedert.

Schon in der Unteren Trias macht sich ein Hochgebiet bemerkbar, das westnordwestlich streicht, also etwas schief zum Verlauf des Troges. Diese „Schwelle von Ateca-Montalbán“ schied zwei Gebiete verstärkter Sedimentation, das „Moncayo-Becken“ im Norden und das „Becken von Sagunt“ im Süden. Auf der Schwelle selbst ist die Sedimentmächtigkeit gering (vgl. das zweite Profil der Abb. 18!). Auch bei Castellón greift der Wealden auf Keuper, das Urgon auf Buntsandstein über.

Im jüngsten Oberjura und in der frühen Unterkreide verschmolz anscheinend die Ateca-Schwelle mit dem Guadarrama-Vorsprung der Kastilischen Masse. Eine Querschwelle riegelte den nördlichen Sedimentationsraum vom südlichen ab und gliederte den Keltiberischen Trog in zwei getrennte Senken, das „Moncayo-Becken“ und das „Terulensische Becken“.

Die relativ kräftigen austrischen Bewegungen formten die Schwelle von Ateca-Montalbán zu zwei Sätteln um, die bereits das Streichen der heutigen Ketten zeigen.

Im Einklang mit der sedimentären Entwicklung steht die magmatische Geschichte des Keltiberikums.

Die Grünen Gesteine des Keupers halten sich streng an die Räume größter Sedimentmächtigkeit. Sie fehlen dem kastilischen

³⁶⁾ Inaug.-Diss. Göttingen. Druck steht bevor.

Schelf und meiden die Schwellen im Trog. Der Vulkanismus ist also im Keltiberikum auf die Spezialbecken beschränkt.

Der Keltiberische Trog erscheint somit als eine von Norden und Süden gleichzeitig angebahte Verbindung zwischen den großen Geosynklinalen der westlichen Pyrenäen und des östlichen Beticums, eine Verbindung, die zeitweise erreicht, zeitweise durch eine alt angelegte Hebungszone (die Schwelle von Ateca-Montalbán) unterbrochen wurde.

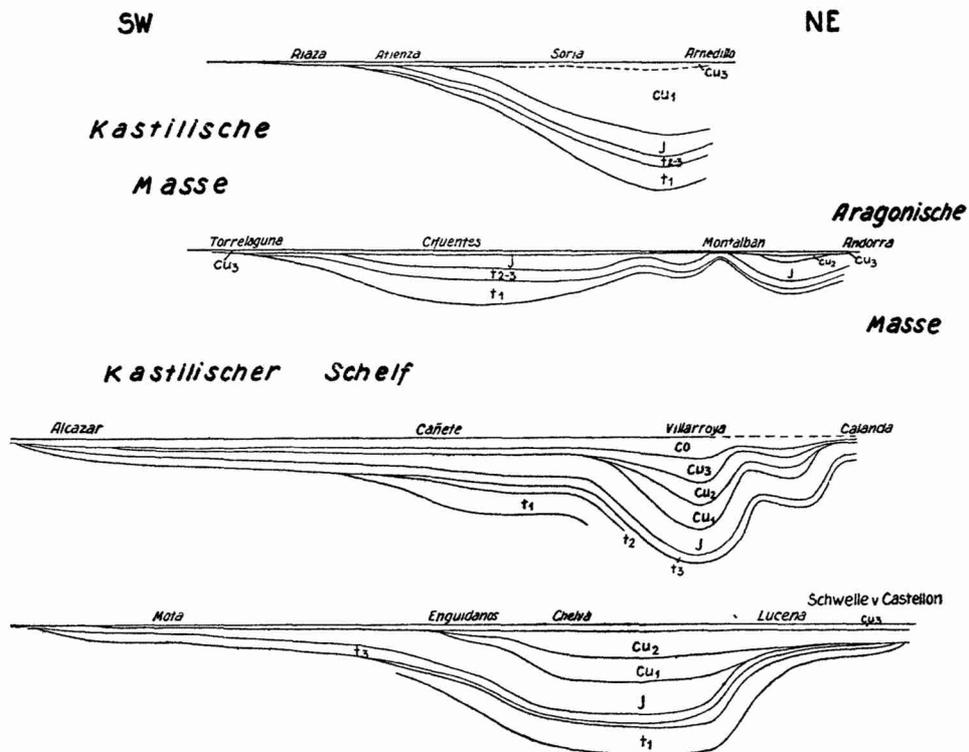


Abb. 18. Profile durch den Keltiberischen Trog.

In 20-facher Überhöhung sind die Mächtigkeiten der mesozoischen Sedimente dargestellt. Die Horizontale bedeutet die Unterfläche von Oberkreide bzw. Alt-Tertiär.

t₁ Buntsandstein, t₂ Muschelkalk, t₃ Keuper, j Rät + Jura, Cu₁ Wealden, Cu₂ Urgon, Cu₃ Oberalb, Co Oberkreide.

II. Die Geschichte der Tertiärbecken.

a) Das Alttertiär.

1. Seine stratigraphische Stellung.

Im Alttertiär sind die paläogeographischen Verhältnisse schwer zu überschauen, da die Abtrennung des Paläogen vom Neogen vielfach noch unsicher ist.

α) Alttertiäre Faunen im Tajo-Becken.

Im Tajo-Becken ist fossilführendes Alttertiär von folgenden Punkten bekannt:

Bei Baïdes [E 3] fand SCHROEDER an der Basis einer Kalkserie etwa 120 m unter der Hangendgrenze des Alttertiärs eine brackische Fauna, die nach WENZ dem Unteroligozän (Sannois) angehört (E. SCHROEDER 1930 S. 147f.). In etwas höheren Schichten³⁷⁾ sammelten wir *Brotia albigensis* NOULET, *Coretus cornu* BROGN., *Galba (Galba) longiscata* BROGN., *Melanopsis* sp. Danach sind die gesamten 80—100 m mächtigen Kalke ins Unteroligozän zu stellen. Sie werden von mächtigen, gipsführenden Mergeln unterlagert, die vielleicht dem Eozän angehören.

Weiterhin fanden sich 1200 m ost-südöstlich vom Bahnhof Toledo in sandigen Kalken nach der Bestimmung von DÉPERET *Arca* cf. *barbata*, *Fusus* cf. *bulbiformis*, *Natica* sp., *Potamides* sp., *Hydrobia* sp., *Paludina* sp. Diese brackischen Kalke mit Süßwassereinschwemmungen liegen ungefähr 100 m über sandig-tonigen Schichten, die an der Basis stellenweise konglomeratisch sind, und unterlagern die roten, sandigen Mergel des Tajo-Beckens. Das Alter der fossilführenden Schichten ist unsicher. *Fusus bulbiformis* geht jedoch nicht über das Ludium hinaus, so daß — eine richtige Bestimmung vorausgesetzt — hier Eozän vorliegen würde.

Südlich von Cuenca fand CORTÁZAR *Cytherea incrassata*, also eine Leitform des Oligozäns, neben *Potamides lamarcki*.

Bei Alcalá de Henares [F 1] schloß eine Tiefbohrung, die u. E. wohl im Miozän angesetzt war, nach ROYO y GOMEZ folgendes Profil auf (vereinfacht):

37) Die Fossilien fanden sich an einem neuen Fahrweg, der in vielen Kurven auf die Berge westlich des Bahnhofes ansteigt. Die Bestimmung verdanken wir ebenfalls Herrn Dr. WENZ-Frankfurt.

- 167 m bunte Tone und Mergel
- 330 m feine, tonige Sande
- 216 m sandige, anhydritische Mergel (in einigen Süßwasserkalk-Einlagerungen Pflanzenreste, Characeen, Fischschuppen, *Limnea acuminata* BROGN., *Coretus cornu* BROGN., *Gyraulus polydimus* BROGN., nach ROYO Oligozän bzw. Obereozän)
- 40 m grüne, tonig-anhydritische Sande
- 55 m Mergelkalke
- 27 m tonige Sande
- 50 m Mergelkalke mit Mollusken des Mittl. oder Oberen Eozäns
- 115 m anhydritische Mergel.

Alttertiäre Faunen im Duero-Becken.

Im westlichen Teile des Oberen Duero-Beckens haben nach ROMAN und ROYO Y GOMEZ (1922) die Funde von *Lophiodon isselense* CUV. und *Chasmoterium minimum* FISCH. das Vorhandensein von Mittellutet erwiesen. Die höheren Schichten mögen dem Obereozän oder Unteroligozän angehören, wie das Auftreten von *Xiphodon gracile* CUV. und *Plagiolophus minor* CUV. zeigt.

Auch das Alttertiär von Soria [B 4] glaubte man als Eozän deuten zu müssen, weil es petrographisch den fossilführenden Schichten auf der Westseite des Beckens ähnelt. Überdies fand sich bei Sto. Domingo de Silos [B 1] in weißen Mergelkalken eine Molluskenfauna, die für Eozän sprechen soll³⁸⁾.

Im äußersten Osten des Duero-Beckens kommt nördlich von Alhama de Aragón [D 5] in einer zwischen grobklastischen Schichten eingeschlossenen Kalk-Mergel-Serie *Planorbis cornu* BROGN. vor, was auf Oligozän hinweist.

Alttertiäre Faunen im Ebro-Becken.

VIDAL und DÉPERET fanden bei Calaf und Tárrega im südöstlichen Ebro-Becken *Ancodus aymardi* POMEL und *Brachyodus cluasi* DÉPERET, die für das Unteroligozän kennzeichnend sind. Im südwestlichen Ebrobecken sind nur vereinzelte Molluskenfunde bekannt geworden, die u. E. kaum eine einwandfreie stratigraphische Datierung der Schichten ermöglichen.

Alttertiäre Faunen im Becken von Calatayud.

In den Gipsmergeln von Montalbán [E 8] sammelten FALLLOT & BATALLER *Cainotherium commune* BRAV., eine für das Mitteloligozän (Stamp) charakteristische Form, sowie *Hydrobia dubuissoni*.

38) Nach SAN MIGUEL DE LA CAMARA handelt es sich um *Planorbina pseud-ammonius pseudammonius* v. SCHLOTH., *Galba aquensis aquensis* MATH. u. a. Diese Süßwasserschnecken sind aber so schlecht erhalten, daß eine einwandfreie Bestimmung kaum möglich erscheint.

Das Alttertiär ist also in allen größeren Tertiärbecken durch Fossilien belegt. Doch reichen die Funde für eine Gliederung nicht aus. Selbst für eine Trennung vom petrographisch sehr ähnlichen Jungtertiär sind sie oft zu spärlich.

β) Petrographisch-tektonische Gliederungsversuche.

Gelegentlich wird fossilführendes Alttertiär von jüngeren Schichten überlagert, die sich als Sarmat bzw. Pont erweisen. Vielfach ist dabei die ältere Serie gefaltet oder aufgerichtet, während die jüngere flach darübergreift. Es liegt also die Annahme nahe, daß die dislozierte Folge unter dem ungestörten „Jungtertiär“ stets dem Alttertiär angehört.

Aber auch so ist es nicht immer möglich, Alt- und Jungtertiär zu trennen. Zunächst ergeben sich Schwierigkeiten, wenn eine aufgerichtete Tertiärserie nicht von einem flachlagernden „Jungtertiär“ bedeckt ist.

Z. B. ist das Tertiär von Berge und Aguaviva [E 9, 10] nicht unerheblich gestört. Man möchte es darum ins Alttertiär stellen; zudem scheint es in das Tertiär von Beceite [E 10], das konkordant mit dem Mesozoikum verbunden ist, überzugehen. Doch ruht das Tertiär von Aguaviva mit einer Diskordanz von 45° auf dem Mesozoikum. Diskordanzen von solchem Ausmaß sind aber an der Basis des Alttertiärs bislang nirgends im Keltiberikum nachgewiesen worden. — Auch das Alter der steilstehenden Tertiärkonglomerate in den Hesperischen Ketten bleibt aus diesem Grunde ungewiß.

Weiterhin ist die Einstufung des Tertiärs unsicher, sobald mehrere Diskordanzen auftreten. Ist dann die tiefere Diskordanz eine intra-alttertiäre oder die jüngere eine intra-jungtertiäre?

So ruht bei Cueva de Cañart [E 9] eine ungestörte klastische Serie über senkrecht aufgerichteten Konglomeraten, deren Liegendes 50 m mächtige Gipsmergel bilden. Sie lassen sich über Montoro hinaus 10 km weit verfolgen. Östlich von Cuevas greifen aber die Konglomerate unmittelbar auf Oberkreide über. Das läßt die Möglichkeit einer schwachen Orogenese zwischen der Ablagerung der Gipsmergel und derjenigen der älteren Konglomerate zu. Das Alter dieser zwischen zwei Diskordanzen liegenden Serie bleibt unklar.

Schließlich ist eine Trennung von Alt- und Jungtertiär mit der Methode der Diskordanzen dort nicht möglich, wo auch das Alttertiär so gut wie ungestört geblieben ist.

Bei Calahorra [A 5] im westlichen Ebro-Becken ist z. B. das Alttertiär nicht mehr von der Faltung betroffen worden. Es hier gegen das Jungtertiär abzugrenzen, ist unmöglich, obwohl nur etwa 15 km weiter südwestlich, bei Arnedo [A 4], die Unterscheidung sehr leicht fällt; denn hier sind die Konglomerate und Sandsteine des Alttertiärs deutlich gefaltet, während das Jungtertiär mit starker Winkeldiskordanz flach darüber liegt.

Wenn somit auch das Alter einiger Tertiärvorkommen zweifelhaft bleibt, so darf doch in den meisten Fällen die gefaltete Serie

mit erheblicher Wahrscheinlichkeit dem Alttertiär zugewiesen werden.

2. Die übergreifende Lagerung des Alttertiärs.

Das Alttertiär greift auf verschiedene ältere Schichten über (s. Taf. 2, Fig. 7).

Das ist vor allem am südwestlichen Ebro-Beckenrand zu erkennen. Südlich von Blesa [D 8] ist noch die gesamte Oberkreide erhalten, während bei Belchite und Moneva [D 8] das Alttertiär unmittelbar auf Jura ruht. — In ähnlicher Weise greift das Alttertiär bei Calanda [E 9] beckenwärts auf immer ältere Schichten über. Am Rio Bergantes liegt es auf Oberkreide, nördlich davon (im Val de la Piedra) auf Oberalb. Bei Calanda greift es auf Jura über, der aber auch schon erheblich reduziert ist. Schließlich sind nordöstlich von Alcorisa [E 9] dezimetergroße paläozoische Gerölle im Alttertiär so häufig, daß man Grundgebirge in der nördlichen Nachbarschaft als Liegendes des Paläogen annehmen muß (Paläozoikum des Puig Moreno [D 10]?).

Trotz der übergreifenden Lagerung ist die Winkeldiskordanz unter dem Alttertiär in beiden Fällen recht gering. Größer ist sie bei Aliaga [E 8]; denn etwa 3 km westlich des Ortes³⁹⁾ ruhen die groben Tertiärkonglomerate unmittelbar auf Oberalb, dessen Mächtigkeit hier höchstens 200 m, nördlich von Aliaga aber 400 m beträgt. An letzterer Stelle ist dazu noch Oberkreide in einer Mächtigkeit von mehr als 300 m erhalten. Diese Schichten sind also westlich des Ortes vor der Sedimentation des Alttertiärs beseitigt worden. Zudem zeigen kubikmetergroße Blöcke von Orbitolinenkalk im Tertiärkonglomerat an, daß damals sogar schon Urgon freilag. Nach der Oberkreide und vor dem Alttertiär sind also westlich von Aliaga mindestens 650—700 m Sediment denudiert worden, die 3,5 km nordöstlich erhalten blieben. Daraus ergibt sich eine Winkeldiskordanz von wenigstens 10—15°.

Auch am Südrande des Montalbáner Sattels ist eine größere Diskordanz wahrscheinlich. Hier dürfte die Schichtfuge zwischen Mesozoikum und Tertiär später zur Störung umgeformt sein. Bei Segura [E 8] ruht das Alttertiär auf Oberkreide, bei Montalbán [E 8] greift es offenbar auf Rät über, während es 3 km weiter östlich, am Rio Palomar, und bei Castel de Cabras wieder auf Oberalb liegt. Demgegenüber ist gleich südlich von Montalbán und Castel de Cabras die Oberkreide noch erhalten, nördlich von Campos sogar noch Dan.

39) Gleich westlich des Straßentunnels.

Bei Montalbán war also vor dem Oligozän die mesozoische Schichtserie nicht unerheblich gegen Süden abgebogen. Eine Muldenzone begrenzt auch die Westseite des Montalbáner Sattels, wie das Vorkommen von Dan noch nördlich von Segura [D 6] zeigt. Die präoligozäne Mulde von Calatayud [D 6] trennte den Sattel von Montalbán von der Schwelle von Ateca [D 5]. Denn auch dort greift das Alttertiär auf ältere Schichten über.

So ruht es bei Torres (südlich von Ateca [D 5]) unmittelbar auf Paläozoikum (LOTZE 1929 S. 150); bei Torrijo [C 5], wo das Alttertiär auf Kreide liegt, ist es reich an paläozoischen Geröllen. Das läßt eine ziemlich steile voroligozäne Aufwölbung vermuten, die möglicherweise auch von Bruchbildungen begleitet war.

Eine Winkeldiskordanz unter dem Alttertiär ist auf der Westseite der Ateca-Schwelle bei Embid-Cihuela nördlich von Alhama de Aragón [D 5] erschlossen. Die groben Oligozänkonglomerate sind hier schwach diskordant an Oberkreide angelagert⁴⁰⁾, die hier schon präoligozän mit 5—10° nach Westen fiel.

Hinsichtlich des Alters der „vortertiären“ Bewegungen läßt sich für Keltiberien nur aussagen, daß sie nach dem Dan und vor dem Oligozän erfolgten. Sie entsprechen wohl den Orogenesen, die in den benachbarten Katalonischen Küstenketten an der Basis von Bulimus-Schichten und Sannois nachgewiesen sind (SCHRIEL 1929 S. 55).

3. Die Sedimentation des Alttertiärs.

Im folgenden wird versucht, aus der Mächtigkeit und Fazies der paläogenen Sedimente Lage und Gestalt der alttertiären Sedimentationsräume abzuleiten.

Duero-Becken.

Die Mächtigkeit des Alttertiärs im heutigen Duero-Becken ist unbekannt, beträgt aber in der Gegend von Soria [B 4] mindestens einige hundert Meter.

Die verschiedenen Vorkommen zeigen wechselnde Fazies.

Im äußersten Nordwesten beginnt bei Covarrubias—Rio Arlanza [A 1] das Alttertiär über der Oberkreide mit mächtigen Konglomeraten, die keine Schichtung erkennen lassen. Sie enthalten vorwiegend Kreidekalkblöcke von m³-Größe. Daneben finden sich zahlreiche, kopfgroße Gerölle von Quarzkonglomeraten,

40) Siehe G. RICHTER 1930 Abb. 7 S. 83.

roten Sandsteinen und dunklen Mergelkalken des Wealden, wie sie nur nördlich und östlich von Covarrubias [A 1] anstehen (s. Prof. 5, Abb. 19).

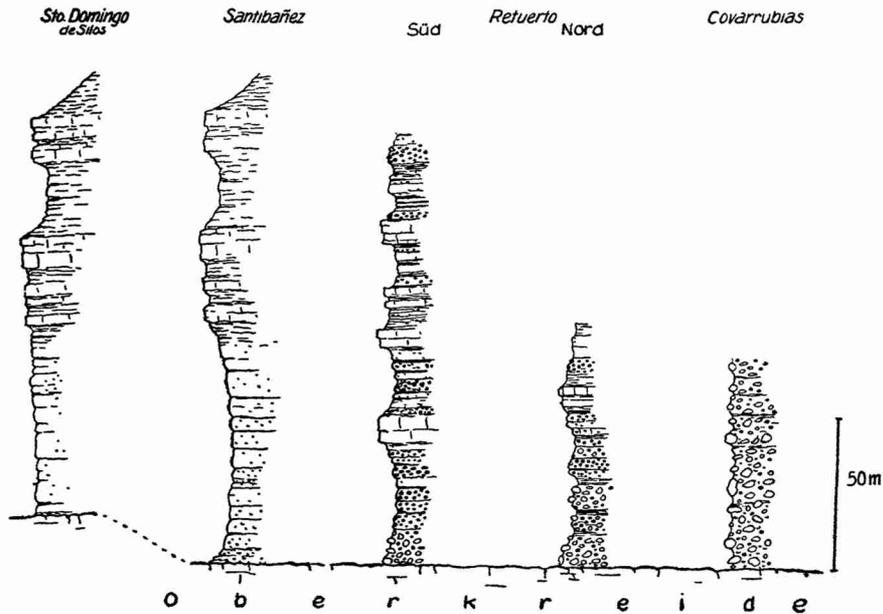


Abb. 19. Faziesprofile des Alttertiärs im östlichen Duero-Becken. Konglomerate im Norden, d. h. am Rand der Iberischen Ketten; Mergel und Kalke nehmen gegen Süden (links in der Abb.), d. h. beckenwärts, zu.

Schon 3 km südlich dieses Ortes sind die Gerölle beträchtlich kleiner geworden. Zugleich stellen sich zwischen den Konglomeraten braune Sandsteinbänke und Kalke ein. Etwa 2 km südlich Retuerto beobachtet man folgendes Profil (s. Prof. 3, Abb. 19):

- Braune Sandsteine mit Konglomeratbänken.
- 7 m weiße Mergelkalke
- 30 m Sandsteine und rote Tone
- 5 m weißer Kalk
- 20 m Konglomerate, Sandsteine und rote Tone
- 5 m weißer Kalk
- 40 m Konglomerate und Sandsteine.
- Liegendes: Oberkreide.

Noch weiter im Süden, bei Santibañez und Sto. Domingo de Silos [B 1] fehlen die Konglomerate ganz. Die Serie beginnt mit 80 m mächtigen rotbraunen Sandsteinen, die von Kalken und hellen Mergeln überlagert werden (s. Prof. 1/2, Abb. 19).

Bei Huerta del Rey [B 1] besteht das Alttertiär aus rotbraunen, feinkonglomeratischen Sandsteinen und roten Mergeln. Dem Alttertiär von Burgo de Osma [C 2] fehlen Konglomerate. Es baut sich aus geringmächtigen Sandsteinen, bunten Mergeln und weißen Kalken auf.

Erst bei Calatañazor [C 3] schalten sich wieder Konglomeratbänke in eine Serie von weißen, z. T. oolithischen Kalken und rötlichen Mergeln ein. Gegen Soria [B 4] zu verdrängen die klastischen Schichten allmählich die Kalke und Mergel. Bei Soria selbst sind Konglomerate mit ungewöhnlicher Geröllgröße aufgeschlossen. Der Schutt besteht zum größten Teil aus Blöcken von Oberkreide-Kalken, daneben sind auch große Wealdensandsteine häufig.

Zwischen Soria und Deza [C 5] treten die Konglomerate etwas zurück; erst bei Deza, Cihuela, Alhama de Aragón [D 5] herrscht der grobe Schutt wieder vor, wenn sich auch hier zwischen zwei klastischen Serien eine Folge von weißen Kalken und Mergeln einschaltet.

Die Faziesdifferenzierung des Alttertiärs im östlichen Duero-Becken läßt also eine Schüttung von Nordosten bzw. Norden deutlich erkennen. Das führt zu dem Schluß, daß die nordwestlichen Iberischen Ketten während des Alttertiärs als Hochgebiet bereits bestanden.

Tajo-Becken.

Das Alttertiär scheint bei Torrelaguna [E 1], Huelves [G 2, 3] und Cuenca [G 4] eine durchschnittliche Mächtigkeit von 150—200 m zu erreichen. Obwohl an diesen Stellen das Jungtertiär fast konkordant das Alttertiär überlagert, dürften hier doch die höchsten Schichten des Alttertiärs im Zusammenhang mit der ersten Aufaltung abgetragen sein. Denn im Cañamares-Tale [E 2] wächst die Mächtigkeit des Alttertiärs nach SCHROEDER auf 500 m, bei Alcalá de Henares [F 1] nach ROYO Y GOMEZ sogar auf über 1000 m an.

Deutliche Faziesunterschiede lassen die einzelnen Profile nicht erkennen. Tonig-sandige, anhydritische bzw. gipsführende Mergel herrschen vor. Auch ein geringer Salzgehalt läßt sich mancherorts nachweisen. Daneben treten helle Mergelkalke und Sande bzw. Konglomerate auf. So liegt z. B. bei Huelves [G 2, 3] über der Kreide der Altomira eine kaum 20 m mächtige Folge von roten Tonen und gelben Sandsteinen, Zellenkalken und vereinzelt Kalkkonglomeraten, die mit Sprudelkalken wechsellagern.

Die Basalkonglomerate sind bei Mira [H 6] im südöstlichen

Tajo-Becken bzw. in der Verlängerung der Senke von Teruel-Ademuz sehr mächtig. Sie schließen große Blöcke von Oberkreide ein. Auch 8 km westlich von Sigüenza [D 3] sind im Henares-Tal die schwach überkippten Alttertiär-Konglomerate reich an Kreidekalkgeröllen, deren Durchmesser nicht selten 30 cm überschreitet.

Vielleicht waren also damals die Hesperischen Ketten schon schwach aufgewölbt. Wichtig ist in dieser Hinsicht, daß sich auch unter den etwa 80 m mächtigen Süßwasserkalken des Unteroligozäns von Baides [E 3] (s. S. 52) Konglomerate mit faustgroßen Kalkgeröllen finden. Selbst nach der Ablagerung der mächtigen Gipsmergel waren also noch erhebliche Reliefunterschiede in der Nachbarschaft vorhanden. Da bei Alcalá de Henares [F 1] diese grobklastischen Schichten fehlen, liegt es nahe, auch die Gerölle von Baides aus der Guadarrama bzw. den Hesperischen Ketten herzuleiten.

Ebro-Becken.

Im nordwestlichen Teile des südlichen Ebro-Beckens erreicht das Alttertiär die größte Mächtigkeit, die wir am Rand der Keltiberischen Ketten messen konnten. Sie beträgt zwischen Arnedo und Arnedillo [A 4] wohl 1000 m.

In der Nachbarschaft des Gebirges enthalten die Konglomerate des Alttertiärs vorwiegend groben Oberkreideschutt, der auf Oberalb ruht (Préjano, Turruncún [A 4]). Beckenwärts nimmt die Geröllgröße ab. Es stellen sich Sandsteine mit Mergeln und Kalkbänken ein, wie z. B. nördlich von Arnedo [A 4].

Eine ähnliche Faziesverzahnung ist im Süden von Zaragoza [C 7] zu erkennen. Südlich von Belchite [D 8] (d. h. im Becken selbst) liegen bunte Mergel mit Gips in zusammen 100 m Mächtigkeit unmittelbar auf Jura. In dem — dem Gebirge näheren — Alttertiär von Moneva [D 8] stellen sich konglomeratische Sandsteine ein, die mit roten Tönen und bunten Mergeln wechsellagern. Noch weiter südlich überwiegen bei Cariñena und Blesa [D 8] die Konglomerate gegenüber den Mergeln, die nur noch vereinzelte Kalkbänke einschließen.

Die konglomeratische Randfazies des Alttertiärs begleitet den Fuß der Niederaragonischen und Katalonischen Ketten. Sie weist darauf hin, daß bereits im Alttertiär hier Denudationsgebiete bestanden, die ihren Detritus ins sinkende Ebro-Becken schütteten.

Becken von Calatayud.

Im Alttertiär des Beckens von Calatayud [C, D, E 5–7] konnte keine Faziesdifferenzierung nachgewiesen werden. Zwischen zwei

vorwiegend konglomeratischen Abteilungen liegen hier Gipsmergel und weiße Kalke ähnlich wie im Oligozän nördlich von Alhama de Aragón [D 5] und im Alttertiär von Campos [E 8].

Folgerungen.

Ans der Lagerung der Schichten unter dem Alttertiär ist ersichtlich, daß die postkretazisch-präalttertiären Bewegungen noch einmal zu einem weiteren Aufstieg der randlichen Massen gegenüber dem Keltiberischen Trog geführt haben (vgl. Taf. 2, Fig. 7).

Andererseits weisen Fazies und Mächtigkeit der alttertiären Sedimente bereits auf eine vollständige Umkehr der Bewegungstendenz im Paläogen hin. Das Keltiberikum, das so lange ein sinkender Trog war, erscheint erstmalig als schuttlieferndes Denudationsgebiet. Die benachbarten ehemaligen Hochgebiete werden zu Randsenken umgestaltet, in denen sich der Detritus des aufsteigenden „Orogens“ zu erheblicher Mächtigkeit sammelt: der sinkende Kastilische Schelf wird im Alttertiär zum Tajo-Becken, die untertauchende Aragonische Masse zum Ebro-Becken. Auch die alte Schwelle von Ateca verhält sich ähnlich wie die großen Massen. Sie sinkt zwar nicht in ihrer Gesamtheit, aber in ihrer Mitte entsteht doch das Becken von Calatayud.

b) Das Jungtertiär.

Im kontinentalen Jungtertiär Keltiberiens und seiner Nachbargebiete sind Sarmat und Pont durch Fossilien belegt. Abgesehen von den zentralen Teilen der großen Randsenken breitet sich das Jungtertiär diskordant über den fertigen Faltenbau der Keltiberischen Ketten.

1. Bewegungen vor dem Jungtertiär (Hauptfaltung des Keltiberikums).

Das fossilführende Oligozän von Baides und Montalbán (s. S. 52 ff.) ist noch von der Faltung betroffen worden, das Jungtertiär dagegen im allgemeinen nicht mehr. Die sich so ergebende Diskordanz ist in ganz Keltiberien nachzuweisen. Besonders klar erschlossen sahen wir sie an folgenden Punkten:

- Duero-Becken: Am Río Arlanza, 5 km östlich Covarrubias [A 1]
bei Nódalos [C 3] ca. 25 km WSW Soria
- Tajo-Becken: am Río Henares, 10 km SW Sigüenza [D 3]
La Puerta-Viana, 8 km südlich von Trillo [E 3]
Baño de Trillo [E 3]

- Cuenca und Chillarón [G 4]
 2 km östlich Alocén [F 3]
 Ebro-Becken: 2 km östlich Ribafiecha [A 4]
 4 km nördlich Arnedo [A 4]
 bei Préjano [A 4]
 zwischen Villanueva de Huerva und Tosos [C 7]
 3 km SW Belchite [D 8]
 4 km nördlich Moneva (vgl. ROYO Y GOMEZ 1926 Fig. 5)
 [D 8]
 3 km östlich Alloza [D 9]
 1 km NE Andorra [D 9]
 südlich Alcorisa [E 9]
 bei Cañada de Verich [E 10]
 Las Cuevas de Cañart [E 9]
 Becken von Calatayud, Teruel-Ademuz-Mira u. kleinere Senken:
 SE Segura de los Baños [E 8]
 Zwischen Portalrubio und Vivel del Rio [E 8]
 1 km SE Mira [H 6]
 3 km westlich Aliaga [E 8]
 7 km SW Ejulve [E 8]
 u. a. m.

Leider erlaubt die Fossilarmut der kontinentalen Sedimente nicht den Nachweis, daß alle diese Diskordanzen tatsächlich der gleichen Bewegungsphase entsprechen. Da die Hauptfaltung sich im Valencianischen nach R. BRINKMANN (1931) als postoligozän und präburdigal erweist und weiter W. SCHRIEL (1928 S. 58) in den Katalonischen Küstenketten eine erhebliche Diskordanz zwischen Oligozän und Burdigal feststellte, wird man auch für Keltiberien wohl ein gleiches Alter annehmen dürfen.

Die Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten fällt also wahrscheinlich in die savische Phase.

2. Die Sedimentation des Jungtertiärs.

a) Die Ablagerungsräume.

Die heutige Verbreitung des kontinentalen Jungtertiärs in Keltiberien entspricht etwa dem Sedimentationsbereich. Ein Blick auf die Karte lehrt, daß vor allem die großen Randsenken den Schutt der aufsteigenden Keltiberischen Ketten aufgefangen haben. Die Senkungstendenz dieser Räume, die im Alttertiär so ausgeprägt war, ist auch im Jungtertiär noch nicht erloschen.

Gegenüber diesen tektonischen Becken tritt die Bedeutung der Hohlformen, die durch die Ausräumung wenig widerstandsfähiger Schichten geschaffen wurden, zurück. Die Ausräumungsbecken erreichen nicht entfernt die Ausdehnung der tek-

tonischen Senken. Auch die Mächtigkeit der miozänen Sedimente bleibt hier gering, während sie im Tajo- und Ebro-Becken immerhin 400 m und mehr erreicht.

Inmitten der großen Randsenken liegt das Jungtertiär konkordant und ohne scharfe Grenze auf dem Alttertiär. An den Beckenrändern greift es dagegen auf ältere Schichten über. Meist ist hier der Sedimentation des Jungtertiärs eine beträchtliche Denudation vorausgegangen. Oft sind z. B. die leicht zerstörbaren Schichten des Alttertiärs ausgeräumt worden, so daß die festen mesozoischen Kalke des Beckenrandes herauspräpariert wurden. So begrenzen häufig die großen prämiozänen Flexuren den Sedimentationsraum des Jungtertiärs.

β) Faunistisch-stratigraphische Gliederung der Sedimente.

Man spricht von einem „Normalprofil“ des kontinentalen spanischen Jungtertiärs: die groben Konglomerate an der Basis sollen dem Torton, die Gipsmergel darüber dem Sarmat und die hangenden Süßwasserkalke dem Pont angehören.

Das Pont wies man vielerorts durch Funde von *Hipparion gracile* und *Mastadon longirostris* nach; *Potamides tricinctum*, *Testudo bolivari* und *Anchitherium* sprechen für Sarmat; als Torton bezeichnete man die Schichten, die unter dem Sarmat liegen.

Diese stratigraphische Deutung trifft wohl weitgehend zu.

γ) Faziesdifferenzierung innerhalb des Sedimentationsraumes.

Spätere Studien haben aber deutliche Faziesdifferenzierungen in allen größeren Tertiärbecken aufgezeigt. Überall lagert sich an den Beckenrand eine meist rote, klastische Randfazies an, die beckenwärts in graue Tone und Gipse, bzw. Kalke übergeht. Im Beckeninnern ist es nicht selten zur Ablagerung von Salzen gekommen.

Die Randfazies.

Am Beckenrand sind die Sedimente „unvollkommen klassiert“. Sie zeigen eine „unregelmäßige Mischung von grobkörnigen und grobstückigen Bestandteilen innerhalb der einzelnen Bank und sodann relativ geringe Abrollung der einzelnen Bruchstücke“ (KAISER 1927). Diese Sedimente bezeichnet E. KAISER als Fanglomerate. Sie sind der Gehängeschutt des Beckenrandes.

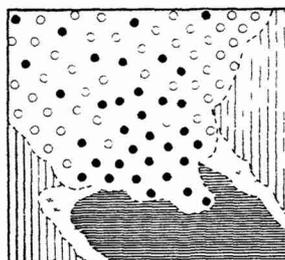
Die Zusammensetzung der Gerölle entspricht dabei dem in der Nachbarschaft anstehenden Gestein. Wo das Ufer vorwiegend aus

Jura- und Kreidekalken gebildet wird — wie zumeist am Saum der Keltiberischen Ketten —, bilden grobe Kalkbrekzien die Randfazies des Jungtertiärs. Wo in der Umgebung Paläozoikum ansteht — wie z. B. im Becken von Calatayud —, herrscht Schiefer- und Quarzitschutt im Miozän vor. Am Südfuß des Grundgebirgsaufbruches der Guadarrama bestehen die Fanglomerate aus kristallinen Rollstücken, an der Sra. de Toledo aus dem umgeschwemmten bauxitähnlichen Zersetzungsprodukt der Granite. Ein Beispiel für die deutliche Beziehung der Miozän-Gerölle zum Gestein des Hinterlandes ist in Abb. 20 dargestellt.

Abb. 20. Die Geröllführung des Miozäns südlich von Los Ausines (südöstlich von Burgos) [A 1].

Dicht schraffiert: Wealden, punktiert: Oberalb, weit schraffiert: Oberkreide; dicke Punkte: Wealdengerölle, Kreise: Oberkreidekalk-Gerölle im Miozän.

ca. 1 : 200 000.



Primäre Schrägschichtung in den Konglomeraten, Spuren subaquatischer Rutschung, tiefe Auskolkungen in den abgelagerten Sedimenten, Holzreste und Kohlen (Ademuz [G 7]) sind für die Randfazies bezeichnend. Ihre Breite schwankt zwischen einigen Metern und mehreren Kilometern.

Kleine Berge inmitten der Becken lieferten natürlich kaum Detritus. So ragt z. B. wenige Kilometer nördlich von Belchite [D 8] eine Jurakalk-Klippe mitten in die Gipse des Jungtertiärs hinein, ohne daß sich in ihrer Umgebung die Fazies des Tertiärs irgendwie änderte (Abb. 23 S. 65). — Aus den gebirgigen Ketten stießen dagegen mächtige Schuttlagen in die Becken vor. Derartige Verhältnisse ergeben sich besonders klar aus der Geröllanalyse des Jungtertiärs im Norden der Sierra de la Demanda. Etwa 25 km östlich von Burgos erhebt sich aus dem Miozän des Ebro-Beckens der Kreidesattel der Sierra de Atapuerca. Die umgebenden Tertiärkonglomerate zeigen überwiegend paläozoisches Schuttmaterial; nur in der nächsten Nachbarschaft der Kreide herrschen Kalkgerölle vor (Abb. 21). — Der kristalline Schutt des Kastilischen Hochgebietes wurde sogar bis nach Cuenca [G 4] verfrachtet, d. h. bis zum Ostrand des Tajo-Beckens.

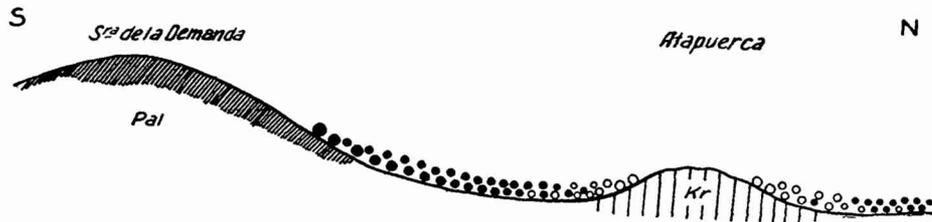


Abb. 21. Die Geröllschüttung der Demanda.

Die hochaufragende Demanda schüttete ihre Gerölle über kleinere Erhebungen des Beckens hinweg nach Norden.

Schwarze Kreise: Palaozoische Gerölle. Weiße Kreise: Mesozoische Kalkgerölle.
Pal Palaozoikum, Kr Kreide.

Die Beckenfazies.

Meist nehmen Abrollung, Zerkleinerung und Schichtung des Materials beckenwärts rasch zu. Tonige bzw. kalkige Zwischenlagen mehren sich und schließen sich immer enger zusammen, bis schließlich die klastische Fazies von der chemischen ganz verdrängt ist (Abb. 22 u. 23). Im Beckennern kam es zu reichlicher Ausfällung von Gips. Häufig treten auch Salze auf. So finden sich z. B. nordöstlich von Aranjuez im Tajo-Becken [H 1] Linsen von Steinsalz, Glauberit, Mirabilit und Thenardit. Der Glauberit wird stellenweise (Cienporcueros) bis zu 12 m mächtig.



Abb. 22. Fazieswechsel im Jungtertiär des Tajo-Beckens, südlich von Aranjuez.

Am Beckenrand ist das Miozän wie auch das Pont sandig-konglomeratisch (Kreise und Punkte). Beckenwärts nehmen rote Tone überhand, die ihrerseits von graugrünen gipsführenden Mergeln abgelöst werden (horizontale Striche).

Im nordöstlichen Tajo-Becken treten die Sulfate gegenüber den Karbonaten zurück. Offenbar stammt der Kalkgehalt aus den Hesperischen Ketten, wo während des Miozäns weite Flächen von Kreide- und Jurakalken der Abtragung ausgesetzt waren.

In allen jungtertiären Sedimentbecken Keltiberiens lassen sich derartige Faziesänderungen beobachten⁴¹⁾. Die Gleichaltrigkeit der verschiedenartigen Sedimente — Konglomerate am Beckenrande,

41) Vgl. hierzu LOTZE 1928.

Sande und Tone weiter im Innern und schließlich Kalke und Gipsmergel im Beckenzentrum — ergibt sich aus der Verzahnung der Sedimente und ihrer konkordanten Überlagerung durch den pontischen Süßwasserkalk.

Die grobklastischen Schichten des Jungtertiärs treten also nicht nur an der Basis auf, sondern vertreten randlich auch höhere Schichten. Ebenso erscheinen gipsführende Mergel und Kalke gelegentlich schon in den tiefsten Schichten, wie z. B. bei Priego [F 4], wo sie unter den Basalkonglomeraten ruhen. Trotzdem läßt sich nicht verkennen, daß die Folge

- Süßwasserkalke
- Gipsmergel
- klastische Basalbildungen

in allen größeren Becken des spanischen Meseta wiederkehrt.

Das Normalprofil des Jungtertiärs kann somit nicht durch lokale Verhältnisse bedingt sein. HERNANDEZ-PACHECO glaubt, daß eine allmähliche Klimaänderung zur Erklärung genüge. In der Tat sind in den spanischen Tertiärbecken niemals Gips- oder gar Salzablagerungen des Pont bekannt geworden, während sie doch im Sarmat noch weit verbreitet sind. Auch Fauna und Flora des Pont scheinen ein kühleres, regenreiches Klima im Vergleich zu der trockenen Hitze des Sarmat anzuzeigen. Aber das vermag noch nicht das Fehlen klastischer Ablagerungen im Pont zu erklären, denn solche sollte man bei sonst gleichbleibenden Verhältnissen doch gerade beim Feuchterwerden des Klimas erwarten.

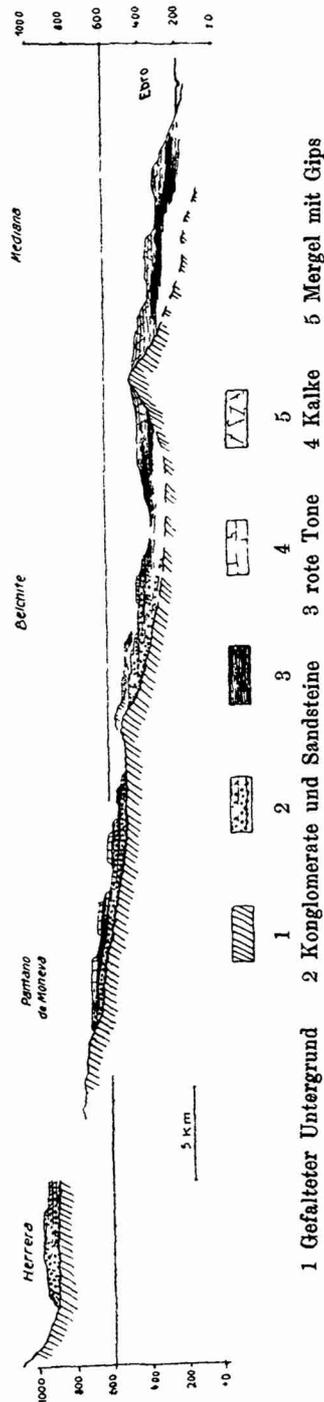


Abb. 23. Fazieswechsel im Jungtertiär des Ebro-Beckens zwischen dem Ebro bei Zaragoza und der Sierra de Herrera.

Die Abnahme der Reliefenergie im Verlauf des Jungtertiärs.

Das tief eingeschnittene Tal des Rio Henares bei Sigüenza (Abb. 33 S. 79) zeigt, daß das übergreifende Jungtertiär ein altes Relief begraben hat, dessen Klippen und Schluchten infolge der raschen Zuschüttung vortrefflich erhalten geblieben sind.

Bei eingehender Betrachtung ergibt sich, daß die morphologische Gestaltung des alten Reliefs einmal bedingt ist durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine. Die Ausräumung schritt in den lockeren Sanden der Unteren Kreide oder in den Tonen des Keupers ungleich rascher vorwärts als in den festen Kalken der Oberkreide bzw. des Jura. Daher folgen die Täler wie heute den leicht zerstörbaren Schichten (vgl. Abb. 24).

Andererseits ist aber auch eine gewisse Unabhängigkeit der Oberflächen-gestaltung von den petrographischen Faktoren bemerkbar. Das Miozän ruht auf einer Einebnungsfläche, die den tektonischen Bau kappt. Diese Verebnung ist weit höher als die, die unter dem Jungtertiär im Tajo-Becken erscheint. Bei Sigüenza ist also eine deutliche prämiozäne Rumpftreppe erkennbar. Es liegt nahe, sie mit den fossilen Inselbergen zu vergleichen, wie sie BRINKMANN jüngst beschrieben hat.

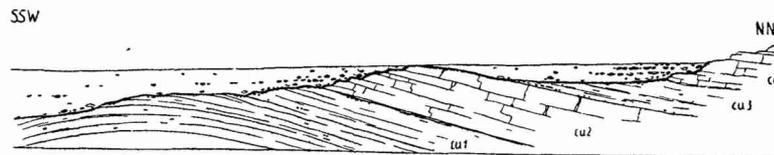


Abb. 24. Schichtstufenlandschaft unter dem Jungtertiär
von Cortes [G 8].

cu₁ Wealden, cu₂ Urgon, cu₃ Oberalb, co Oberkreide.

In ähnlicher Weise erfüllen Ablagerungen des Jungtertiärs bei Jaulín (30 km südlich von Zaragoza) und bei Cardenete [H 6] tiefe prämiozäne Ausräumungstäler im Keuper; steile Jurakalkfelsen umschließen allseitig die Becken. Auch im Valencianischen liegen nach BRINKMANN (1931 S. 88) „die Hauptsammelbecken des Tertiärs auf Keuper, während die schuttliefernden Randketten aus jüngerem Mesozoikum bestehen“⁴²⁾.

Analoge Verhältnisse beschreiben E. SCHROEDER und W. SCHRIEL: auch in ihren Arbeitsgebieten ruht das Jungtertiär vielfach in Ausräumungsbecken innerhalb des Keupers. Ebenso ist das Miozän von Muniesa [D 8] in tiefe Wannen gebettet, die in den lockeren Schichten der Unteren Kreide ausgehoben sind.

⁴²⁾ BRINKMANN schloß allerdings daraus auf eine Umkehr der Bewegungstendenz derart, daß die Keuperhorste im Jungtertiär wieder zurücksackten. Für die von uns bearbeiteten Gebiete dürfte jedoch dieser Schluß nicht zwingend sein. Wir möchten statt an isostatische Kompensationsbewegungen (BRINKMANN S. 70) an einfache Ausräumung denken.

Da derartige Beispiele in Keltiberien also sehr häufig sind, so muß die Reliefenergie zu Beginn des Miozäns recht erheblich gewesen sein.

Örtlich war sie größer als heute. Denn in dem aufgerichteten Miozänschutt am Südfuß der Guadarrama finden sich westlich von Torrelaguna [E 1] kristalline Blöcke, die viele Kubikmeter groß werden und die Komponenten der heutigen Alluvionen weit übertreffen.

Derartige Riesenbrekzien haben zuweilen zu der Annahme einer Gleichzeitigkeit von Orogenese und Sedimentation geführt. So haben auch FALLOT & BATALLER die Vermutung ausgesprochen, daß die langgestreckten Tertiärmulden Niederaragons den Schutt der aufsteigenden Sattelachsen auffingen.

Wir kennen dort besonders zwei Fälle, die eine solche Annahme zu begründen scheinen:

1. 5 km südöstlich von Aguaviva ruhen an der Straße nach Morella diskordant auf dem Wealden grobe tertiäre Kalkbrekzien, die größtenteils den Abhangschutt des benachbarten Jura-Sattels darstellen. Das Einfallen der Fanglomerate beträgt an der Basis etwa 25°, wird aber im Hangenden merklich flacher und ist bei den höchsten Bänken nur noch etwa 12°.

2. Ähnlich ist es bei Alcorisa. Hier haben FALLOT & BATALLER sowie HAHNE bereits erkannt, daß das jüngere Tertiär über gefaltete Kreide hinweggreift, obwohl es anscheinend mit sämtlichen Übergängen mit dem aufgerichteten Tertiär verbunden ist, wie alle drei Autoren hervorheben und auch wir nur bestätigen können. —

In gleicher Weise sind im Tajo-Becken bei Bad Trillo (Abb. 26) an einem klar erschlossenen Sattel die älteren Schichten des Tertiärs deutlich steiler gestellt als die jüngeren. Die eigenartigen Sedimentationsverhältnisse können am besten als Anlagerung an einem wachsenden Sattel⁴³⁾ verstanden werden. Gewiß brauchen die tiefsten Schichten nicht tektonisch aufgerichtet zu sein, da ja auch primär derart steile Schüttungswinkel erreicht werden, aber im allgemeinen pflegen doch die kontinentalen Ablagerungen Keltiberiens einfach am Beckenrand abzustößen.

Wenn somit auch ein bündiger Beweis für die synogene Sedimentation gewisser jungtertiärer Riesenbrekzien Keltiberiens noch nicht erbracht ist, so bleibt doch die Vermutung unwiderlegt, daß in gewissen Fällen neben der Anlagerung auch schwache tektonische Bewegungen während der Sedimentation eine Rolle gespielt haben, wodurch Reliefunterschiede im älteren Jungtertiär immer wieder aufs neue geschaffen wurden.

Im jüngeren Jungtertiär erlahmt jedoch die Reliefenergie. In den Randgebieten des Tajo-Beckens [H 1 und F 4], in der südlichen Teruel-Senke bei Moja [H 7], im Becken des Rio Mijares

43) Aus seinem Kern kommen die Solquellen von Bad Trillo.

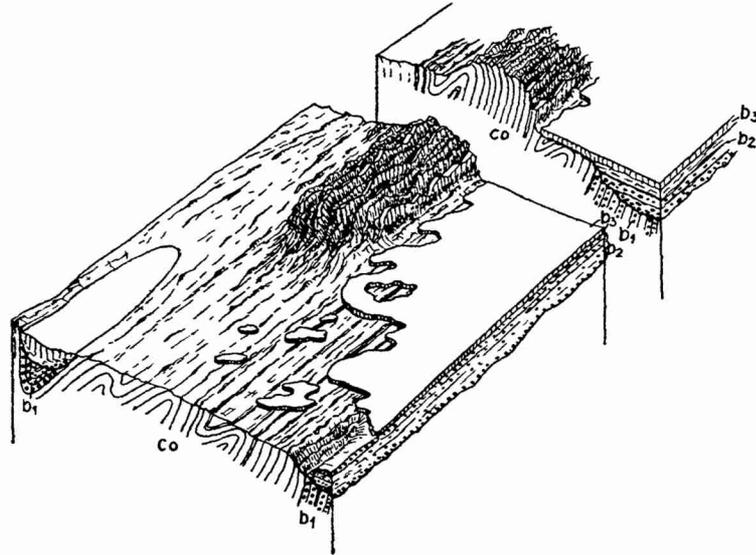


Abb. 25. Vorpontische Einebnung am Rande des östlichen Duero-Beckens westlich von Soria [B 4].

Schematische Darstellung der Berge Hinodejo [C 3] und San Marcos, gesehen von SSW. Die gegenüber den Kalken der Oberkreide relativ wenig widerstandsfähigen Konglomerate des Alttertiärs wurden vor der Sedimentation des Miozäns ausgeräumt. Das Ufer des Miozäns bildete die pramiozäne Beckenrandflexur. Die aufgerichteten Kreidekalke wurden während des Miozäns bis auf einige Inselberge eingeebnet. Die Rumpffläche wurde von dem pontischen Süßwassersee überflutet und mit Kalk bedeckt, der bis an den Fuß der Inselberge heranreicht. Heute ist die vorpontische Einebnungsfläche wieder größtenteils aus dem Pliozänkalk herauspräpariert.

In einem Ausraumungsbecken lag bei Calatañazor (ganz links) im Miozän ein kleiner, schilfbewachsener See, dessen Sedimente kaum Ähnlichkeit mit denen des Duero-Beckens aufweisen.

co Oberkreide, b₁ Alttertiar, b₂ Miozän, b₃ Pont.

bei Barracas [E 8], ja an fast allen Beckenrändern greift das Pont über den Sedimentationsraum des Miozäns hinaus (vgl. Abb. 25). Die Becken, die im Sarmat noch getrennt waren, verschmolzen zum Teil im Pont. Trotz dieser übergreifenden Lagerung ist das Pont nur ausnahmsweise einmal konglomeratisch: die Reliefenergie kann also nicht mehr erheblich gewesen sein. Tatsächlich sind an die Pont-Vorkommen ausgedehnte Verebnungen gebunden. Sie dürften schon vorpontisch angelegt sein (Abb. 25), wenn sie auch später vielfach wieder herauspräpariert wurden. Nur wenige Inselberge überragen die große Rumpffläche.

Die Keltiberischen Ketten scheinen also im Pont weitgehend eingeebnet gewesen zu sein. Die Reliefenergie erreichte damals ihr Minimum.

(1134)

Zusammenfassung.

Die Deutung des „Normalprofiles“.

Die regionale Verbreitung des „Normalprofils“ des spanischen Jungtertiärs erklärt sich einmal klimatisch, wie HERNANDEZ-PACHECO gezeigt hat. Hohe Temperatur und geringe Niederschläge sind für die Gips- und Salzvorkommen des Sarmat Voraussetzung. Die pontischen Süßwassertalke verlangen dagegen ein mehr humides Klima. Wenn trotzdem die pontischen Sedimente relativ arm an klastischen Einschaltungen sind, so erklärt sich dieses tektonisch, nämlich aus der allmählichen Abnahme der Reliefenergie, derzufolge die Keltiberischen Ketten im Pont weitgehend eingeebnet waren⁴⁴).

3. Jüngere orogene Bewegungen.

Das Mio-Pliozän liegt in Keltiberien meist flach. Nur gelegentlich lassen sich noch jüngere orogene Bewegungen nachweisen. Auf sie hat vor allem ROYO Y GOMEZ aufmerksam gemacht.

Tajo-Becken.

Besonders im Tajo-Becken sind sie klar erkennbar. Am Guadarrama-Abbruch ist das Jungtertiär westlich von Torrelaguna [E 1] noch bis zur Senkrechten aufgerichtet⁴⁵) (Abb. 33). Bei Baides [E 3] (vgl. SCHROEDER) ist Jung- und Alttertiär im konkordanten Verbande von Verwerfungen und Flexuren betroffen worden. Bei Alcantud [F 4] (Abb. 26) ist der jungtertiäre Gehängeschutt um 40° gekippt. In ähnlicher Weise ist das Jungtertiär bei Priego [F 4] (Abb. 26) noch von der Bewegung ergriffen, quartäre Kalktuffe stoßen diskordant an aufgerichteter jungtertiärer Seekreide ab, die sich anscheinend in einer tektonischen Senke (Vormulde?) am Fuß der Hesperischen Ketten gebildet hat. Auch bei Cuenca [G 4] sind die miozänen Fanglomerate noch von der Aufwölbung des Keltiberikums betroffen worden (Abb. 26).

Bei Cuenca und Chillarón [G 4] erweisen sich die jungen Bewegungen als posthume Nachkömmlinge der prämiozänen Hauptfaltung: im Júcarprofil (südlich von Chillarón) greift das Jungtertiär diskordant über einen Kreide- bzw. Alttertiär-Sattel hinweg, der nach dem Jungtertiär zum zweiten Male aufgewölbt wurde (Abb. 26).

44) Wir kommen also zu demselben Schluß, zu dem LOTZE bereits 1929 auf Grund seiner Untersuchungen im Becken von Calatayud gekommen war.

45) Der morphologisch sehr klare Abbruch legt die Annahme nahe, daß auch heute noch die Aufwölbung der Guadarrama andauert.

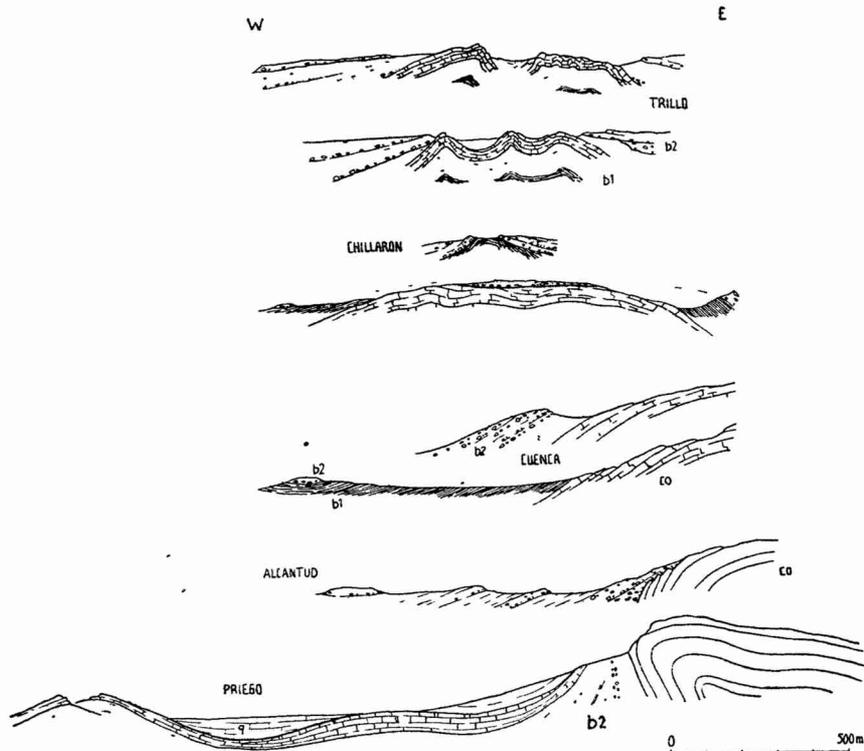


Abb. 26. Vor- und nachmiozäne Bewegungen im Tajo-Becken.

Oben der Sattel von Trillo [E 3]. Mitte Achse von Chillarón [G 4]. Unten Flexuren von Cuenca [G 4], Alcantud [F 4] und Priego [F 4].
co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Jungtertiär, q Quartär.

Auch die Altomira-Achse [F 3—H 3] ist in mehreren Phasen entstanden: 2 km nordöstlich von Alocén [F 3] lagert das Jungtertiär diskordant auf einem älteren Sattel von Oberkreide und alttertiären Gipsmergeln, ist aber seinerseits noch aufgerichtet worden (so stehen bei Sacedón [F 3] die Basalkonglomerate des Jungtertiärs senkrecht, während sie bei Huelves [G 3] von Kreide überschoben sind).

Die Frage, ob die Aufwärtsbewegung der Faltenketten im Tajo-Becken nach der vormiozänen Faltung vorübergehend zum Stillstand gekommen war oder ob sie stetig bis heute anhielt, läßt sich zunächst aus den Sedimentationsverhältnissen des Jungtertiärs beantworten. Aus dem Reichtum der jungtertiären Konglomerate an kristallinen Geröllen noch am Fuß der Hesperischen Ketten

geht hervor, daß zur Zeit der Sedimentation die Achsen nahezu eingeebnet waren, d. h. daß ihre Aufwärtsbewegung zeitweise ruhte.

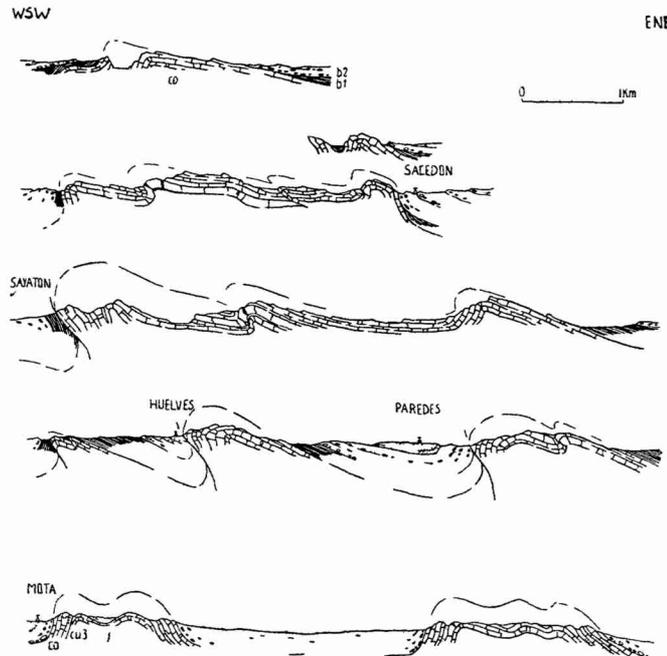


Abb. 27. Profile durch die Altomira-Achse [F 3, G 3].

Man beachte die intensive postmiozäne Bewegung sowie die Vergenz nach Westen.
j Jura, cu Oberalb, co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Jungtertiär.

Zu dem gleichen Resultat führen auch morphologische Betrachtungen. Eine deutliche Verebnung kappt bei Alcántud [F 4] und Priego [F 4] die jungtertiären Tafeln des Tajo-Beckens samt den postmiozän gefalteten Achsen⁴⁶⁾. Auch die Bildung dieser Verebnung ist nur bei tektonischer Ruhe möglich.

Es ergibt sich somit folgendes Schema für die jungen Bewegungen im Tajo-Becken:

- | | |
|-----------------------------|---|
| 4. Tektonische Ruhepause. | Hauptverebnung. |
| 3. Nachmiozäne Faltung. | |
| 2. Tektonische Ruhepause. | Verebnung und Sedimentation des Jungtertiärs. |
| 1. Vormiozäne Hauptfaltung. | |

Nicht überall ist im Tajo-Becken die Intensität der jüngeren Orogenese die gleiche.

46) Wenn also heute manche Kreidesättel weithin verfolgbare Höhenzüge innerhalb des Tajo-Beckens bilden, die von engen Durchbruchstätern gequert

In der Altomira-Kette, also inmitten des Tajo-Beckens, sind die postpontischen Bewegungen überall zu beobachten und stehen den prämiozänen an Intensität kaum nach. Am Rande des Tajo-Beckens sind sie dagegen weniger häufig und weniger stark. In den Hesperischen Ketten läßt sich die jüngere Faltung nur vereinzelt nachweisen (Abb. 28). Hier ist die Faltung überwiegend schon prämiozän. Besonders groß ist der Gegensatz zwischen der vormiozänen Tektonik des Beckenrandes und der nachmiozänen Tektonik im Beckeninnern in der Nordostecke des Tajo-Beckens. Hier erkannte schon SCHROEDER (1930 S. 178), daß die Faltung beckenwärts wandert.

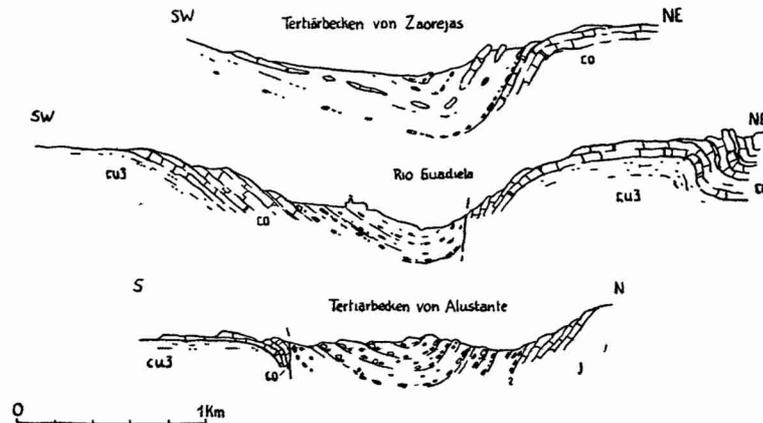


Abb. 28. Die vereinzelt Vorkommen gestörter Jungtertiär-Konglomerate in den Hesperischen Ketten.

j Jura, cu₃ Oberalb, co Oberkreide, daran anlagernd: Jungtertiär.

Ebro-Becken.

Auch im Ebro-Becken lassen sich mancherorts schwache postmiozäne Bewegungen nachweisen.

So greifen z. B. südöstlich vom Moncayo [B 5] über Trasobares—Tierga bis in die Gegend von Morata/Jalón Konglomerate des Mio-Pliozäns zwar auf Überschiebungen vom Alter der Hauptfaltung über, sind aber ihrerseits über diesen Störungen in flache Mulden gelegt. Das spricht für schwache, zur prämiozänen Faltung posthume Bewegungen nach dem Pont.

werden, so ist doch darum nicht die heutige Oberflächengestaltung das Ergebnis der postmiozänen Faltung, sondern der viel jüngeren Ausräumung, der die lockeren Sedimente der Tertiärmulden weniger Widerstand entgegengesetzten als die festen Kreidekalke der Achsen. — Die Durchbruchstäler sind nicht antezedent, sondern epigenetisch.

An der Straße zwischen La Almunia und El Frasno [C 6] grenzen Jungtertiär-Konglomerate⁴⁷⁾ mit einer Störung gegen Paläozoikum. Auch hier dürfte es sich nur um schwache Nachklänge der Hauptfaltung handeln.

In den Niederaragonischen Ketten ist das Jungtertiär meist ungestört geblieben. Da es sich hier jedoch besonders schwer vom Alttertiär unterscheiden läßt, ist es nicht ausgeschlossen, daß manche gestörten Konglomerate zu Unrecht als Alttertiär gedeutet werden.

Wir halten stärkere postmiozäne Bewegungen an folgenden Punkten des Ebrobecken-Südrandes für möglich:

Die Konglomerate, über die der Jura der Ginebrosa-Achse bei Cañada de Verich [E 10] überschoben ist, dürften dem Jungtertiär angehören, da sie in das Miozän des Ebro-Beckens überzugehen scheinen. — Das gleiche gilt für die gestörten Konglomerate westlich Mas de las Matas [E 9]. Offenbar dieselben Schichten ruhen östlich von Aguaviva [E 10] mit 45° diskordant auf dem Mesozoikum, was für jungtertiäres Alter spricht. — Weiterhin sind die Konglomerate und Süßwasserkalke, die dem Paläozoikum des Puig Moreno [D 10] auflagern, bis zur Senkrechten aufgerichtet. Sie gehen, ohne daß eine Winkeldiskordanz nachgewiesen werden konnte, in das Miozän von Zaragoza [C 7] über.

Kleinere Jungtertiärbecken⁴⁸⁾.

Im Becken von Calatayud [D 6] ist das Jungtertiär nur schwach eingemuldet worden. Auch in der Senke von Teruel—Ademuz—Mira [F, G, H 7] sind nur selten stärkere postmiozäne Bewegungen nachweisbar. So ist das Miozän östlich von Mira [H 6], das diskordant das Alttertiär bedeckt, noch leicht gefaltet worden. Die Sattelflügel sind bis zu 20° aufgerichtet. — Am Rande des Beckens ist das Jungtertiär mancherorts an älteren Störungen posthum geschleppt, wie z. B. östlich und nordwestlich von Ademuz [G 7]. Kleinere Verwerfungen beobachtet man südlich von Teruel [F 7].

47) Wir sprechen diese Konglomerate deshalb als jungtertiär an, weil sie ganz den petrographischen Habitus der Miozän-Konglomerate zeigen, d. h. aus lose verbackenen Quarzitgeröllen bestehen, während das Alttertiär dieses Gebietes fast ausschließlich mesozoische Kalkgerölle enthält, die fest miteinander verkittet sind.

48) Aus dem Duero-Becken beschreibt ROYO Y GOMEZ (1926) Faltung und Aufrichtung des Jungtertiärs im Gebiet von Burgos. Postpontische Bewegungen mögen hier wie in anderen Becken stattgefunden haben. Doch könnte es sich u. E. an manchen dieser Stellen um aufgerichtetes Alttertiär handeln.

4. Die jungpliozäne Aufwölbung des Keltiberikums.

Neben den engbegrenzten, fast ganz auf die Becken und deren Ränder beschränkten Erscheinungen postmiozäner Orogenese lassen sich in Keltiberien junge weitspannige Verbiegungen nachweisen.

Im Ebro-Becken steigen die Schichten des Mio-Pliozäns mit fast unmerklichem Gefälle zum Keltiberikum an: etwa von Moneva [D 8] bis Zaragoza [C 7] fällt das Jungtertiär mit wenigen Graden ständig gegen Norden ein⁴⁹⁾. — Ähnlich ist es bei Logroño [über A 4]. Bei einer Neigung der Schichten zum Becken von nur einem Grad würden die gleichen Bänke am Rande der Ketten schon 1000 m höher liegen als etwa 60 km weiter im Innern des Beckens. — Da pontische Kalke nur selten erhalten sind, fehlt es an einem sicheren Bezugsniveau, so daß es noch nicht möglich ist, die postpontische Abbiegung des Keltiberikums zum Ebro-Becken zahlenmäßig exakt zu erfassen. Sie dürfte im Niederaragon etwa 1000 m betragen (s. Abb. 23).

Im Tajo-Becken sind infolge der weiten Verbreitung pontischer Ablagerungen die postpontischen Verbiegungen in ihrem Ausmaß genauer festzulegen. In den Hesperischen Ketten (Tetas de Trillo [E 3]) liegt das Unterpliozän auf etwa 1100 m Höhe, dagegen auf dem „Tisch“ von Ocaña und Tarancón [H 2], d. h. inmitten des Tajo-Beckens, 400 m tiefer.

Im Becken von Calatayud [D 6] ist ebenfalls ein leichtes Einfallen des Mio-Pliozäns zur Beckenmitte erkennbar.

Ein Querprofil vom Tajo-Becken zum Ebro-Becken bringt diese jüngsten Verbiegungen deutlich zum Ausdruck. Es zeigt sich, daß die großen Randsenken auch in postpontischer Zeit noch gegenüber dem aufsteigenden keltiberischen Orogen langsam absanken (Abb. 29).

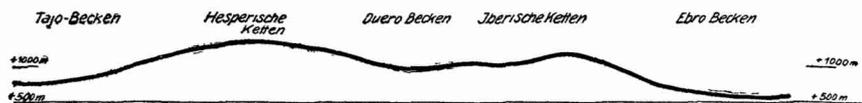


Abb. 29. Die postpontische Aufwölbung des Keltiberikums. Dargestellt ist die Höhenlage des Pont. Das Profil ist 30fach überhöht.

Erst durch diese posthume Aufwölbung des — praeontisch ja schon einmal fast völlig eingeebneten — keltiberischen Faltenstranges wurde infolge neuer Belebung der Erosion der Gebirgscharakter der heutigen Ketten geschaffen.

49) Besonders am „Pántano de Moneva“ gut zu beobachten, wo der Wasserspiegel der Talsperre eine sichere Horizontale bietet.

Zusammenfassung: Die Entwicklung der Randsenken im Tertiär.

Orogene Bewegungen von ?pyrenäischem Alter kommen darin zum Ausdruck, daß das festländische Alttertiär über verschiedene Schichten seines Liegenden übergreift (s. Taf. 2, Fig. 7). Während im Innern des Troges Oberkreide, stellenweise sogar noch Dan, erhalten ist, nimmt die Schichtlücke unter dem Paläogen gegen die Randgebiete so stark zu, daß dort mancherorts zu Beginn des Tertiärs Paläozoikum freigelegt haben muß.

In diesem Übergreifen des Alttertiärs bildet sich zum letzten Male die Senkungstendenz des Keltiberischen Troges ab: die vortertiären Bewegungen ließen den Trog zwischen der Kastilischen Masse im Westen und der Aragonischen Masse im Nordosten einsinken.

Demgegenüber ergeben Fazies und Mächtigkeit der paläogenen Sedimente, daß im Alttertiär die Bewegungstendenz sich umkehrt. Das Gebiet des einstigen Troges erscheint erstmalig als Denudationsgebiet, während die Randmassen, die ehemaligen Hochgebiete, einsinken und den Schutt des aufsteigenden Orogens bis zu erheblicher Mächtigkeit (1000 m) auffangen.

Die randlichen Hochgebiete werden also jetzt zu Randsenken. Im Bereich der Kastilischen Masse entstehen Duero- und Tajo-Becken. Über der untertauchenden Aragonischen Masse bildet sich das Ebro-Becken, über der Ateca-Schwelle das Becken von Calatayud. Dieses Aufsteigen des einstigen Troggebietes und das Einsinken der Randmassen leiten die Gebirgsbildung ein.

Die Hauptfaltung erfolgte an der Wende von Jung- und Alttertiär und dürfte der savischen Phase angehören. Durch das flache Übergreifen des Neogen über den Faltenbau und durch eine häufig aufgeschlossene Diskordanz zwischen Alt- und Jungtertiär ist dieses Alter belegt. Damals entstand das heutige Strukturbild der Keltiberischen Ketten (s. 76 ff.).

Die während des Alttertiärs angelegten Randsenken wurden weiter vertieft. Sie in erster Linie nahmen die kontinentalen Sedimente des Jungtertiärs auf.

Am Fuß des aufsteigenden Gebirges wurden grobe Fanglomerate aufgeschüttet, die sich beckenwärts mit roten, sandigen Tonen verzahnen und schließlich im Beckeninnern von Kalken und Gipsmergeln vertreten werden (Taf. 2, Fig. 8).

Kurz nach der Auffaltung des Gebirges war die Reliefenergie am größten. Die Schuttlungen stießen weit in die Becken

vor. Erst allmählich nahm das Gefälle ab. Die Höhenunterschiede wurden ausgeglichen, die Denudationsgebiete immer kleiner. Gleichzeitig weicht die klastische Fazies der Sedimente mehr und mehr den chemischen Abscheidungen. Die pontischen Süßwasserkalke greifen weit über die Becken hinaus und bedecken die eingeebneten Keltiberischen „Ketten“, die sich nur noch in einigen Inselbergzügen andeuten.

Die postpontischen orogenen Bewegungen sind auf die großen Randsenken beschränkt und stellen posthume Nachläufer der Hauptfaltung dar. Sie gliedern dem Gebirge beckenwärts einige Achsen an. Die Faltung wandert also gegen die Becken — und damit gegen das Vorland.

Aus der verschiedenen Höhenlage des Pont ergeben sich weitspannige posthume Verbiegungen in jüngerer Zeit: die Randsenken vertiefen sich, das Orogen wölbt sich als Ganzes empor.

Durch neubelebte Erosion entsteht so das heutige Gebirge.

B. Das Faltungsbild der Keltiberischen Ketten.

Im folgenden soll die Struktur der Keltiberischen Ketten beschrieben werden, d. h. das heutige tektonische Bild, wie es im jüngeren Tertiär entstand.

Die Faltung hat vorherrschend das Gebiet der eigentlichen Keltiberischen Ketten ergriffen, während sie die großen Tertiärbecken im allgemeinen verschonte.

Eine gewisse Sonderstellung kommt der Beckenrand-Tektonik zu.

I. Der Bau der Becken-Ränder.

a) Duero-Becken.

Besonders deutlich ist der Beckenrand dort, wo in den benachbarten Ketten die Schichten wenig gestört sind, wie z. B. am Nordrand des östlichen Duero-Beckens. Auf 5—6 km nördlich des Miozänrandes liegt hier bei Huerta del Rey, Espeja, Orillares u. a. O. [B 1] die Kreide fast flach. In einer weit verfolgbaren, z. T. nach Süden überkippten Flexur taucht sie unvermittelt unter das Tertiär des Duero-Beckens (Abb. 30).

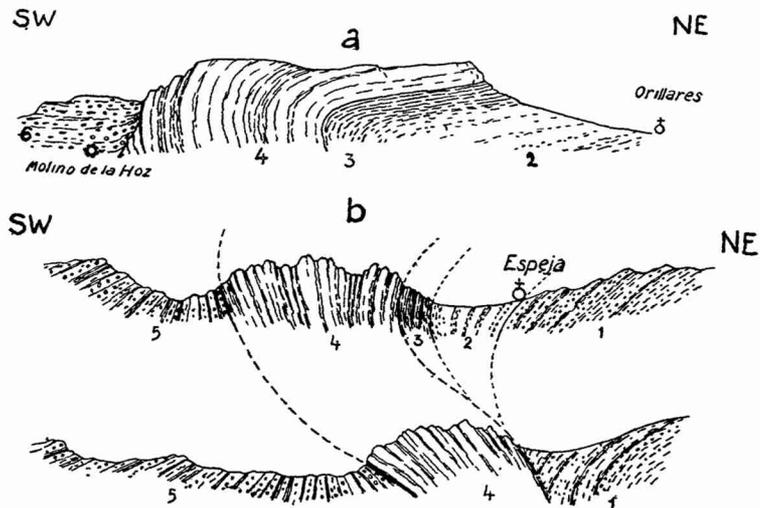


Abb. 30. Der Nordrand des Duero-Beckens in der südöstlichen Provinz Burgos.

Profil a bei Orillares: flache Lagerung und plötzliches Abbiegen zum Becken hin. Profile b bei Espeja: Zwischen den beiden Schnitten, deren Abstand voneinander kaum 100 m beträgt, liegt eine Querstörung. Oben das Profil der relativ gesunkenen, unten das der gehobenen Scholle. Die überkippte Flexur ist also in der Tiefe zerrissen.

1 Wealden, 2 Oberalb, 3 Cenoman, 4 Turon-Senon, 5 Alttertiär, 6 Jungtertiär.

Auch nördlich des Bergzuges Hinodejo [C 3] ist die Lagerung in den eigentlichen Ketten sehr ruhig. Beckenwärts stellen sich einige Falten ein, die zu der überkippten Randflexur überleiten. Konkordant mit der Kreide ist das Alttertiär abgelenkt, während ungestörtes Jungtertiär diskordant übergreift (Abb. 31).

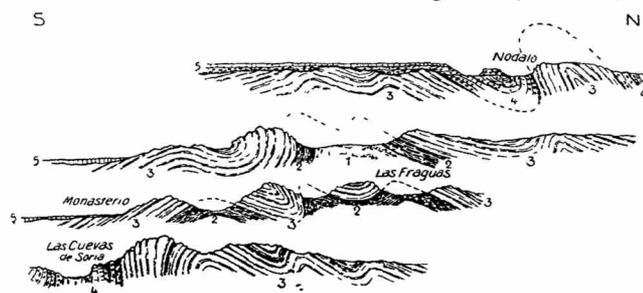


Abb. 31. Profile durch den nördlichen Duero-Beckenrand; Bergzug Hinodejo westlich Soria.

1 Oberalb, 2 Cenoman, 3 Oberkreide, 4 Konglomerate und Mergelkalke des Alttertiärs, 5 Konglomerate des Miozäns und Kalke des Pont. Die Falten sind gegen das Duero-Becken (links) gerichtet. Man beachte auch die vorpontische Einebnung.

(1143)

Bei Soria und weiter im Osten [B 4] bei Tajahuerce ist die Beckenrand-Flexur zerrissen, Keuper und Carñiolas sind auf eine tiefe Vormulde von Alttertiär bzw. Oberkreide aufgeschoben, vor der sich noch einmal ein Sattel (z. B. Sta. Ana) aufbäumt, der dann endlich unter das Becken taucht (Abb. 32).

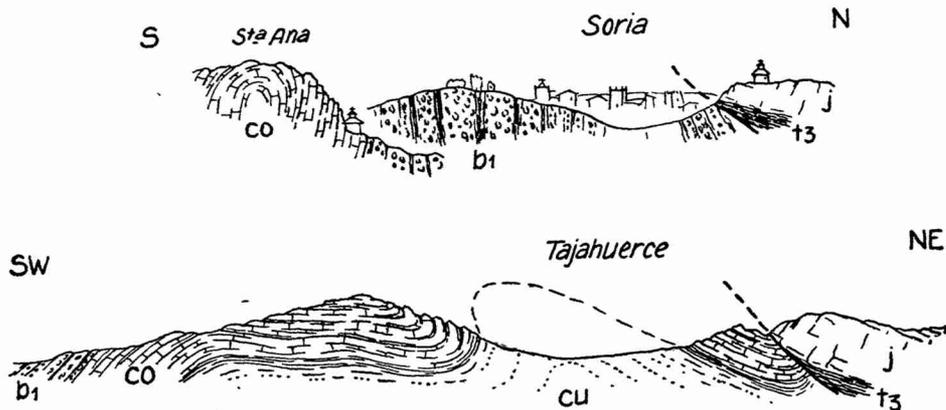


Abb. 32. Nordostrand des Duero-Beckens bei Soria und Tajahuerce. Überschiebung des Beckens durch Rät-Jura (j) mit Keuper (t₃) an der Basis. Cu Unterkreide, Co Oberkreide, b₁ Alttertiär.

Im Gebiet von Alhama de Aragón [D 5] wird der Beckenrand von einem doppelten System gestaffelter Flexuren gebildet. Die fiederartige Anordnung von Abbiegungen der Oberkreide zum Duero-Becken verläuft nördlich des Jalón spiegelbildlich zu der gleichen Erscheinung im Süden des Flusses. Es wurde daraus auf einen bogenförmigen, gegen Westen konvexen Verlauf von zwei in der Tiefe (im Paläozoikum) liegenden Brüchen geschlossen⁵⁰⁾, an denen gewisse Parallelbewegungen eingetreten sind, die das Deckgebirge in gestaffelte Falten legten. Diese Flexuren sind auch hier zum Becken leicht übergelegt.

Der gesamte Nordrand des Duero-Beckens zeigt also auf schmalem Raum eine intensive Faltung mit deutlicher Vergenz gegen Süden, d. h. gegen das gesunkene Becken.

Andeutungen eines Becken-Südrandes finden sich nur bei Onrubia [westlich C 1], wo nach SCHROEDER die Kreide gegen Norden steiler eintaucht und bei Burgo de Osma [C 2], wo die sonst flachliegende Kreide plötzlich an einer steilen Flexur unter das Tertiär sinkt. Wenigstens örtlich sind also auch hier ähnliche Verhältnisse zu beobachten wie am nördlichen Beckenrande.

50) Eine genauere Beschreibung und mechanische Deutung von diesem interessanten Stück des Duero-Beckenrandes s. bei G. RICHTER (1931 b).

b) Tajo-Becken.

Auch gegen den sinkenden Raum des Tajo-Beckens richtet sich bei der Hauptfaltung die Bewegung (Abb. 33).

Am Westrand ist der Granit der Sra. de Toledo auf die basalen Schichten des Tertiärs überschoben⁵¹⁾. Im Norden liegt der Guadarrama-Abbruch in einer überkippten Flexur von Kreidekalken (westlich von Torrelaguna [E 1]). Noch intensiver war die gegen das Tajo-Becken gerichtete Bewegung westlich von Sigüenza [D 3]. Hier ist es zu einem ziemlich engen, überkippten und zerschuppten Faltenbau gekommen.

Nach Süden nimmt das Ausmaß des Zusammenschubes im gleichen Maße ab, wie sich die Zone der Beckenrand-Falten verbreitert. Bei Cifuentes [E 3] bedeckt das Jungtertiär einen annähernd symmetrischen Faltenbau. Erst bei Priego [F 5] und in der Losares-Achse sind die Sättel wieder etwas gegen das Becken übergelegt. Ähnliche zum Tajo-Becken überkippte Falten sind bei Minglanilla (südlich von Enguidanos [H 6]) erschlossen (Abb. 36 S. 84).

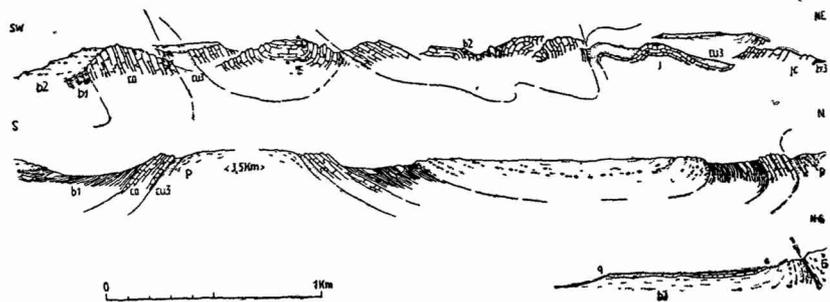


Abb. 33. Die Überfaltung des Tajo-Beckens.

Oben bei Sigüenza am Rande der Hesperischen Ketten.

Mitte bei Torrelaguna am Rande der Guadarrama.

Unten bei Toledo.

P paläozoisches Grundgebirge, Cu₃ Oberalb, Co Oberkreide, b₁ Alttertiär,
b₂ Jungtertiär.

c) Ebro-Becken.

Im nordwestlichen Teile des südlichen Ebro-Beckens ist die tektonische Grenze zwischen den Keltiberischen Ketten und der tertiären Randsenke weithin leicht zu verfolgen.

Von Escaray [A 2] bis über Anguiano [A 3] hinaus ist das

⁵¹⁾ Die Überschiebung ist in einem Bachriß ca. 1200 m südöstlich des Bahnhofs sowie an der Straße nach Burguillos aufgeschlossen.

Grundgebirge der Sierra de la Demanda nach Norden auf das überkippte Mesozoikum des Beckenrandes aufgeschoben (SCHRIEL 1930). Das Jungtertiär des Ebro-Beckens greift diskordant über die Randstörung hinweg (Abb. 34, Profil 1).

Der Überschiebungsrund wird bei Torrecilla [A 3] vorübergehend zu einem flach nach Norden übergelegten Sattel (Abb. 34,

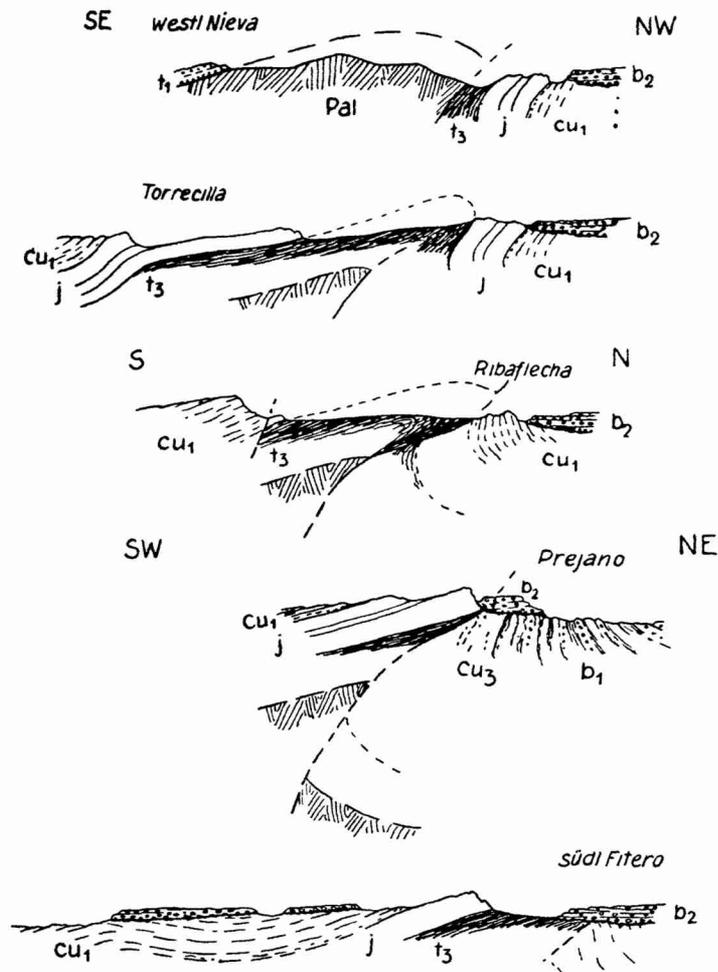


Abb. 34. Profilsreihe durch den Südrand des westlichen Ebro-Beckens. Überschiebung bzw. Überfaltung des gesunkenen Raumes. — Pal Paläozoikum, t_1 Buntsandstein, t_3 Keuper, j Rät + Jura, cu_1 Wealden, cu_3 Oberalb, b_1 Alttertiär, b_2 Jungtertiär⁵²⁾.

⁵²⁾ Vgl. G. RICHTER 1930 S. 101 ff.

Profil 2). Er streicht bis Ribaflecha [A 4] nordöstlich, lenkt dort aber wieder in die Südwest-Richtung ein. Das relativ wenig gestörte Mesozoikum der Iberischen Ketten ist dabei von Ribaflecha bis nördlich Fitero [A 5] auf das überkippte Alttertiär des Beckens überschoben, während das Miozän die Störungszone flach überdeckt (Abb. 34, Profil 4). Die auf über 100 km verfolgbare Überschiebung des Ebro-Beckenrandes liegt nördlich des Moncayo [B 5] völlig unter Jungtertiär begraben (Abb. 34, letztes Profil). Weiter im Südosten deuten nur kleinere Keuper-Vorkommen bei Borja [B 6] und El Sotillo [C 6] die ungefähre Lage des Beckenrandes an, der in der Gegend des unteren Jalón unter dem Miozän von Rueda-Plasencia [B 7] zu erwarten ist.

In Niederaragon [E 9/10] tauchen unter dem Miozän mehrere mesozoische Sättel auf. Von einem Abbruch oder einer einheitlichen Beckenrand-Flexur kann hier kaum die Rede sein. Immerhin markieren die stellenweise überkippten Jura-Achsen von Belchite [D 8], Moneva [D 8], Ariño [D 8], Andorra [D 9], Calanda [E 9], Belmonte [E 9] und Valderrobres [E 10] eine Grenze zwischen der Tertiärtafel des Ebro-Beckens und dem unruhigen Faltenbau der Keltiberischen Ketten (vgl. hierzu Abb. 55 und das Profil der Taf. 3).

Einer Achse im Ebro-Becken gehört das Paläozoikum des Puig Moreno [D 10] an. Das überlagernde Jungtertiär ist hier ebenfalls noch steil aufgerichtet.

d) Becken von Calatayud.

Auch in dem kleinen Becken von Calatayud—Montalbán ist die randliche Absenkungszone mancherorts aufgeschlossen.

Bei Torrijo [C 5] und Moros nördlich Ateca [D 5] ist von Westen her Paläozoikum auf Alttertiär aufgeschoben.

Im Süden ist zwischen Portalrubio und Montalbán [E 8] das Oligozän in zwei gestaffelten Flexuren, die WSW-ENE streichen, von Oberkreide und Rät gegen Norden überfaltet und überfahren (Abb. 35 S. 82).

Auf der Nordseite des Beckens liegt in dieser Gegend der Rand in einer Südüberschiebung von älteren Schichten auf Oligozän. Paläozoikum und Mesozoikum sind hier mehrfach miteinander verschuppt worden (vgl. Abb. 44, S. 92). Im Fortstreichen dieser Zone fallen die Schichten des Montalbáner Sattels flach gegen Südwesten ein, um bei Segura de los Baños [E 8] unvermittelt in steiler Flexur unter das Becken von Calatayud zu tauchen (vgl. Abb. 52^b S. 104). Hier greift das Miozän in prachtvoll erschlossener Diskordanz über die bis zur Senkrechten auf-

gerichteten Schichten von Oberkreide und Alttertiär auf den Beckenrand über (vgl. Taf. 3!).

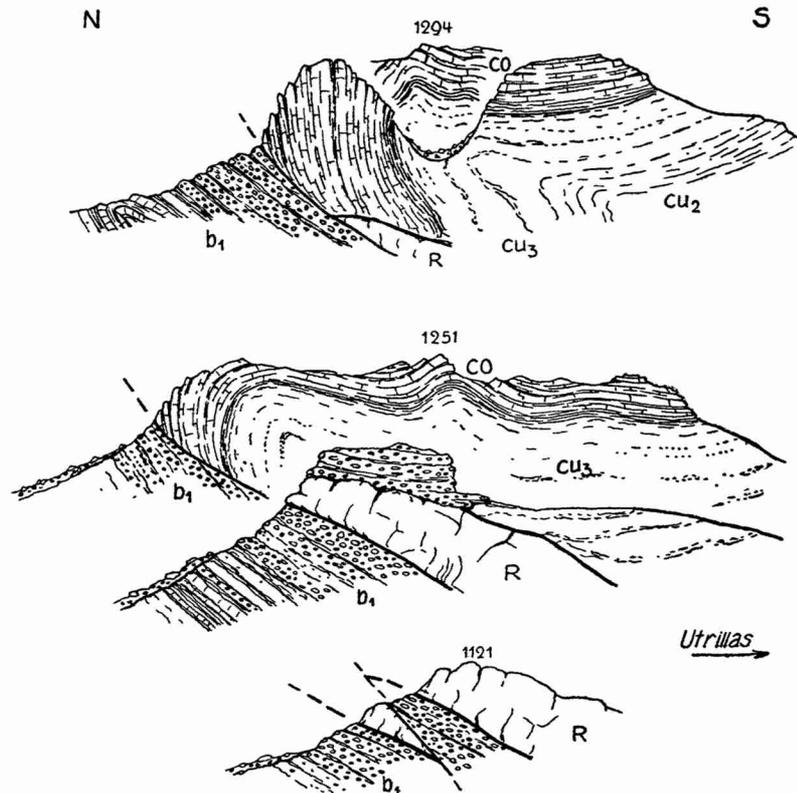


Abb. 35. Der Südrand des Beckens von Calatayud, Profilserie durch die „Muela de Montalbán“.

Das oberste Profil schneidet den Westhang vom Tale des Rio Escucha: Urgon (Cu_2), Oberalb (Cu_3) und Kalke der Oberkreide (Co) bilden einen nach Norden übergelegten Sattel, der auf das Becken gegen Norden überschoben ist. An der Störung sind aus der Tiefe Rät-Dolomite (R) hervorgespießt. Im Becken selbst ist das Oligozän (b_1) mit seiner mittleren Kalk-Gipsmergelserie (im Sattel) und der hangenden Konglomeratfolge (s. S. 59/60) geschnitten.

Die beiden Profile in der Mitte geben den Blick von dem Barranco de la Mena nördlich Utrillas auf die Muela de Montalbán wieder. Prinzipiell das Gleiche wie oben. Doch zeigen die Profile, daß das Miozän (b_2) in der halben Höhe des Talhanges auf die Störung übergreift, somit jünger als die Tektonik und jünger als die Talbildung ist.

Das letzte Profil geht durch den westlichen Hang des gleichen Tales. Die flache Überschiebung von Rät auf das Oligozän des Beckens ist durch eine steilere Überschiebung zerstückelt.

Ergebnis.

Zwischen den Keltiberischen Ketten und den großen Tertiär-Becken führten in einer schmalen Randzone Absenkung und Zusammenschub zu überkippten Falten und Überschiebungen, wobei die Bewegung stets gegen die sinkenden Sedimentationsräume des Tertiärs gerichtet ist.

Meist greift flachliegendes Miozän über den fertigen Bau des Beckenrandes hinweg. Besonders im Tajo-Becken ist stellenweise auch das Jungtertiär von schwachen posthumeren Bewegungen an den Beckenrändern aufgerichtet worden.

II. Der Bau der Ketten.

a) Art und Ausmaß des Zusammenschubes.

Der Zusammenschub des Keltiberikums führte zu einem NW-NE-streichenden Bündel von Achsen, eben die Keltiberischen Ketten. Diese Zonen verstärkter Einengung und Heraushebung sind recht mannigfaltig gebaut. Bald herrscht „bruchlose“ Faltung vor, bald überwiegen Abscherungen und flache Überschiebungen geringen Ausmaßes, bald finden sich große, einseitig überschobene „Sattelschollen“.

1. Faltung in Jura- und Kreideschichten.

Die Gebiete überwiegender Jura- und Kreideverbreitung sind durch das Vorherrschen einfachen Faltenbaues ausgezeichnet.

Zur Bildung flacher Aufwölbungen, die nicht einmal ein deutliches Streichen erkennen lassen, kam es in dem großen Wealdenbereich der Cebollera [A, B 3, 4]. Auch die Kreidetafeln in den Provinzen Cuenca, Teruel und Castellón sind nur schwach verbogen.

Wo die Einengung stärker war und die Falten unsymmetrischer werden, entstehen besonders in der Kreide oft recht enge Mulden und Sättel (Abb. 36, S. 84), während das starre Paket der Jurakalke in den übergelegten Sätteln häufig zerreißt.

Das Gebiet zwischen Burgos und Soria ist in dieser Art gefaltet (vgl. Abb. 48, S. 97). Die auf weite Erstreckung durchstreichenden Sättel und Mulden zeigen einfache „Biegefaltung“, solange die Kreide betroffen wird. Wo dagegen im Kern der Antiklinalen Jura auftritt, wie nördlich von Salas [B 1] und in der Achse von San Leonardo [B 2], ist der Sattel meist zerrissen. Sein Hangendschenkel ist über den aufgerichteten Liegendschenkel hinweggeglitten (Abb. 37, S. 84).

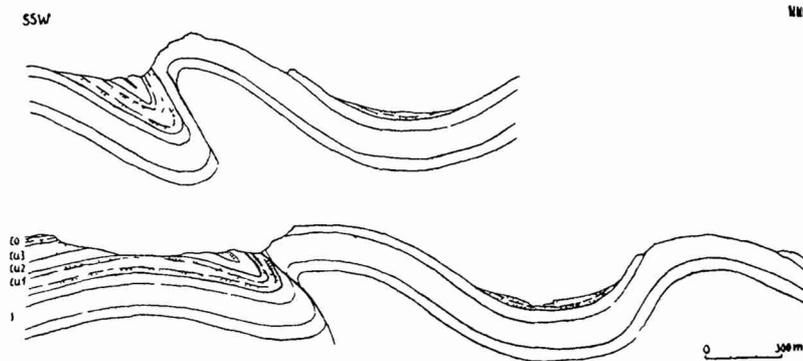


Abb. 36. Überkippte Randfalten der Hesperischen Ketten bei Minglanilla (20 km südlich von Enguídanos [H 6]).
Bildung enger und bruchloser Mulden in den Schichten der Kreide.
j Jura, Cu₁ Wealden, Cu₂ Urgon, Cu₃ Oberalb, Co Oberkreide.

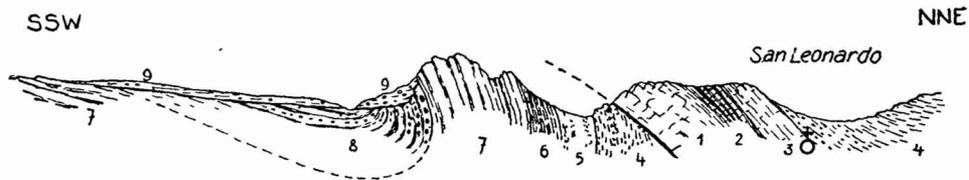


Abb. 37. Profil durch den Sattel von San Leonardo [B 2].
Der Sattel ist im Niveau des Jura zerrissen, sein Kern ist auf die Vormulde überschoben. 1 Carniolas, 2 Lias, 3 Jura, 4 Wealden, 5 Oberalb, 6 Cenoman, 7 Turon-Senon, 8 Alttertiär, 9 Jungtertiär.

Intensiven, aber fast bruchlosen Faltenbau der Kreide beobachten wir außer am Rande des Duero-Beckens in der großen Mulde von Torrijo [C 5]⁵³), in den zentralen Hesperischen Ketten [F 5–G 6] sowie in Niederraragon [E 8–10].

In den Hesperischen Ketten ist der Faltenbau ziemlich ruhig. Hier lassen sich die einzelnen Sättel weit verfolgen. Anders ist es in dem schmalen Faltenstrang der Altomira und den Achsen der Provinzen Teruel, Cuenca und Castellon. Dort drängt sich der Zusammenschub auf relativ engen Raum zusammen. Immer neue Sättel lösen innerhalb derselben Achse einander ab. Oft fügen sich die rasch verklingenden Falten zu einem Fiedersystem zusammen, so zwischen Villahermosa-Linares [G 9] und Villafranca-Cantavieja [F 9].

53) Vgl. G. RICHTER 1930 S. 94, Abb. 14.

2. Abscherung und Schuppenbau in Trias und Jura.

Von der meist „bruchlosen“ Faltung der Kreidegebiete unterscheidet sich der Bautyp der Zonen, wo Jura und höhere Trias vorherrschen. Die Tektonik wird hier in erster Linie durch die verschiedene Mobilität der einzelnen Schichten bedingt. Die relativ starren 300—400 m mächtigen Kalke des Jura reagieren auf tektonische Beanspruchung anders als die mobilen salz- und gipsreichen Mergel und Tone des Keupers. Ähnlich ist der Unterschied zwischen der Dolomitplatte des Muschelkalkes und den nachgiebigen Gipsmergeln des Röt.

In diesem Schichtpaket von abwechselnd stabilem und mobilem Material wird der horizontale Zusammenschub weniger zur Faltung als zum flachen Vorgleiten der zerbrechenden Kalke auf den schmierenden Mergeln führen. Tatsächlich herrschen in Jura- und Triasschichten Abscherung und Schuppenbau vor.

Abscherungstektonik.

Wo in den Sattelkernen Jura und Rät zutage treten, beobachtet man, daß die Falten zerreißen und die Liegendschenkel ausgequetscht und überfahren werden. Die Vorwärtsbewegung des Hangendschenkels wird dabei oft durch die Keuperschmiere des Sattelkernes erleichtert. So konnten recht flache Überschiebungen von Rät und Jura entstehen.

Ein klares Beispiel bietet hierfür die Störungszone südöstlich Oliete [D 8], wo Keuper auf Urgon überschoben ist. Stellenweise sind hier die Rätkalke des Hangendschenkels vom Keuper abgesichert und horizontal weit vorgeglitten. So schwimmen sie jetzt als tektonische Klippe unmittelbar auf dem Urgon (Abb. 38). Vgl. hierzu auch Abb. 45!

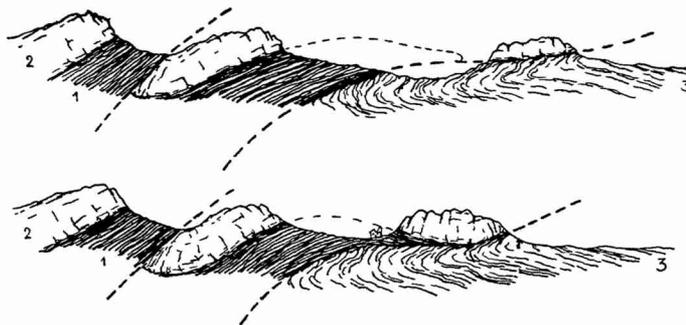


Abb. 38. Flache Überschiebung östlich von Oliete [D 8].

Ein Sattel von Keuper (1) und Carniolas (2) ist zerrissen und mit dem Hangendschenkel auf Urgon (3) überschoben. Die Abscherung über dem Keuper begünstigt das horizontale Vorwärtsgleiten der Rät dolomite. — Maßstab 1 : 15 000.

Auch bei weniger intensiver Faltung schert sich die mächtige Kalkmasse des Rät-Jura im Keuper-Niveau von der tieferen Trias ab und beteiligt sich als relativ starre Decke nur in beschränktem Maße an der Faltung des Liegenden. In den nördlichen Iberischen Ketten gleiten z. B. die Rätkalke auf den flachen Muldenschenkeln häufig wie ein Hobel über die Schichtköpfe ihres stärker gefalteten Liegenden hinweg und bis auf den Buntsandstein vor, wie man bei Tabuenca [B 6], Calcena [C 6], Beratón, Cueva de Ágrede [B, C 5, 6] u. a. O. beobachtet (s. Abb. 39)⁵⁴⁾. Südlich des Moncayo [B 5] liegen Rätschollen auf den verschiedensten Schichten der Trias. Besonders deutlich ist die Erscheinung bei Morata del Jalón [C 6], wo enggefaltete Trias von der flachgewellten Platte der Carñiolas gekappt wird (Abb. 39).



Abb. 39. Profil durch die Abscherungsdecke südlich Morata del Jalón. Faltung in den relativ mobilen Schichten von Buntsandstein (1), Muschelkalk (2) und Keuper (3) gegenüber der flachen Wellung von Rät (4); 5 Jura.

Auf Abscherungsvorgänge zurückzuführen ist weiterhin die Entstehung enger und hoher Sättel im Jura, die durch breite, flache Mulden voneinander getrennt werden. Einen derart „ejektiven“ Bautyp (STILLE 1917) zeigen die Jurasättel zwischen Zaragoza und Montalbán (s. Profil der Tafel 3!). Dabei wanderte während der Faltung offenbar Keupermaterial aus den tief eingesunkenen und schwer belasteten Mulden in die Schwächezonen der Sattelaufbrüche. Dort reicherte es sich an und führte zu jähen Auftreibungen, die mit den Salzhorsten Niederdeutschlands gewisse Ähnlichkeit haben.

In ähnlicher Weise dürften die ejektiven Sättel der Provinzen Castellón und Teruel zu deuten sein. —

Schließlich müssen Abscherungen auch dort eine Rolle spielen, wo der Faltenbau sie zunächst nicht vermuten läßt. Die Sättel der Altomirakette, die Falten am Ostrand des Tajo-Beckens, die niederaragonischen Sättel sind derart eng, daß unmöglich die Trias oder gar das Paläozoikum konkordant mit den jüngeren Schichten gefaltet sein kann. Man muß zur Erklärung auch hier mehrere Abscherungsflächen in der Tiefe annehmen, die eine verschiedene Art der Einengung in den einzelnen Stockwerken ermöglichten.

54) Prachtvoll erschlossen ist die Abscherung Rät auf Buntsandstein an der großen Autostraße zwischen Calatayud und Zaragoza 4 km westlich von La Almunia.

Schuppenbau.

In den nördlichen Hesperischen Ketten hat TRICALINOS (1927) bei Noguera und Tramacastillo [F 6] eine mehrfache Verschuppung von Muschelkalk mit Keuper erkannt. In der Espadán- und Pina-Achse [H 9] wies HAHNE (1930) analoge Verhältnisse nach. Von Chelva [H 8] beschrieb BRINKMANN (1931) tektonische Wiederholung von tieferer Trias unter der Abscherungsdecke der Carñiolas. Ähnliche Verschuppungen konnten wir in den Keltiberischen Ketten vielerorts beobachten.

Sehr klar ist die Erscheinung bei Alcalá de la Selva (Abb. 40). Hier wiederholt sich mehrere Male die Folge: dickbankige, dolomitische Kalke — schwarze dünnplattige Daonellen-Kalke⁵⁵⁾ — graue Tone mit Kalkbänken — Keupertone.

Noch tiefer aufgeschlossen ist der Schuppenbau in dem mehrere hundert Meter tiefen Barranco del Tayuelo oberhalb von Arcos de las Salinas [G 7].

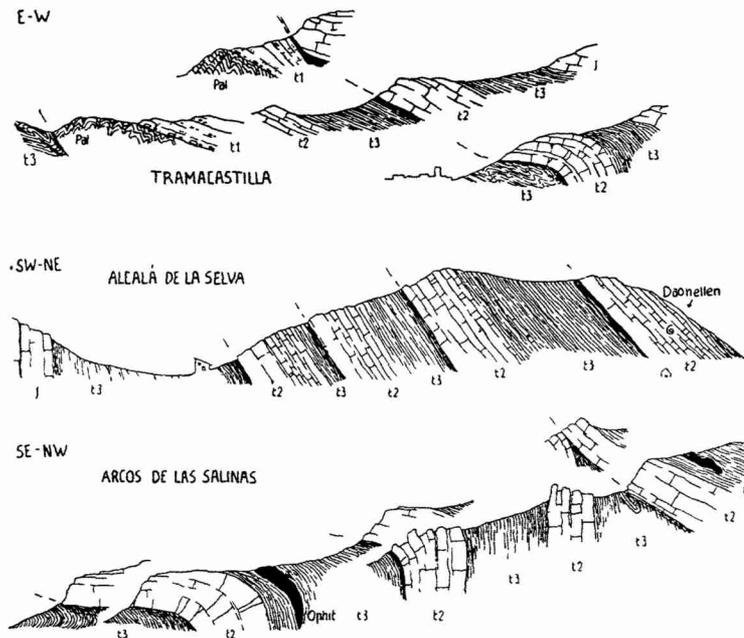


Abb. 40. Schuppenbau in Muschelkalk-Keuper.

Tramacastillo [F 5], Alcalá de la Selva [F 8], Arcos de las Salinas [G 7].
Pal Paläozoikum, t₁ Buntsandstein, t₂ Muschelkalk, t₃ Keuper, j Carñiolas.

55) Der reichste Fundpunkt liegt oberhalb des Sammelbeckens für die Wasserleitung.

Schon von weitem fallen hier in den gipsreichen Keupertonen, die scheinbar eine ungewöhnliche Mächtigkeit erreichen, mehrere Kalkplatten auf, die fast horizontal liegen. Diese stellen typischen Muschelkalk dar, der hier mit Keuper „wechsellagert“. Der Keuper schließt wenige Meter über den Kalken ein Ophitlager ein. Die Gipse und Mergel unter dem Muschelkalk sind stark verfaultet und geschleppt. Es liegt hier also eine Art Deckenbau, wenn auch sehr kleinen Ausmaßes, vor. Die „Wurzeln“ der „Decken“ bilden hohe Mauern im Bachriß (Abb. 40). Erst in den höheren Teilen wird das Einfallen flacher, bis schließlich der Muschelkalk fast horizontal liegt und auf dem Keuper „schwimmt“. Die Umbiegung ist nur bei einer der tiefsten Schuppen erschlossen. Bei den höheren ist die Knickstelle von der Erosion größtenteils beseitigt, sodaß hier die Verbindung der „Wurzel“ mit dem flachliegenden „Deckenpaket“ nicht mehr besteht⁵⁶⁾.

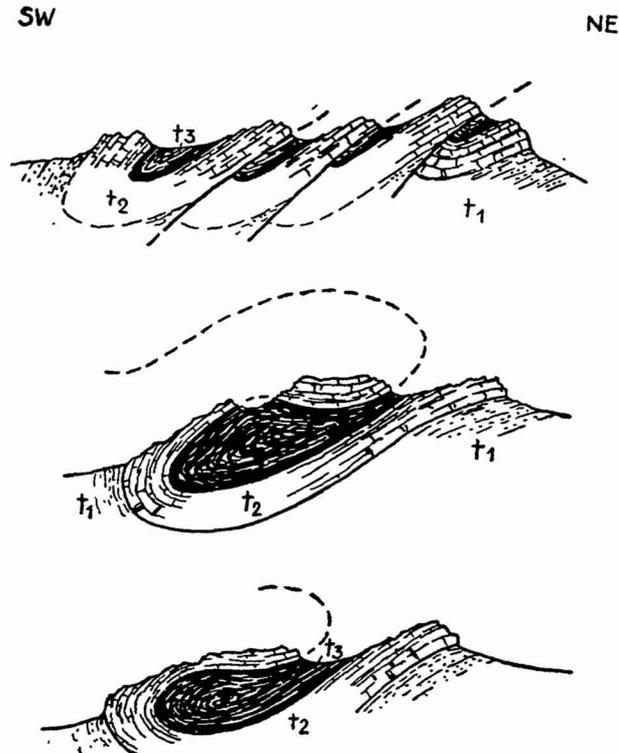


Abb. 41. Schuppenbau und Faltenschlagen des Muschelkalkes von Morés.

Das obere Profil ist durch den Berg Peñarroya bei Brea (7 km nördlich Morés) gelegt. Die unteren Schnitte liegen 3 km südlich von Morés. — Maßstab 1 : 15 000.

56) Da sich bei Alhambras wie auch sonst gelegentlich im oberen Muschelkalk Zellenkalke einstellen, die den Carniolas ähneln, wurden die gesamten Kalke früher als rätisch angesprochen. Doch zeigen Durchbruchstäler durch manche der sog. Carniolasmulden den sattelförmigen Bau der Kalke. Auch lassen die

Auch in den Iberischen Ketten ist der Muschelkalk oft mit Keuper verschuppt. Nur ausnahmsweise ist er gefaltet. So taucht z. B. südlich von Morés [C 6] ein Muschelkalksattel mit seiner überkippten Stirn in den Keuper der Vormulde (Abb. 41).

3. Sattelschollenbau in tieferer Trias und Paläozoikum.

Wieder ein anderer Bautyp findet sich unter dem Abscherungshorizont des Röt. Wo Paläozoikum und Buntsandstein zutage treten, sind die Schollen nicht derart zerschert wie in den Gebieten der höheren Trias. Die Tektonik erscheint ruhiger. Große, sattelförmig gebaute Schollen von variszisch konsolidiertem Grundgebirge sind auf eine Vormulde von Mesozoikum überschoben. Unter dieser hebt sich das Paläozoikum der nächsten Scholle bruchlos heraus.

Solchen „Sattelschollen“-Bau zeigen die mittleren Iberischen Ketten, die Sierra de la Demanda und die Hesperischen Ketten. Die Störung, an der die eine Sattelscholle auf die andere geschoben ist, steht in Grundgebirge und tieferer Trias meist steil, verflacht sich aber im Keuper sofort (vgl. Abb. 45, S. 93). Im Buntsandstein wird die Einengung dadurch erreicht, daß in der Nähe der Überschiebung Paläozoikum und Trias zu einem Haufwerk kleiner Schollen zerbrechen, die steilgestellt und oft wirt durcheinander geschoben werden. Am Nordrand des südlichen Beckens von Calatayud ist westlich von Montalbán [E 8] eine solche Zone steilgestellter Schollen von Grundgebirge und Mesozoikum gut erschlossen (Abb. 44, vgl. auch Abb. 52^b, S. 104). Eine ähnliche Störungszone ist 2 km südöstlich von Ciruelos bei Molina [E 5] zu beobachten. Zwischen dem Paläozoikum der einen Sattelscholle und dem Jura der anderen finden sich hier noch Reste von zerschieferten Buntsandstein-Konglomeraten eingequetscht.

Bei Morés [C 6] ist eine dieser Vormulden zu einem einseitig überfahrenen Graben umgestaltet⁵⁷⁾.

In Paläozoikum-Trias-Gebieten ist die Einengung also auf schmale Bruchzonen beschränkt, in denen die Schollen steil gestellt und übereinandergeschoben wurden.

Grenzflächen, an denen der Keuper auf den Jura aufgeschoben sein soll, keine Spur tektonischer Beanspruchung erkennen.

57) Siehe G. RICHTER 1932.

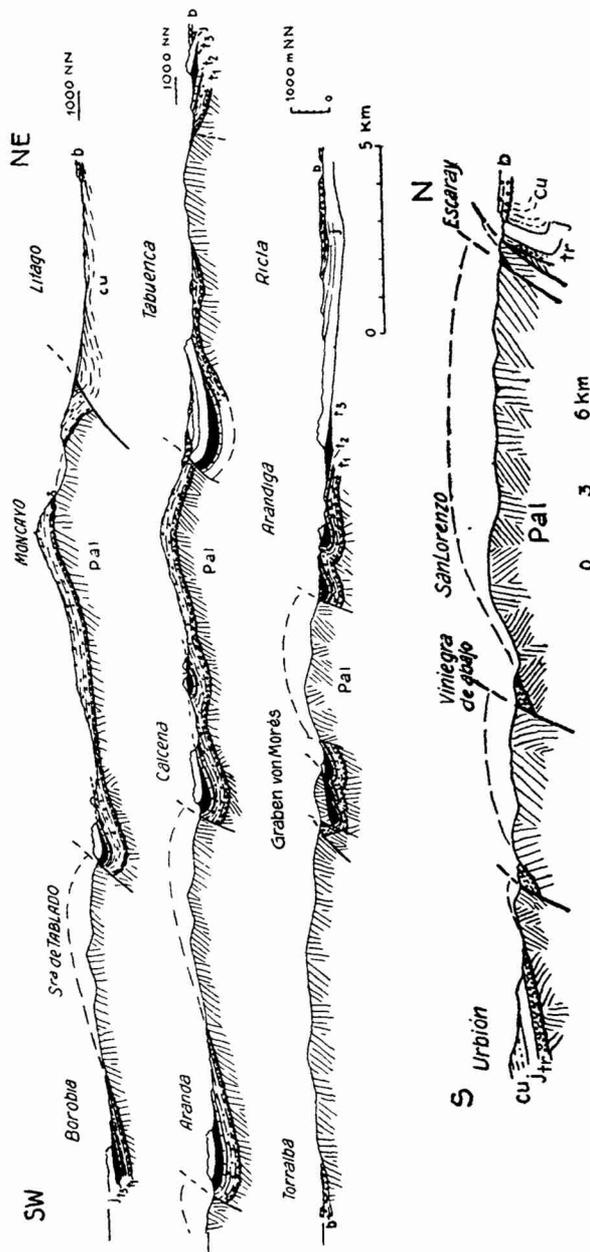


Abb. 42. Der Sattelschollenbau der Iberischen Ketten und der Sierra de la Demanda. Pal variszisch gefaltetes Paläozoikum, tr Trias, t₁ Buntsandstein, t₂ Muschelkalk, t₃ Keuper, j Rät-Jura, Cu Wealden, b Miozän. Das Demanda-Profil in Anlehnung an SCHREIER (1980, Tafel 2). (Man beachte auch die Abscherung des Rät-Jura-Komplexes jeweils auf der flachen Seite der Iberischen Vormulden (vgl. S. 85/86).

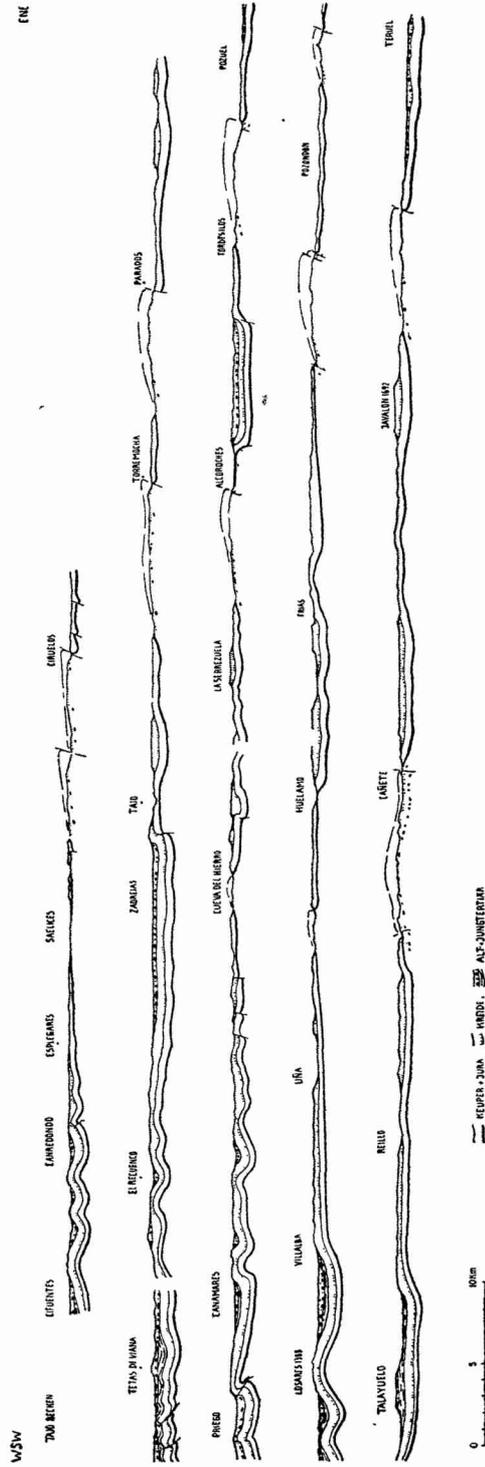


Abb. 43. Profile durch die Hesperischen Ketten.
Etwa gleicher Bautyp wie in Abb. 42 dargestellt.

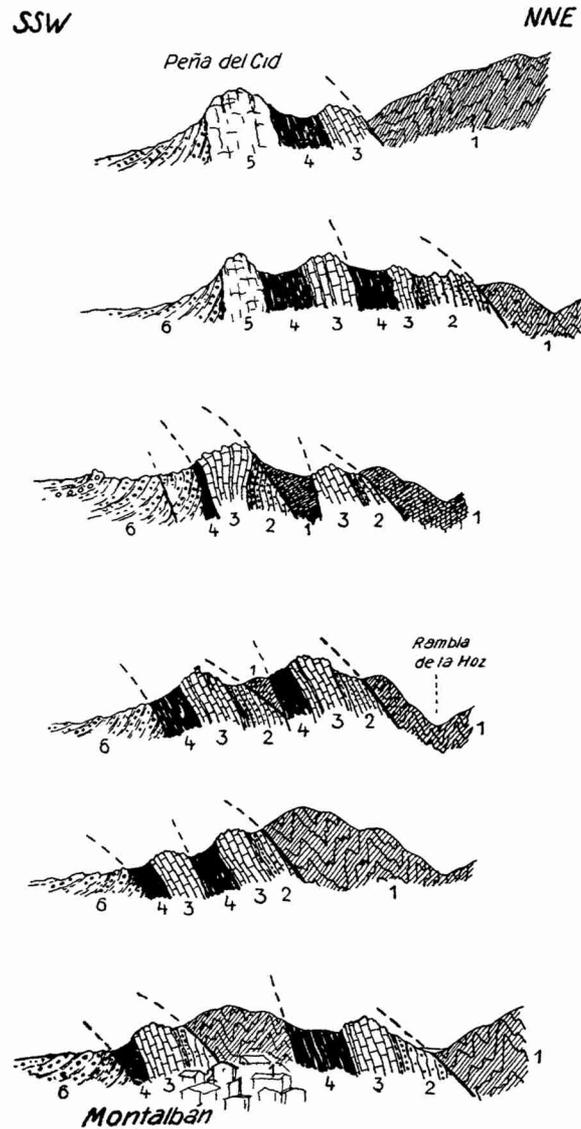


Abb. 44. Steile Verschuppung von Paläozoikum mit Trias auf der Südseite des Sattels von Montalbán.

1 Paläozoikum, 2 Buntsandstein, 3 Muschelkalk, 4 Keuper, 5 Carrizolas, 6 Oligozän.

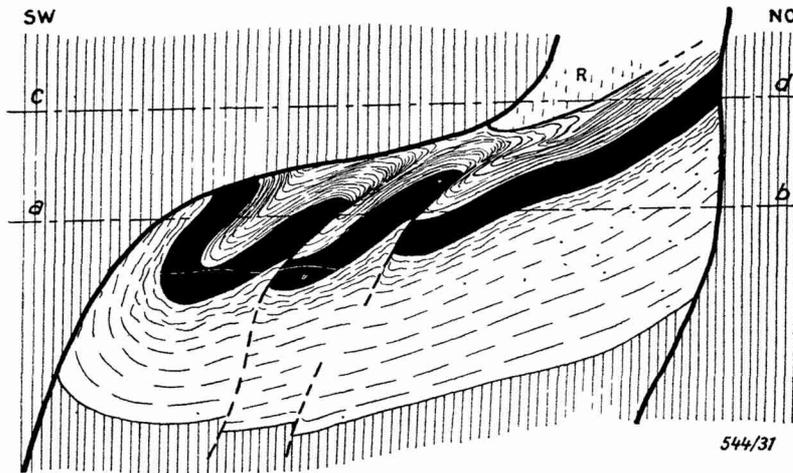


Abb. 45. Schematisches Profil durch den Graben von Morés [C 6]. Überschiebung im Niveau des Buntsandsteins steil, flaches Übergleiten über den Keuper; enge Falten und Schuppenbau im Muschelkalk, Abscherung der Rät-dolomite. Schraffiert = Paläozoikum; strichpunktiert = Buntsandstein; schwarz = Muschelkalk; darüber Keuper; R = Rät-dolomite (Carniolas).

Zusammenfassung.

Der Zusammenschub führte im Keltiberikum bald zur Faltung, bald zu flachen Abscherungen bzw. Überschiebungen oder Steilstellung der Schichten. Faltung tritt vorwiegend in Jura und Kreide auf, flache Abscherungen und Überschiebungen sind im allgemeinen auf die Mittlere und Obere Trias beschränkt. Steile Aufschüppungen stellen sich vor allem im Buntsandstein und Paläozoikum ein. — Fast immer sehen wir die verschiedenen Dislokationstypen nur nebeneinander. Die Einschnitte sind nicht tief genug, um in einem Aufschluß den Wechsel der Bauform in der Vertikalen zu zeigen. Trotzdem dürfen aber wohl die Profile der auf- und niedertauchenden Achsen zu einem Sammelbild zusammengefügt werden, wie es in Abb. 46 versucht worden ist.

Diese Stockwerktektonik ist ein großartiges Beispiel disharmonischer Faltung. Sie ist das Ergebnis der verschiedenen Mobilität der einzelnen Gesteinspakete. In Kreide und Oberjura erleichtern zahllose Schichtflächen kleine Verschiebungen und damit die Faltung. In der Trias führt der Gegensatz zwischen der relativ starken Rät-Jura-Decke und den salz- und gipsreichen plastischen Keupermergeln bzw. der ähnliche Unterschied zwischen den Basaldolomiten des Muschelkalks und den Röttonen zu flachen Gleitungen. Buntsandstein und das durch die variszische Faltung konsolidierte Grundgebirge sind in der Regel wiederum zu starr, als daß sie gefaltet werden könnten. So werden sie zerrissen, aufgerichtet und steil aufeinandergeschoben. (1159)

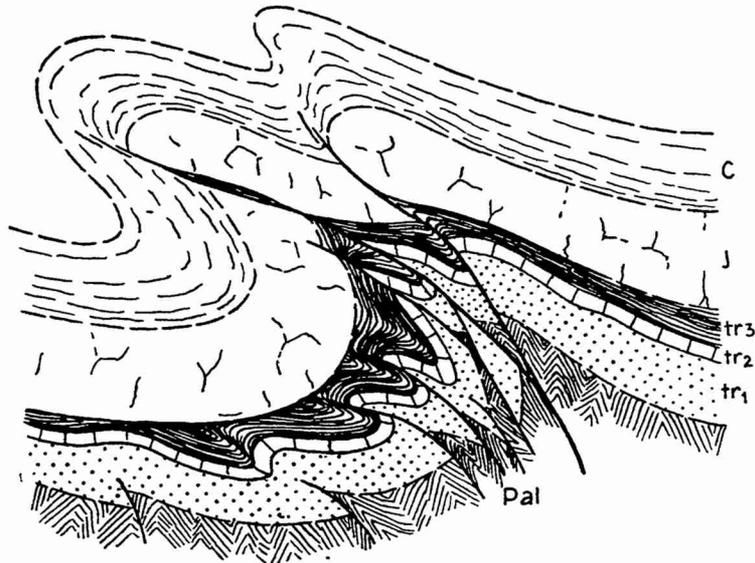


Abb. 46. Schema der Stockwerktektonik Keltiberiens.

Faltung in Kreide und Jura, flache Gleitbewegungen in Jura und Obertrias, zusammengepreßte Bruchschollen in Untertrias und Paläozoikum. Das Ausmaß der Einengung ist in allen Stockwerken das gleiche.

Pal Paläozoikum, t_1 Buntsandstein, t_2 Muschelkalk, t_3 Keuper, j Rät + Jura, c Kreide.

b) Vergitterungen.

Die Achsen der Keltiberischen Ketten streichen im allgemeinen NW—SE. Demgegenüber sind jedoch vielerorts Sättel und Mulden sowie Überschiebungen zu beobachten, die zu dem generellen Streichen quer verlaufen, also etwa SW—NE.

Ausgesprochen quergesetzt ist z. B. der große Achsenzug der Sierra de Guadarrama. NE-streichend trifft er sich nördlich von Sigüenza [D 3] mit dem Achsenbündel der NW-streichenden Hesperischen Ketten. SCHROEDER (1930) hat erkannt, daß die Achsen beider Systeme dabei entweder knickartig oder aber über eine etwa W—E verlaufende Zwischenrichtung ineinander einbiegen.

Auch östlich der Sierra de la Demanda ist ein solches Umbiegen, hier aber der gesamten Iberischen Ketten, aus der NW-Richtung — in der Provinz Burgos — in die ENE-Richtung — etwa zwischen Soria und Logroño — und wieder zurück in die NW-Richtung zu beobachten. Am Nordrande der Ketten geht dieser Richtungswechsel fast knickartig vor sich (Torrecilla [A 3], Ribaflecha [A 4]).

Dieses Einbiegen des Hauptstreichens in die Querrichtung läßt bereits eine einheitliche und gleichzeitige Anlage vermuten.

(1160)

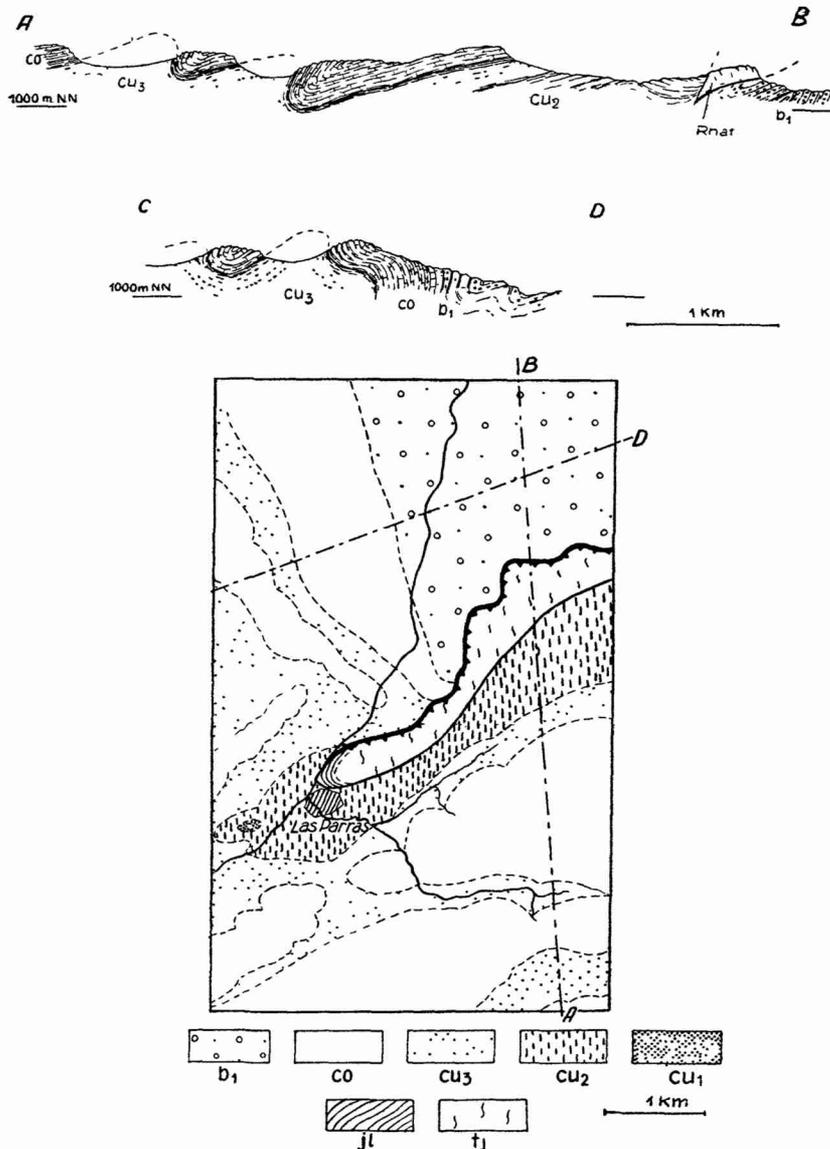


Abb. 47. Achsenvergitterung südwestlich von Montalbán
(in Karten- und Profildarstellung).

tj Rät, jl Lias, cu₁ Wealden, cu₂ Urgon, cu₃ Oberalb, co Oberkreide, b₁ Alttertiär.

Verwickelter liegen die Verhältnisse bei Montalbán [E 8], wo die Querfaltung besonders deutlich ist (s. Taf. 3). So heben sich bei Aliaga [E 8], Villarlengo [E 9] u. a. O. Sättel axial steil heraus,

(1161)

um ebenso plötzlich wieder unterzutauchen. Diese Dome sind das Ergebnis einer Faltenvergitterung. Oft kommt es dabei zur Durchkreuzung zweier Sättel. Der Sattel von Montalbán verläuft z. B. 5 km östlich des Ortes mit nordwestlichem Streichen auf Ejulve zu; dabei wird er von dem WSW-ENE-streichenden Sattel von Utrillas bei Cañizar gequert, der seinerseits gegen Westen weiterläuft (s. Begleitworte zu Taf. 3!).

Oft stößt aber auch die eine Achse an der anderen ab, ohne daß es zu einer Durchkreuzung kommt. So begrenzen mehrere W-E bis WSW-ENE streichende Sättel südlich von Montalbán das Becken von Calatayud. Einer von diesen, der Sattel von Portalrubio, biegt südlich Vivel del Rio knickartig in die NNW-SSE-Richtung ein, um bei Las Parras gegen einen zweiten WSW-ENE verlaufenden Sattel anzurennen (Taf. 3). Er kreuzt diesen Sattel von Utrillas aber nicht, sondern endet unvermittelt und wird vom Quersattel überfahren (Abb. 47, S. 95).

In ähnlicher Weise münden NNW-SSE streichende Sättel in einen Quersattel bei Los Olmos und La Mata de los Olmos [E 8] ein. Doch ist es hier nicht zu Überschiebungen gekommen. Auch im Graben von Morés fließen beide Richtungen ineinander ein.

Daraus geht wohl hervor, daß die Achsen beider Richtungen gleichwertig und gleichzeitig entstanden sind.

c) Die Vergenz (Bewegungsrichtung).

Die Falten der Keltiberischen Ketten sind selten symmetrisch. Meist weist eine ausgesprochene Asymmetrie auf Bewegung nach der einen oder anderen Seite hin.

Die Iberischen Ketten sind fast in ihrer Gesamtheit von der Demanda bis nach Montalbán gegen Norden gefaltet. Dorthin legen sich die Falten über, dorthin sind die Überschiebungen gerichtet (Abb. 42). Das gleiche gilt für den östlichen Teil der Hesperischen Ketten sowie für die niederaragonischen Falten (Abb. 43).

Von diesem großen Bereich überwiegender Nord-Vergenz läßt sich das Gebiet vorherrschender SW-Vergenz scharf abgrenzen. Zu diesem gehören vor allem die südlichen Iberischen Ketten (zwischen Soria und Burgos), dann die westlichen Hesperischen Ketten und schließlich das Gebiet westlich und südwestlich von Castellón. Aus diesen Gegenden lassen sich nur vereinzelte Beispiele einer nordgerichteten Faltung beibringen. Hier herrscht die Süd-Vergenz weitaus vor.

Ein „Nordstamm“ der Keltiberischen Ketten steht somit

einem „Südstamm“ gegenüber. Die Zwischenregion, in der die Faltung nach keiner Seite ausgesprochen gerichtet ist, nennt STILLE (1931, S. 157) die Zone der keltiberischen Scheitelung.

Im nordwestlichen Teil der Iberischen Ketten läßt sie sich recht genau festlegen (Abb. 48). Dieser Abschnitt sei „Numantinischer Scheitel“ genannt, da die Trennungslinie von Nord- und Süd-Vergenz etwa durch das alte Numancia [B 4] verläuft. — Eine ähnliche Zone liegt inmitten der Hesperischen Ketten, deren Nordostteil gegen Norden und deren Südwestteil gegen Süden gefaltet ist („Hesperischer Scheitel“). Schließlich liegt in der Provinz Teruel eine Scheide zweier Faltungsrichtungen, der „Terulensische Scheitel“.

Die Scheitelung der Keltiberischen Ketten ist also keine zusammenhängende Zone, sondern besteht aus drei Teilen, deren mittlerer gegen Südwesten versetzt erscheint⁵⁸⁾.

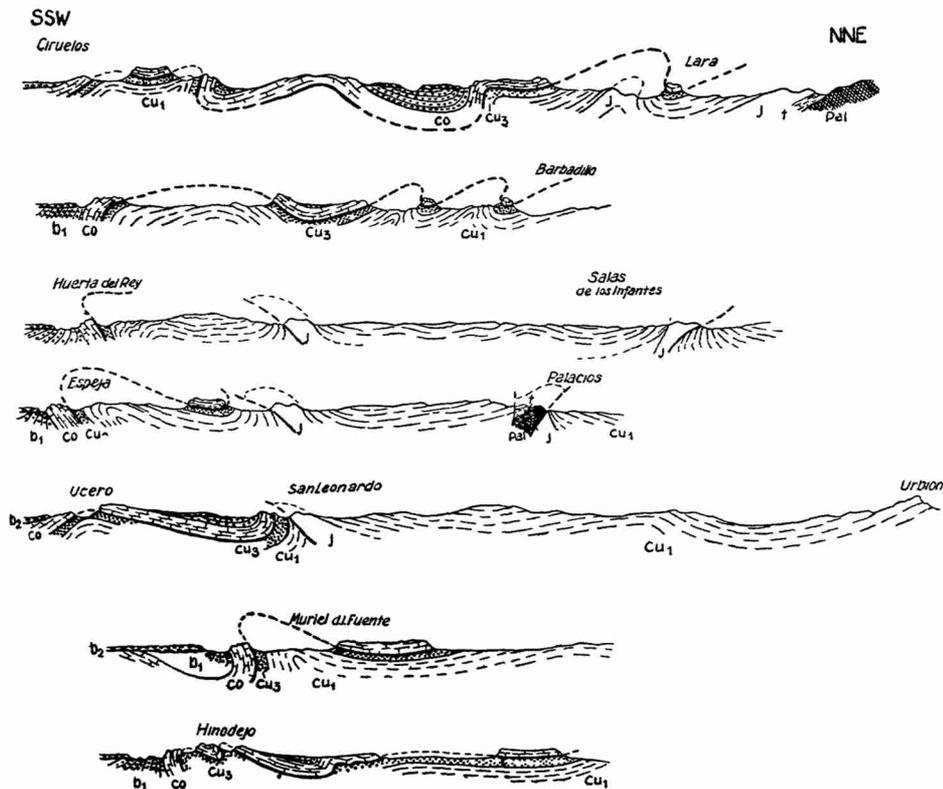


Abb. 48. Profile durch den Numantinischen Scheitel (zwischen Burgos und Soria).

Pal Paläozoikum, t Trias, j Rät + Jura, Cu₁ Wealden, Cu₃ Oberalb, Co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Jungtertiär. Längenmaßstab 1 : 300 000.

⁵⁸⁾ Auf Einzelheiten soll erst bei der Deutung der Vergenzen S. 102 eingegangen werden. (1163)

III. Die junge Bruchtektonik des Keltiberikums.

Die Sattelachsen der Keltiberischen Ketten sind häufig von Querbrüchen betroffen.

So folgt die Straße Alcorisa—Aguaviva [E 9] einer derartigen Störung, die den Ginebrosa-Sattel zerstückelt. An einer ähnlichen Verwerfung, an der sich eine antithetische Kippung beobachten

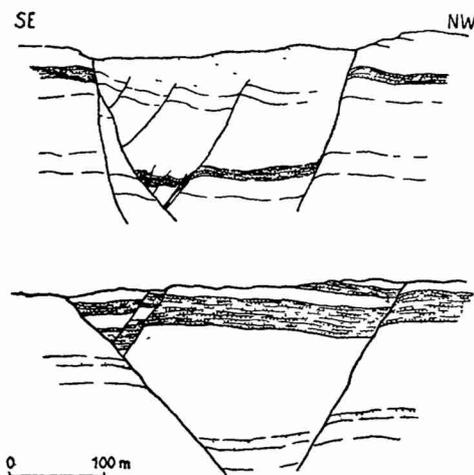


Abb. 49. Quergräben in der Lucena-Achse [G 9].

Die eisenschüssigen Bänke der Urgon-Kalke sind eng punktiert.

läßt, taucht bei Peracense [F 6] das Paläozoikum der Menera-Achse erneut auf. Besonders klar sind die Querstörungen der Lucena-Achse erschlossen. Bei Puerto Mingalbo [G 9] beobachtet man einen Quergraben neben dem anderen in den Urgonkalken und Oberalbsanden (Abb. 49). Hier ist die Dehnung der Sattelachse in der Längsrichtung sehr deutlich. Der Zerrungsbetrag ist bei den klaren und mehrere 100 m tiefen Aufschlüssen fast meßbar.

Die Querbrüche sind also offenbar als Q-Klüfte

(H. CLOOS) zu deuten. Sie sind eine Begleiterscheinung der Faltung, entspricht doch dem Zusammenschub in der einen Richtung eine Dehnung in der anderen!

Nicht mit der Faltung in Zusammenhang stehen dagegen die großen Brüche von Begis-Toras [H 8] (Abb. 50). Auch sie streichen SW—NE, zerstückeln aber keine Falten, sondern eine Juratafel. Die Schollen sind an den Störungen antithetisch gekippt, so daß Buntsandstein neben Wealden zu liegen kommt. Das Höchstmaß der Vertikalverschiebung erreicht dabei fast 1000 m. Von Andilla [H 8] lassen sich diese Bruchlinien über Begis-Toras bis in die Gegend von Caudiel [G 9] verfolgen, wo sie sich in mehrere Äste zersplittern. Sie ähneln in Bewegungstendenz und Richtung bereits den Küstenabbrüchen. Auch am Rand der großen Tertiärbecken sind gelegentlich, so z. B. bei Mira [H 6] und Mora de Rubielos [G 8], die Schollen in ähnlicher Weise gekippt.

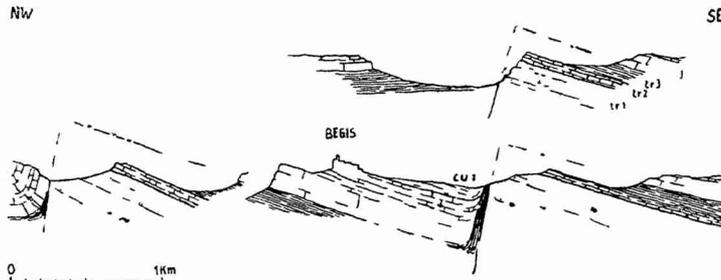


Abb. 50. Antithetische Schollenkipfung bei Begis-Toras [H 8, E 8].
tr₁ Buntsandstein, tr₂ Muschelkalk, tr₃ Keuper, j Rät + Jura, cu Wealden.

Küstenabbrüche.

Bei Sagunt [H 9] und Castellón [G 10] tauchen die Keltiberischen Ketten ins Meer. Die Abbiegung ist mit Brüchen verknüpft. BRINKMANN hat das bereits von Sagunt [H 9] beschrieben. Das gleiche Bild ergeben die Profile von Castellón⁵⁹⁾ und Alcalá de Chivert (Abb. 51).

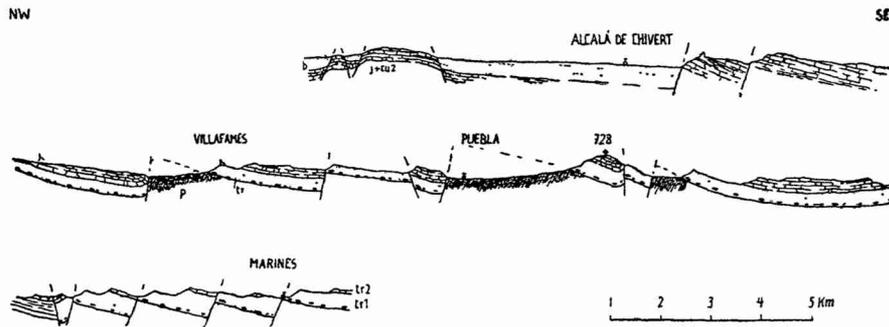


Abb. 51. Die Küstenabbrüche des Keltiberikums (unterstes Profil nach BRINKMANN).

P Paläozoikum, tr₁ Buntsandstein, tr₂ Muschelkalk, tr₃ Keuper, j + Cu Jura und Unterkreide, b Jungtertiär.

Alle diese Küstenbrüche fallen rechtsinnig ein. Niemals beobachteten wir Überschiebungen⁶⁰⁾. Da die Schollen nicht immer

⁵⁹⁾ An der Straße 3 km SW Villafamés [G 10] ist einer der großen Brüche aufgeschlossen. Paläozoikum ist unter Zwischenschaltung eines verquetschten Buntsandsteinfetzens gegen Urgon verworfen. — Ähnliche Profile beobachteten wir in der Gegend von Reus, wo infolge antithetisch gebauter Küstenabbrüche mehrfach die Folge Buntsandstein—Muschelkalk wiederkehrt.

⁶⁰⁾ Die Annahme, daß bei den Casas de Panero ein NE-System (Trias von Villafamés) auf ein NW-System (Urgon) mehrfach aufgeschuppt sei, läßt sich u. E. nicht halten.

küstenwärts gekippt sind, sondern sich oft dem Lande zuneigen, wird zuweilen ein Faltenbau vorgetäuscht.

Die Küstenabbrüche sind jünger als die Hauptfaltung, da sie die fertig gefalteten Achsen zerstückeln. In den Katalonischen Küstenketten fällt nach SCHRIEL (1928) die erste Anlage der Brüche in nacharmatisch-vorpontische Zeit. Auch das Jungtertiär ist bei Torres-Torres [H 9] und Alcalá de Chivert noch von ihnen betroffen. Nach BRINKMANN gehören die Küstenabbrüche bei Sagunt und die Senkung der valencianischen Flachlandsbucht vorwiegend ins jüngere Pliozän. Die postpontische Hauptverebnung wird bei Sagunt, Castellón und Alcalá de Chivert jedenfalls noch von den Küstenbrüchen verstellt. Auffallend ist auch, daß die großen Längstäler parallel der Küste mit Grabenzonen zusammenfallen und die Flüsse den tiefstgekippten Teilen der gesunkenen Schollen folgen.

Wenn es statthaft ist, das valencianische Senkungsfeld als Vortiefe des Betikums zu deuten, dann möchte man die Frage aufwerfen, ob nicht auch die Küstenabbrüche von Castellón mit der Bildung der betisch-balearischen Vortiefe in Zusammenhang gebracht werden dürfen. Das Untertauchen der in der Oberen Kreide und dem Alttertiär noch nachweisbaren Katalonischen Masse könnte so eine befriedigende Erklärung finden.

Damit wären die jungen SW-NE gerichteten Brüche im Bau der Keltiberischen Ketten ein „fremdes“ tektonisches Element.

C. Die Beziehungen des Faltungsbildes zur epirogenen Vorgeschichte der Keltiberischen Ketten.

I. Die Beziehungen zur mesozoisch-tertiären Entwicklungsgeschichte.

a) Das Streichen.

Das Streichen der Keltiberischen Ketten folgt im großen Bilde der nordwestlich gerichteten Längserstreckung des Keltiberischen Troges.

Bei näherer Betrachtung erkennt man, daß sich die Achsen den Umrissen der alten Randmassen eng anschmiegen.

So verlaufen die Iberischen Ketten zwischen Burgos und Soria NW–SE, die Hesperischen Ketten NNW–SSE, die Keuperaufbrüche von Minglanilla N–S, um in die NE–SW streichenden Achsen von Pozo Cañada (Albacete) einzubiegen. Die Kastilische Masse ist somit im Osten von Falten umgürtet.

Ebenso biegen die NW–SE streichenden Iberischen Ketten bei Montalbán in die W–E-Richtung der Niederaragonischen Ketten um, die wiederum in das SW–NE-Streichen der Katalonischen Küstenketten übergehen. Hier folgen die Falten deutlich dem Südrand der Aragonischen Masse.

Sogar die Schwelle von Ateca bestimmt die Richtung der jungen Bewegungen. Sie verlief zwar in der Unteren Trias NW–SE, wurde aber schon bei der schwachen austrischen Orogenese zu den beiden NNW–SSE streichenden Sätteln von Ateca und Montalbán umgeformt. Fast genau in der Richtung dieser austrischen Sättel liegen heute die Ateca- und Montalbáner Achse.

Auch das auffallende ENE–WSW-Streichen, das in den Vergitterungen von Montalbán, Aliaga u. a. O. zum Ausdruck kommt, ist epirogen vorgezeichnet. Verläuft doch bei Montalbán die Grenze zwischen der Ateca-Schwelle und dem Terulensischen Becken auf weite Erstreckung WSW–ENE (vgl. Taf. 2, Fig. 3–6!).

Ebenso begleitet die Achse des Sattels von Ciria [C 5], die gegen NW in die Überschiebung von Soria übergeht, weithin die Nordgrenze der Ateca-Schwelle.

Somit folgt also auch die vom generellen Streichen abweichende Querfaltung den Konturen der alten Schwellen. —

In der mesozoischen Entwicklung dagegen kaum angedeutet ist die nordöstliche Richtung der Guadarrama. Denn das kastilische Ufer des mesozoischen Troges verläuft ja meist quer dazu, nämlich nordwestlich. Das heutige Streichen erscheint zum ersten Mal in einer flachen austrischen Aufwölbung. Vielleicht wurde hier die junge Tektonik mehr von der Struktur des Grundgebirges als von der mesozoischen Epirogenese bestimmt⁶¹⁾.

Der nordöstliche Verlauf des Ebro-Beckenrandes zwischen Torrecilla und Ribaflecha [A 3–4] kann wohl erst gedeutet werden, wenn die Verhältnisse in den nördlichen Nachbargebieten bekannt sind.

61) Eine kristalline Zone scheint hier schon von der variszischen Faltung mit teilweise nordöstlichem Streichen umflossen zu werden. Sie ist vielleicht auch von Einfluß auf die Kontur des mesozoischen Sedimentationsraumes (s. Taf. 2, Fig. 3 u. 9).

b) Die Deutung der Vergenzen.

Im nordöstlichen Teil der Keltiberischen Ketten überwiegt die Nord-Vergenz der Falten, im südwestlichen die Süd-Vergenz. Eine Scheitelzone trennt beide Stämme (s. S. 96/97). Diese Divergenz des Keltiberikums, die an den zweiseitigen Bau alpiner Orogene erinnert, kann, wie STILLE (1931 S. 161) dargelegt hat, auf verschiedene Weise gedeutet werden, nämlich:

1. als Überfaltung der tertiären Randsenken,
2. als Bewegung gegen den flachgründigen, stabilen Rahmen,
3. als Gegenbewegung gegen die Süd-Vergenz der westlichen Pyrenäen bzw. gegen die Nord-Vergenz des östlichen Beticums.

1. Als Überfaltung eines sinkenden Raumes dürfte zweifellos die südliche Randüberschiebung der Guadarrama anzusprechen sein: Das Paläozoikum überfährt das Tertiär des tief eingesunkenen Tajo-Beckens, weil hier die Möglichkeit zum Ausweichen gegeben war⁶²⁾.

Ähnlich könnte man auch den zweiseitigen Bau des großen Wealdengebietes von Soria deuten, der im Norden durch eine Überschiebung auf das Ebro-Becken, im Süden durch eine Überfaltung des Duero-Beckens charakterisiert ist. Auch die ausgeprägte Nord-Vergenz der Niederaragonischen Ketten kann als eine Bewegung gegen das tiefliegende Ebro-Becken aufgefaßt werden.

Die Divergenz des Keltiberischen Orogens scheint also zunächst durch das Prinzip der Überfaltung sinkender Räume erklärt werden zu können. Jedoch zeigt sich bei näherer Betrachtung, daß nicht die gesamte Nord-Vergenz mit der Überfaltung des Ebro-Beckens und die gesamte Süd-Vergenz mit einer Überfaltung des Tajo-Beckens in Zusammenhang gebracht werden kann. Denn es ist schwer einzusehen, warum z. B. die Achse des Puig Moreno [D 10], die doch im Ebro-Becken selbst liegt und beiderseits von tiefen Senken umgeben wird, noch derart eindeutig nach Norden vergiert. Das gleiche gilt für die Altomira-Achse im Tajo-Becken. Warum sind alle Überschiebungen hier nach Westen gerichtet, wo doch auch im Osten dieser Faltenkette eine große Senke liegt? Ferner können die nordvergiehenden Sattelschollen der Tablado-Achse [B, C 5] (Abb. 42) nur schwer in einer Überfaltung des Ebro-Beckens ihren Grund haben; denn der Beckenrand ist 30 km entfernt und zudem ragen auf dieser Strecke noch zwei paläozoische

62) In gleicher Weise ist der Granit der Sierra de Toledo im Westen des Tajo-Beckens auf das Tertiär überschoben.

Sättel auf, deren Buntsandsteinmantel im Moncayo bis auf 2000 m Meereshöhe aufgefaltet ist.

Das zeigt, daß der zweiseitige Bau des Keltiberikums nicht etwa nur eine Überfaltung der Randsenken darstellt, sondern daß noch ein anderes Motiv mitbestimmend sein muß.

2. Da das Streichen der Keltiberischen Ketten dem Troge folgt und die Falten die alten Hochgebiete des Mesozoikums umgürten, liegt die Annahme nahe, daß die großen flachgründigen Randmassen nicht nur das Streichen, sondern auch die Vergenz der Faltenzüge bestimmt haben. Die Nord-Vergenz des Keltiberikums wäre demnach gegen die Aragonische Masse, die Süd-Vergenz gegen die Kastilische Masse gerichtet. Da dieses Motiv der Faltung gegen den Rahmen bzw. gegen die flachgründigen Hochgebiete auch den einseitigen Bau der Altomira- und Puig Moreno-Achse erklärt, schiebt es sich gegenüber dem Prinzip der Überfaltung sinkender Räume in den Vordergrund.

Doch ist zu bedenken, daß die Überfaltung des Rahmens dadurch sehr erleichtert wurde, daß im Alttertiär die einstigen Hochgebiete ganz oder teilweise zu sinkenden Räumen umgestaltet werden. Die Faltung im Keltiberikum ist also gegen den **sinkenden Rahmen** gerichtet. Das ist zweifellos das Leitmotiv der keltiberischen Tektonik. —

In dem zweiseitigen Bau des keltiberischen Orogens zeigen nun einige Achsen eine Bewegungstendenz, die sich scheinbar dem großen Bewegungsbild nicht einfügt. So liegen die Südüberfaltungen von Segura [E 8] und Alhama [D 5] gerade im Bereich vorherrschender Nord-Vergenz, die nordvergente Sättel von Onrubia (SCHROEDER 1930 S. 167) und Burgo de Osma [C 2] in einem Gebiet ausgesprochener Süd-Faltung. Ebenso ist der Montalbán-Sattel, obwohl er dem Stamm der Nord-Vergenz angehört, gegen Süden bewegt, — gegen das Becken von Calatayud.

In all diesen Fällen ist aber die „regelwidrige“ Vergenz auf die tertiären Beckenränder beschränkt. Hier liegen lokale Überfaltungen sinkender Räume vor.

Es gibt aber auch Ausnahmen, die nicht nach diesem Prinzip gedeutet werden können. So vergiert in den nördlichen Iberischen Ketten der Sattel von Ciria [C 5] bereits dort nach Süden, wo die Faltung des Ateca-Sattels im Südwesten und des Tablado-Sattels im Nordosten noch gegen Norden gewandt ist. Hier ist die Bewegung deutlich gegen ein flachgründiges Gebiet gerichtet, — ist doch das Mesozoikum bei Ciria etwa 1300 m mächtig, bei Carabantes (wenige km südwestlich von Ciria) dagegen kaum 300 m (Abb. 52 a)!

Aus dem gleichen Grund vergieren die ENE-streichenden Querfalten der Gegend östlich von Montalbán ohne Ausnahme nach Norden. Hier nimmt die Sedimentmächtigkeit sogar von 2500 m bei Aliaga [E 8] bis rund 300 m auf der Montalbáner Schwelle ab. Auch südlich von Blesa [D 8] ist eine Überschiebung von Rät auf Oberalb — entgegen der sonst in diesem Gebiet herrschenden Nord-Vergenz — gegen Südwesten gerichtet, d. h. gegen die Montalbáner Schwelle. Das Gleiche gilt für den paläozoischen Sattel von Lagueruela [E 8] im Becken von Calatayud, der gegenüber der Südüberfaltung des Beckens bei Segura nach Norden überschoben ist.

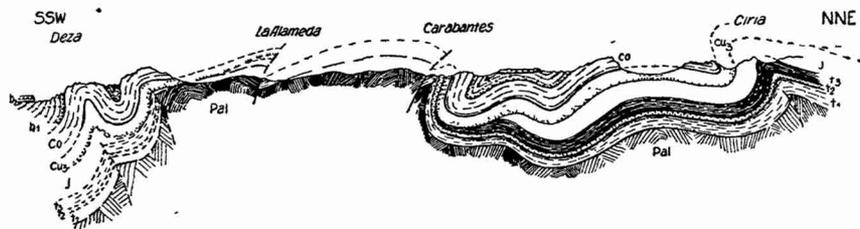


Abb. 52a. Profil durch die Sättel von Ateca und Ciria [C 5]. Gebiet vorherrschender Nord-Vergenz. Eine Ausnahme bildet der Sattel von Ciria, der gegen das Gebiet geringerer Sedimentbedeckung, gegen die mesozoische Ateca-Schwelle, vergiert. In der weiteren Süd-Vergenz (links) kommt die Überfaltung des tertiären Duero-Beckens zum Ausdruck.

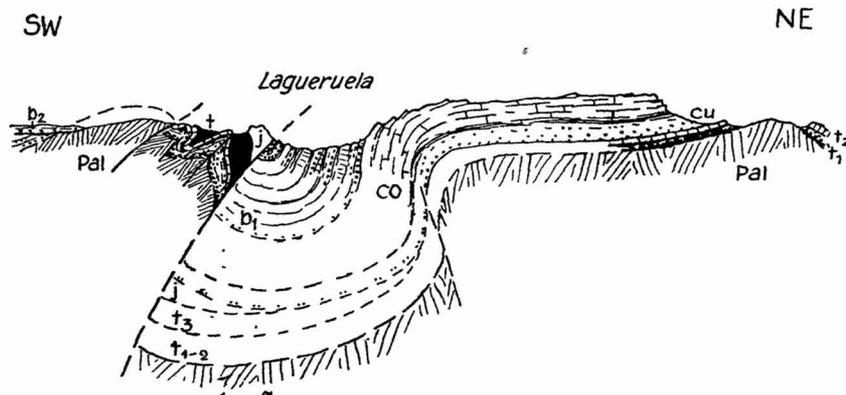


Abb. 52b. Überfaltung des Tertiär-Beckens von Calatayud gegen Südwesten durch den Montalbáner Sattel; Nordost-Vergenz gegen die mesozoische Schwelle von Montalbán durch den Sattel von Lagueruela [D 7].

Pal Paläozoikum, t₁ Buntsandstein, t₂ Muschelkalk, t₃ Keuper, j Rät-Jura, Cu₃ Oberalb, Co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Jungtertiär. (Man beachte die Mächtigkeiten des gesamten mesozoischen Schichtpaketes!)

ist als bei einer reinen Überfaltung des Ebro-Beckens wahrscheinlich wäre. Da bisher nördlich der Demanda keine Schwelle nachgewiesen ist, liegt die Annahme einer „antipyrenäischen“ Bewegung nahe⁶³).

Die Lage des Scheitels.

Der Keltiberische Scheitel zerfällt in drei Bruchstücke, von denen das mittlere gegen Südwesten verschoben ist. Auch hier ist die Beziehung zur epirogenen Anlage des Troges klar (s. Taf. 2, Fig. 9). Da sich die Faltung gegen die alten Randmassen, also gegen die Gebiete geringerer Mächtigkeit richtet, ist die Scheitelzone im Bereich größter Sedimentmächtigkeit zu erwarten.

Tatsächlich liegen Numantinischer und Terulensischer Scheitel inmitten der beiden tiefsten Becken. Zwischen ihnen ist aber die Einheitlichkeit der keltiberischen Trogform gestört durch die Mittelschwelle von Ateca—Montalbán. Darum bricht bei Ciria einerseits, bei Montalbán andererseits der Scheitel an der Mittelschwelle ab. Das Hesperische Scheitelstück, das gleichfalls in einem Bereich größerer Sedimentmächtigkeit liegt, erscheint somit gegen SW verschoben.

Zusammenfassung.

Wenn auch besonders im Valencianischen die Möglichkeit einer „antibetischen“ Bewegung nicht ausgeschlossen erscheint, so genügt im übrigen Keltiberikum doch das Prinzip der Überfaltung sinkender Räume (tertiärer Becken) bzw. das der Bewegung gegen die flachgründigen Hochgebiete (mesozoischen Schwellen) zur Deutung der Vergenzen. Der große zweiseitige Bau des Keltiberischen Orogens ist das Ergebnis beider Motive. Die Faltung ist gegen die sinkenden Randmassen gerichtet. Die Scheitelzone fällt annähernd mit dem Gebiet größter Sedimentmächtigkeit zusammen.

c) Das Ausmaß des Zusammenschubes.

Wie bereits betont, häufen sich die Falten in den Randzonen des Gebirges. Die Scheitel sind weniger gefaltet. Die Kreidetafel von Mosqueruela [F 9], d. h. das Gebiet des Terulensischen Scheitels, ist kaum gestört. Auch die Bereiche des Numantinischen

63) Zur Klärung dieser Frage werden Untersuchungen über Asturien beitragen, die Herr cand. geol. KARRENBERG demnächst abschließt.

und Hesperischen Scheitels zeigen großenteils nur eine ganz flache Wellung (Abb. 54). Diese zentralen Gebiete sind aber die Zonen größter Sedimentmächtigkeit. Es ergibt sich also, daß die Einengung nicht dort am größten ist, wo die mesozoische Absenkung ihren höchsten Wert erreicht, sondern daß das Ausmaß des Zu-

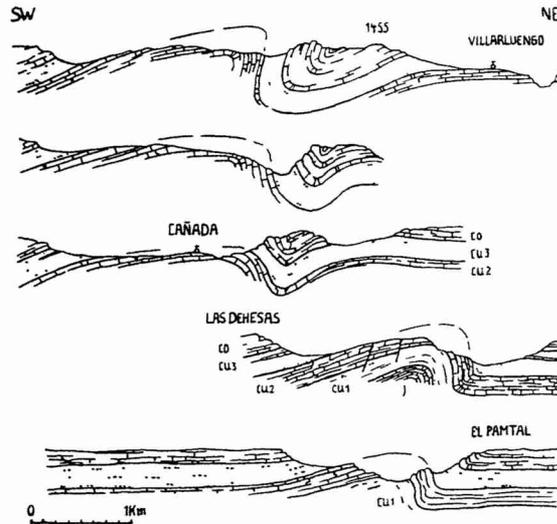


Abb. 54. Schwache Faltung und geringe NE-Vergenz der gestaffelten Falten im Osten der Terulensischen Scheitelung [F 9].
j Jura, cu₁ Wealden, cu₂ Urgon, cu₃ Oberalb, co Oberkreide.

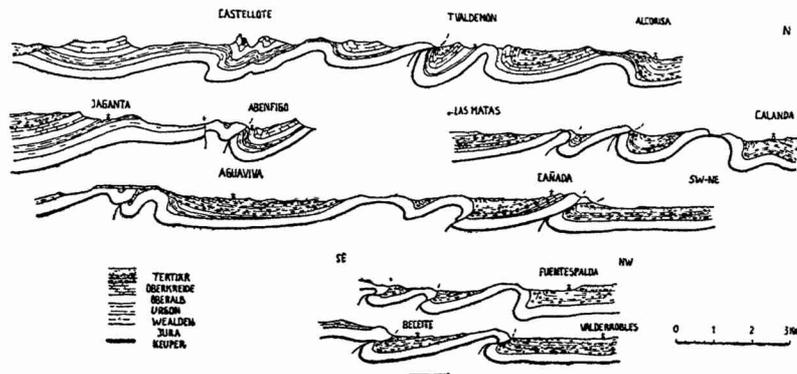


Abb. 55. Starke Faltung und ausgeprägte Vergenz der Niederaragonischen Ketten in der Nähe des Ebro-Beckenrandes.
Man beachte die starke Mächtigkeitsabnahme der mesozoischen Sedimente nach Norden.

sammenschubs mit dem Mächtigkeitgefälle wächst. Am Trogrand ist die Einengung am größten. Besonders klar kommt dies in dem engen Faltenbau der Niederaragonischen Ketten (Abb. 55) und in der Umrandung der Schwelle von Ateca—Montalbán zum Ausdruck⁶⁴).

Auch der Unterschied im Ausmaß der orogenen Bewegungen ist also schon in der epirogenen Geschichte des Gebirges vorzeichnet.

II. Die Beziehungen des Faltungsbildes zum Bau des variszischen Grundgebirges.

Das Keltiberische Orogen folgt einigermaßen den Strukturen des variszischen Grundgebirges. Wie ein Vergleich der Abb. 53 mit Fig. 9 der Tafel 2 zeigt, ist nicht nur die Gesamterstreckung der Faltenzüge, sondern auch die eigenartige Knickung des Streichens in der Guadarrama beiden gemeinsam. Ebenso ist die Scharung der Katalonischen und Iberischen Ketten bereits im Bauplan des Grundgebirges angedeutet. Mit der Nord-Süd-Richtung der vereinten variszischen Stämme könnte die Nord-Süd-Erstreckung des Terulensischen Beckens, der Javalambre-Achse [F 8—G 7], der Triashorste im Nordwesten der Provinz Valencia sowie der Tertiärsenke von Ademuz—Mira [G 7—H 6] in Zusammenhang gebracht werden.

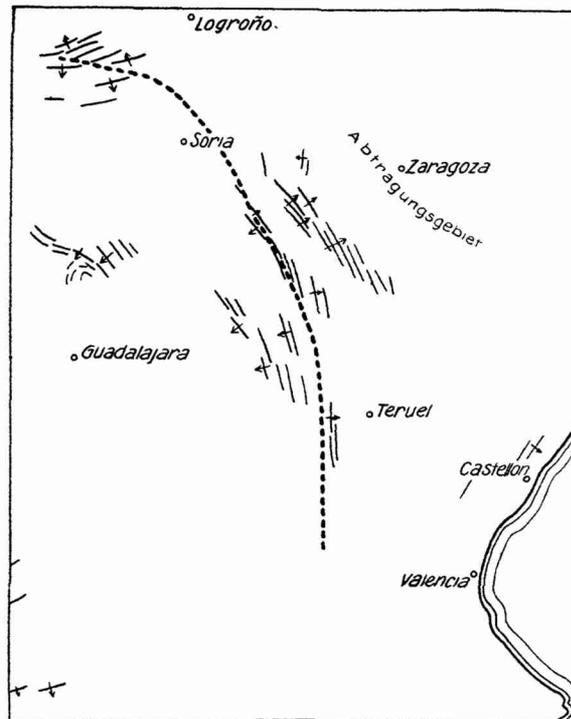
Im einzelnen sind freilich zahlreiche Abweichungen im Bauplan festzustellen. Selbst in den Iberischen Ketten, wo die Richtung des jungen Gebirges zunächst posthum zur variszischen Struktur zu sein scheint, streichen die tertiären Achsen ein wenig mehr nach Westen. Größer ist die Reneganz in den Hesperischen Ketten (wenn auch manche junge Störungszone der alten Nord-Süd-Richtung folgt). Anscheinend nicht angedeutet in der variszischen Tektonik ist die W—E-Richtung zwischen Teruel und dem südlichen Ebro-Becken.

Trotz dieser Unterschiede im Kleinen ist aber im Großen eine gewisse Ähnlichkeit zwischen dem Bauplan des variszischen und des jungen Gebirges nicht zu verkennen. STILLE (1931) hob bereits

⁶⁴) Leider läßt sich nicht erkennen, ob auch die Altomira-Kette an eine ähnliche Mächtigkeitsdifferenz der mesozoischen Sedimente gebunden ist. — Vielleicht kann der sehr flache Anstieg zur Schwelle von Castellón erklären, warum nicht auch sie von Falten umgürtet wird.

hervor, daß die Scheitelzonen beider Gebirge räumlich einigermmaßen zusammenfallen.

Bemerkenswert scheint uns weiterhin, daß offenbar schon in der sedimentären Vorgeschichte des Variszikums Züge aus der



----- Lage des Scheitels

Abb. 56. Streichrichtungen und Vergenzen des variszischen Grundgebirges in Keltiberien (nach LOTZE und SCHRIEL).

Vgl. hierzu Tafel 2, Fig. 9!

mesozoischen Epirogenese Keltiberiens auftauchen. Kommt doch nach LOTZE (1929 S. 61 f.) die Schüttung im höheren Unterkambrium der Iberischen Ketten von Osten, also vielleicht von dem gleichen Hochgebiet, das sich im Mesozoikum als Aragonische Masse so deutlich bemerkbar macht!

Es ist also die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß in Keltiberien die Entstehung des variszischen Gebirges, die Anlage und Entwicklung des mesozoischen Troges und die Auffaltung der jungen Ketten auf einander ähnliche Bewegungsvorgänge in der tieferen Erdkruste zurückzuführen sind.

Rückblick.

Die Keltiberischen Ketten, ein selbständiges Orogen niederer Ordnung.

Die vorstehenden Ausführungen suchten die epirogene Vorgeschichte und den Faltenbau der Keltiberischen Ketten zu klären, um die Frage beantworten zu können, ob und inwieweit das orogene Bewegungsbild des Keltiberikums epirogen vorgezeichnet ist.

I.

Die Analyse der epirogenen Vorgeschichte ergab, daß die Keltiberischen Ketten aus einem seichten Spezialtrog hervorgegangen sind, der im Mesozoikum die Pyrenäen-Geosynklinale mit der des Betikums verband. Er wurde von dem „Kastilischen“ Hochgebiet im Westen begrenzt und von der „Aragonischen Masse“ im Osten. Grenzen und Gliederung des Troges änderten sich zwar von Formation zu Formation in geringen Ausmaßen, blieben aber ihrer Lage nach während des gesamten Mesozoikums im Wesentlichen die gleichen.

Schon in der Unteren Trias (Taf. 2, Fig. 1) ist die Aufteilung des Keltiberischen Sedimentationsraumes in Becken und Schwellen zu erkennen, die im Streichen des Troges liegen. Eine Zone geringmächtiger Buntsandstein-Sedimente von grobklastischer Fazies, die „Schwelle von Ateca—Montalbán“, trennt zwei Gebiete beträchtlicher Sedimentation voneinander: das Becken von Molina—Sagunt im Südwesten und das Moncayo-Becken im Norden. Eine gips- und tonreiche Rötfazies ist auf diese Senken beschränkt.

Ähnlich, aber nicht so ausgeprägt, sind die Mächtigkeitsunterschiede des Muschelkalkes. In den Keltiberischen Trog dringen von Südosten her auch alpine Faunenelemente ein.

Im Keuper weitet sich der Ablagerungsbereich (s. Taf. 2, Fig. 2). Die Sedimentationsbedingungen werden einförmiger. Die Eruptionen der Grünen Gesteine bleiben aber auf den eigentlichen Trog und in diesem wieder auf die Spezialbecken (der Buntsandstein-Zeit) beschränkt (vgl. Fig. 1 und 2 der Taf. 2).

Im Jura werden der Trog und seine Randgebiete gleichmäßig von marinen Kalken eingedeckt. Nur zeitweise deutet sich noch die Kastilische Masse durch Schüttung klastischen Materiales an. Im Oberen Jura sinkt vor allem der südöstliche Trogteil ein.

Erst im Anschluß an jungkimmerische Bewegungen, die zu einer verstärkten Heraushebung der Kastilischen und Aragonischen Masse führten, bildeten sich im Portland und im Wealden wieder zwei große Spezialbecken aus, die annähernd mit den untertriadischen Senken zusammenfallen (s. Taf. 2, Fig. 3). Sie sind als tiefe Buchten der Geosynklinalmeere von den westlichen Pyrenäen einerseits und dem östlichen Betikum andererseits aufzufassen. Durch die alte Mittelschwelle von Ateca—Montalbán wurden sie ganz oder doch größtenteils voneinander abgeriegelt. In den Buchten sammelte sich der Schutt der aufsteigenden benachbarten Massen. Es kamen — vorwiegend klastische — festländische bis brackische Sedimente zur Ablagerung, die sich geosynklinalwärts mit marinen Kalken verzahnen.

Vor dem Barrême-Unter-Apt fanden abermals schwache Bewegungen statt. Wiederum wurden Kastilische und Aragonische Massen ein wenig gehoben. In das sinkende „Terulensische Becken“ drang das Meer ein und lagerte mächtige marine Kalke und Mergel ab, die auch weit über den Ostrand des Troges hinausgreifen („Urgon“). Das Beckentiefste ist durch eisenreiche Sedimente ausgezeichnet. Im Moncayo-Becken dauerte während dieser Zeit die brackische Sedimentation offenbar noch fort (s. Taf. 2, Fig. 4).

Zwischen Unter- und Oberalb sind austrische Bewegungen nachweisbar, die posthum zu den jungkimmerischen verliefen, sich aber durch größere Intensität auszeichnen (s. Taf. 2, Fig. 5). Die Ateca-Schwelle wurde zu zwei Sätteln umgestaltet (Sättel von Ateca und von Montalbán). Dabei rissen auch Brüche auf.

Nach dieser schwachen Orogenese erweiterte sich im Oberalb der Sedimentationsraum erheblich. Große Randgebiete der Kastilischen Masse wurden mit Kaolinsanden überschüttet. Kohlenflöze weisen auf ausgedehnte Vermoorungen hin. Doch erreicht die Mächtigkeit der Ablagerungen auf dem „Kastilischen Schelf“ bei weitem nicht die des Terulensischen Beckens (Spezialsenken von Miravete und Castellote). Aus diesen sinkenden Räumen wurde das Meer nicht verdrängt. Hier wie im Moncayo-Becken verzahnen sich die bauxit- und kohlenreichen Sedimente, die den Fuß der Aragonischen Masse umsäumen, mit marinen Einschwemmungen. Die Mächtigkeitsschwankungen des Oberalb (s. Taf. 2, Fig. 6) zeigen, daß damals die Tendenz der schwachen austrischen Orogenese noch nicht erloschen war, sondern in posthumer Undationen ihre Fortsetzung fand.

Die marinen Kalke der Oberkreide bedecken gleichförmig das ganze Gebiet, ohne daß bisher zwischen Oberalb und Cenoman

Bewegungen nachgewiesen werden konnten. Nur in der Mächtigkeit, die im Terulensischen Becken auf über 400 m anschwillt, ist die fortschreitende Senkung des Beckentiefsten angedeutet.

Sie ist auch zu Beginn des Alttertiärs noch erkennbar. Denn während im Trog — mit Ausnahme der Sättel von Ateca und Montalbán — allerorts die Oberkreide (in den zentralen Teilen sogar noch das Dan) erhalten ist, greift das ältere Tertiär in den Randgebieten des Keltiberischen Troges auf das Grundgebirge der Aragonischen und Kastilischen Masse über (s. Taf. 2, Fig. 7).

Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse des Paläogens zeigen jedoch, daß während des Alttertiärs das bisherige Sedimentationsgebiet Keltiberiens emporgewölbt wird und die ehemaligen Hochgebiete (Kastilische und Aragonische Masse) im Verhältnis zur mesozoischen Epirogenese überraschend schnell und tief einsinken. Als Randsenken zu beiden Seiten des aufsteigenden keltiberischen Orogens bilden sich im Alttertiär Duero-, Tajo- und Ebro-Becken. In ihnen sammelt sich der Schutt des Gebirges zu erheblicher Mächtigkeit.

Zwischen Alt- und Jungtertiär erfolgte die Hauptfaltung. Es entsteht ein Strang von im allgemeinen NNW-SSE-verlaufenden Falten. Über diesen Faltenbau greift das Jungtertiär diskordant hinweg.

Im älteren Jungtertiär war die Reliefenergie noch recht groß. Die Abtragung des Gebirges und die Ablagerung des Schuttes in den Senken schritten rasch voran. — Allmählich erlahmte die Reliefenergie. Zu Beginn des Pliozäns waren die Höhenunterschiede einigermaßen ausgeglichen. So konnten die Süßwasserkalke des Pont über weite Gebiete des eingeebneten keltiberischen Gebirges hinweggreifen.

Die postmiozäne Orogenese, die besonders in den großen Randsenken nachzuweisen ist, hat für den Bau der Keltiberischen Ketten kaum mehr Bedeutung; sie ist aber insofern von Interesse, als sie zeigt, daß die Faltung beckenwärts bzw. gegen den Vorlandsrahmen wandert.

Aus der verschiedenen Höhenlage des Pont ergibt sich eine weitspannige Aufwölbung der Keltiberischen Ketten in jüngster Zeit. Dieses posthume Aufsteigen des totgefalteten und eingeebneten Keltiberikums schuf durch die Neubelebung der Erosion das heutige Gebirge.

II.

Das Faltungsbild der Keltiberischen Ketten erfuhr nach der prämiozänen Orogenese keine wesentlichen Veränderungen mehr.

Im Gegensatz zu der oft recht intensiven Faltung der Ketten ist der Untergrund der Randsenken relativ wenig gestört. An den Beckenrändern ist es häufig zu Überschiebungen und Überfaltungen gekommen. Immer ist dabei die Bewegung beckenwärts gerichtet, d. h. gegen den gesunkenen Raum.

Im Faltenstrang der eigentlichen Ketten führte die verschiedene Mobilität der abgelagerten Sedimente zu einem großartigen Beispiel disharmonischer Faltung (s. Abb. 46, S. 94). Im obersten Stockwerk (Kreide—Jura) kam es zu einer einigermaßen bruchlosen Faltung. Darunter, in der höheren Trias, überwiegen flache Abscherungen und Überschiebungen. Im tiefsten aufgeschlossenen Stockwerk (Untere Trias und Paläozoikum) wurde die Einengung vorwiegend dadurch erreicht, daß große, flach gewölbte Schollen („Sattelschollen“) an schmalen Bruchzonen dachziegelartig steil aufeinander geschoben wurden.

In manchen Gebieten werden die meist NNW-streichenden Achsen von quergerichteten ENE-verlaufenden Sätteln gekreuzt. Aus der Art der Vergitterung ergibt sich die Gleichzeitigkeit beider Faltungsrichtungen.

Die Keltiberischen Ketten sind ein zweiseitiges Orogen. Man unterscheidet deutlich einen nördlichen Stamm überwiegend Nord-Vergenz von einem südlichen Stamm vorherrschender Süd-Vergenz. Dazwischen ist eine Scheitelung ziemlich genau festzulegen.

Im südöstlichen Teil Keltiberiens spielen antithetische Küstenabbrüche von nordöstlicher Richtung eine gewisse Rolle. Sie stehen wohl mit der Einsenkung der betisch-balearischen Vortiefe in Zusammenhang und sind damit für die keltiberische Tektonik ein fremdes Element.

III.

Zwischen der epirogenen Vorgeschichte und dem orogenen Bewegungsbild der Keltiberischen Ketten bestehen zahlreiche Beziehungen.

Das Streichen des Orogens fällt mit der Längserstreckung des Keltiberischen Troges zusammen. Auch im einzelnen schmiegen sich die Falten eng an die Umrisse der alten Massen an. Ebenso erklärt sich die Querschiebung und das „abnorme“ Streichen mancher Achsen ungezwungen als ein Herumfließen der Falten um die Gebiete der mesozoischen Schwellen.

Besondere Bedeutung kommt dem Vergleich der Vergenzen mit der epirogenen Entwicklung zu. Erlaubt er doch, die Ver-

genzen zu erklären. Es ergibt sich folgendes: Die Bewegungen sind in erster Linie gegen die alten Massen bzw. die Schwellen innerhalb des Troges gerichtet. Demgegenüber tritt die Überfaltung sinkender Räume zurück, so wichtig sie auch für lokale Verhältnisse ist. Meist bestimmen allerdings beide Motive die Vergenz, da unter den jungen Randsenken ja die alten Massen liegen. Der zweiseitige Bau des keltiberischen Orogens ist also als Überfaltung sinkender Vorländer zu deuten.

In weiterer Entfernung von dem einstigen Trogrand sind die Vergenzen weniger ausgeprägt. Die Scheitelung des Gebirges fällt etwa mit der Trogmitte zusammen.

Auch die Intensität der Einengung nimmt in den inneren Teilen der Ketten ab. Am dichtesten drängen sich die Falten dort, wo das Mächtigkeitsgefälle vom Trog zum Vorland am größten ist, also am Rand der Keltiberischen Ketten.

Das Streichen und die Vergenz der Falten, die Lage des Scheitels, die Intensität des Zusammenschubes — alle diese orogenen Elemente liegen also in der epirogenen Vorgeschichte des Keltiberikums schon bis in Einzelheiten begründet.

Betrachten wir nun noch die Stellung der Keltiberischen Ketten im Bilde Spaniens.

Die Absenkungsbeträge des Keltiberischen Troges stehen — wenigstens im jüngeren Mesozoikum — denen der betischen und pyrenäischen Geosynklinale weit nach. Es fehlen dem Keltiberikum Flynchfazies und -mächtigkeit. Seine epirogene Vorgeschichte entspricht — abgesehen von den Grünen Gesteinen der Oberen Trias (Ophite) —, vielmehr der des Niederdeutschen Beckens⁶⁵). Das gleiche gilt für die orogene Entwicklung. Die Keltiberischen Ketten sind kein Deckengebirge wie die Alpen. Sie zeigen nicht einmal Überschiebungen in dem Ausmaß wie das Betikum auf Mallorca und gewisse Teile der Pyrenäen. Andererseits sind sie aber auch nicht ein Blockgebirge vom Typus Sardiniens und stellen zweifellos etwas anderes dar als die Katalonischen Ketten, so innig sie auch mit ihnen verwachsen scheinen.

Die Keltiberischen Ketten ähneln in ihrem Bau vielmehr dem Schweizer Jura bzw. manchen Teilen Niederdeutschlands. Hier

65) Hier wie dort erreichte die mesozoische Absenkung einen durchschnittlichen Betrag von 2,5 bis 3 km.

wie dort treten uns weit verfolgbare Sattelachsen entgegen, die durch ungleich breitere und relativ ungestörte Mulden getrennt werden (Ejektivfaltung STILLE's). Den überkippten und flach überschobenen Sätteln der Niederaragonischen Ketten entspricht der Bau des Osning. Auch hier ist ja die Bewegung gegen den Rahmen gerichtet und das orogene Bild epirogen vorgezeichnet.

Es ergibt sich also, daß die Keltiberischen Ketten als ein Orogen niederer Ordnung aufzufassen sind⁶⁶⁾. Dem entsprechen anscheinend auch die Schwereverhältnisse. Wie dem betischen und pyrenäischen Orogen, so folgt auch dem Keltiberikum eine Zone der Unterschwere, die aber doch relativ sehr gering ist.

Wenn also auch die Keltiberischen Ketten nur ein unbedeutendes Orogen darstellen, so läßt sich doch hier viel klarer als in den tief aufgefalteten, magmadurchtränkten großen Orogenen einmal der ganze Werdegang eines Gebirges von seiner epirogenen Anlage und Entwicklung an über die orogene Auffaltung bis zu seiner posthunen Aufwölbung verfolgen und der kausale Zusammenhang verstehen.

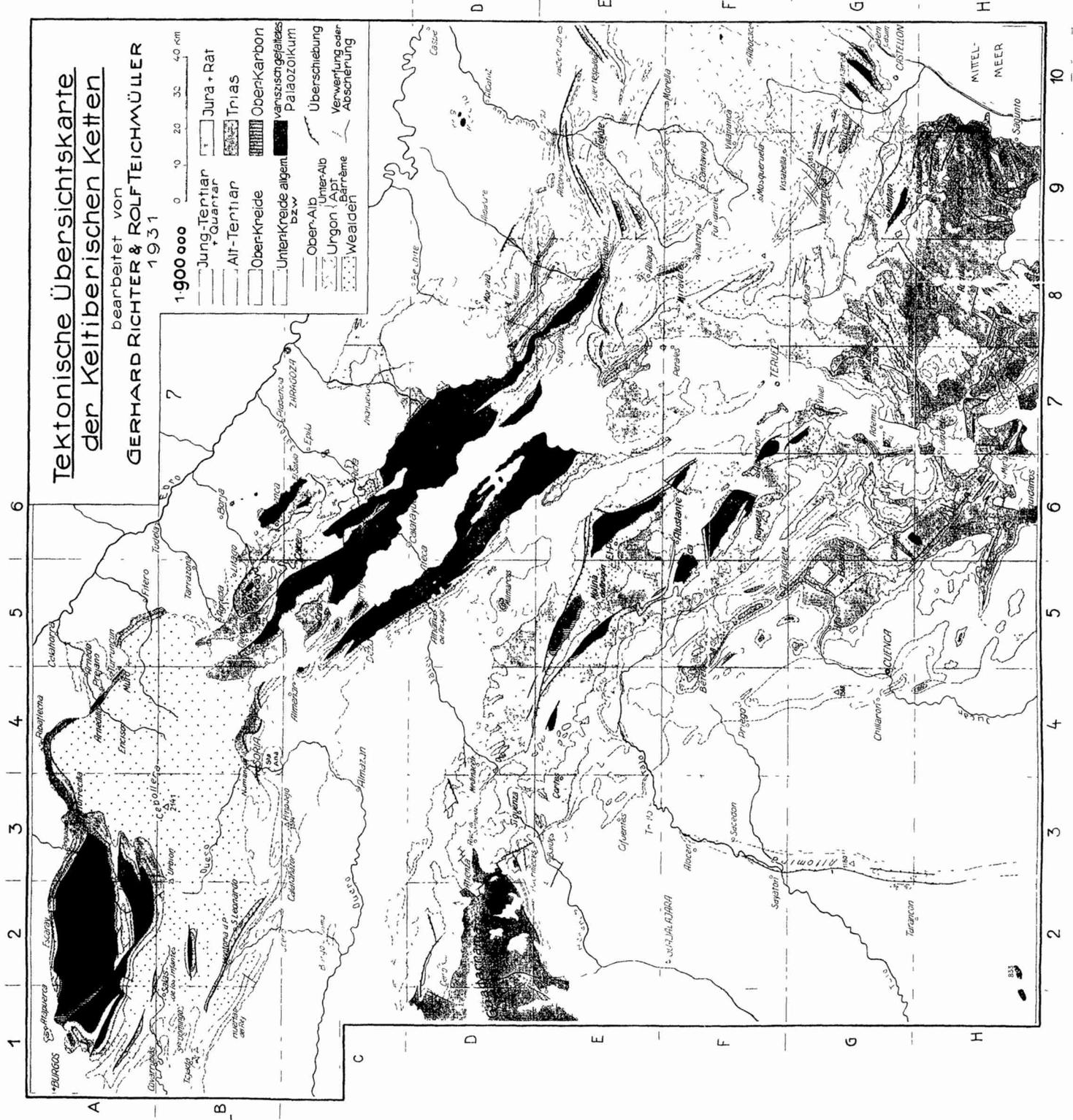
66) Vgl. BRINKMANN 1931.

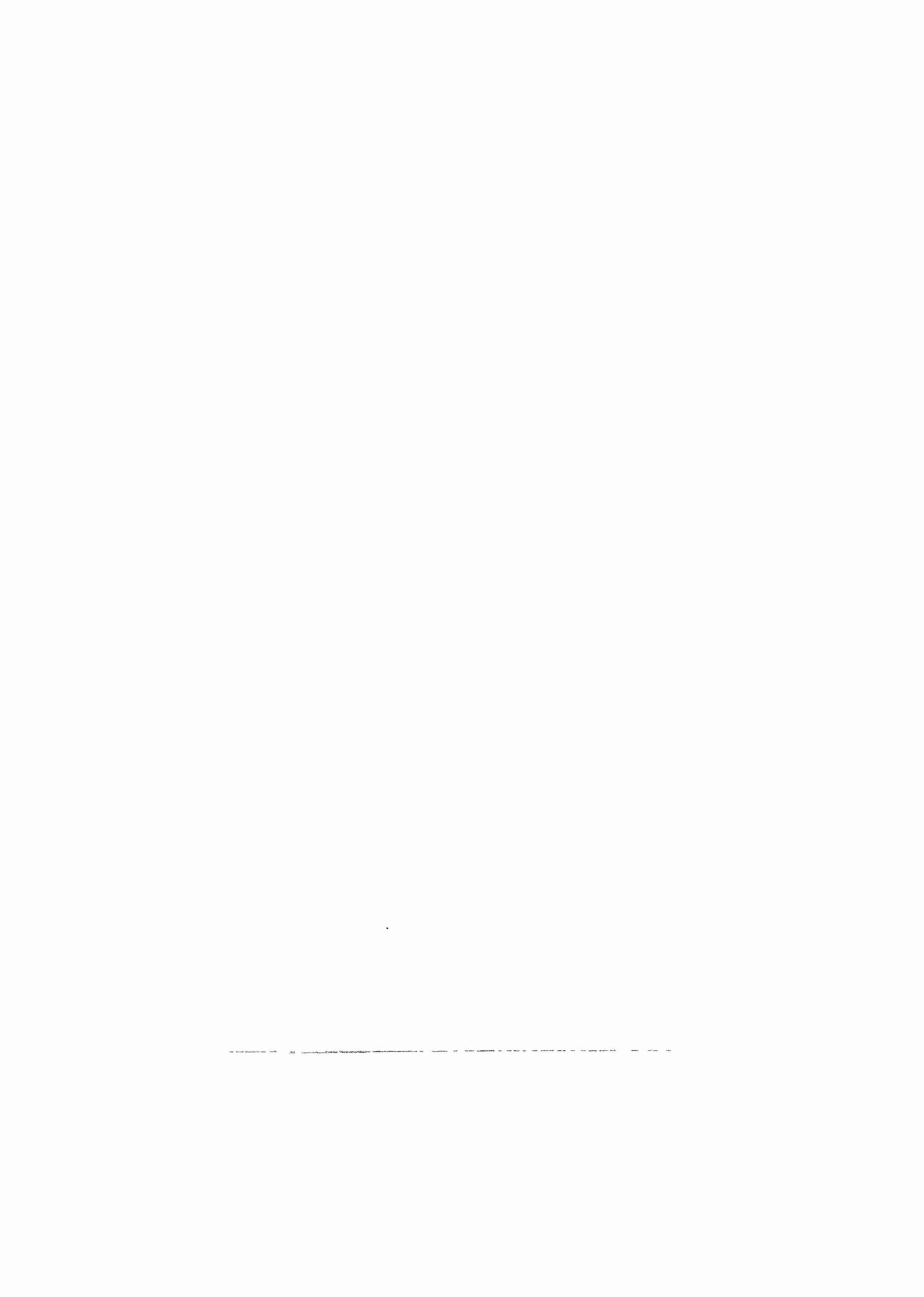
Literatur.

- ARÁNZAZU, Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. — Bol. Com. Map. geol. Esp. 4, Madrid 1877.
- BORN, A., Das Ebrobecken. — N. Jb. f. Min. Geol. Pal. B. B. 42, 1919.
- —, Schwerezustand und geologische Struktur der Iberischen Halbinsel. — Abh. Senckenb. Naturf. Ges. 39, 1925.
- BRINKMANN, R., Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. — Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 78, S. 52. 1926.
- —, Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. — Diese Abh. 3. Folge, Heft 1. Berlin 1931.
- CASTEL, C., Descripción física, geognostica, agrológica y forestal de la provincia de Guadalajara. — Bol. Com. Mapa Geol. de Esp. 7, S. 331—395, 8, S. 157—264. 1880—81.
- COQUAND, H., Monographie de l'étage aptien. Marseille 1865.
- —, Description géologique de la formation crétacée de la province de Teruel. — Bull. Soc. géol. France 26, S. 144. Paris 1869.
- —, Monographie du Genre Ostrea; terrain crétacé. Marseille 1869.
- DE CORTÁZAR, D., Bosquejo físico, geológico y minero en la provincia de Teruel. — Bol. Com. mapa geol. Esp. 12. 1885.
- —, Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca. — Mem. mapa geol. Esp. Madrid 1875.
- DEREIMS, A., Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon. — Thèse doct. Paris 1898.
- DOUVILLÉ, R., La Peninsule Ibérique. — Handb. reg. Geologie 3, 3. Heidelberg 1911.
- DUPUY DE LOME, E. & FERNANDEZ DE CALEYA, Nota acerca de un yacimiento de mamíferos fosiles en el Rincón de Ademúz (Valencia). — Bol. Inst. Geol. Esp. 39, S. 297. 1918.
- FALLOT, P. & BATALLER, R., Sur la tectonique de la bordure méridional du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen entre Tortosa et Castellon. — Comptes Rend. Ac. Sc. 182, S. 226. Paris 1926.
- —, Sur la tectonique des montagnes entre Montalban et le littoral de la province de Castellon. — Comptes Rend. Ac. Sc. 182, S. 275. Paris 1926.
- —, Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo. — Comptes Rend. Ac. Sc. 182, S. 398. Paris 1926.
- —, Itinerario geológico a través del bajo Aragon y el Maestrazgo. — Mem. Rend. Art. Ac. 20 num. 8.
- —, Observations au sujet de divers travaux recents sur le Bas-Aragon et la Chaîne Ibérique. — Extret del „Bulletin de la Inst. Cat. d'Hist. Nat.“ — 31, 1. Barcelona 1931.

- FALLOT, P., Note préliminaire sur le crétacé de la région de Soria. — Extret del „Bulletin de la Inst. Cat. d'Hist. Nat.“ — 31, 7. Barcelona 1931.
- HAHNE, C., Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellon und Taragona (Spanien). — Z. Deutsch. geol. Ges. 82, S. 79. 1930.
- —, Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca—Teruel—Alfambra. — Diese Abh., N. F. 16, 3. Berlin 1930.
- JOLY, H., Sur l'existence des phénomènes de charriage à l'extrémité orientale de la chaîne Ibérique près de Montalbán. — Comptes Rend. Ac. Sc. 174, S. 820. Paris 1922.
- —, Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la chaîne celtibérique (Espagne). — Comptes Rend. Ac. Sc. 175, S. 976. Paris 1922.
- —, Les résultats d'études géologiques sur la chaîne celtibérique. — C. R. Congr. géol. internat. Madrid C. R. 2 S. 593 f. Madrid 1926.
- KAISER, E., Über Fanglomerate, bes. im Ebrobecken. — Bayr. Ak. Wiss. Math.-nat. Kl. 1927.
- LARRAZET, Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos. Thèse de doctorat. Paris 1896.
- LOTZE, FR., Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Diese Abh., N. F. 14, 2. 1929.
- —, Ueber Analogien zwischen den Faziesverhältnissen des Tertiärbeckens von Calatayud (Spanien) und des deutschen Zechsteinbeckens. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 50, Monatsber. S. 151. Berlin 1928.
- MALLADA, L., Explicación del mapa geológico de España. Madrid 1904.
- PALACIOS, Descripción física, geológica y minera de la provincia de Soria. — Bol. Com. Map. geol. Esp. 12. 1890.
- —, Reseña geológica de la provincia de Zaragoza. — Bol. Com. Map. geol. Esp. 14. 1892.
- —, Nota acerca de la constitución estratigráfica del Moncayo. — Bol. Com. Map. geol. Esp. 38. 1917.
- — Y SANCHEZ LOZANO, La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. — Bol. Com. Map. geol. Esp. 7. 1885.
- RICHTER, GERHARD, Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. — Diese Abh., N. F. 16, 3. 1930.
- —, Abscherungserscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten. — Geol. Rundschau 22 S. 19—25. 1931 a.
- —, Ein Fiederflexurensystem am Rand eines spanischen Miozänbeckens. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. 1931 b S. 81—96.
- —, Der Graben von Morés. — Abh. d. Preuß. Geol. Land.-Anst. N. F. Heft 139. Berlin 1932.
- ROMAN Y ROYO Y GÓMEZ, S., Sur la présence des mammifères lutétiens dans le bassin du Duero. — C. R. Ac. Sc. 175. Paris 1922.
- ROYO Y GÓMEZ, J., El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. 1922.
- —, Note sur la géologie de la péninsule ibérique. — Bul. soc. géol. France
- —, Terciario continental de Burgos. — Madrid 1926 (a). [4, 25. 1925.
- —, La tectónica del terciario continental ibérico. 1926 (b).
- —, Edad de las formaciones yesíferas del terciario ibérico. 1926 (c).
- —, Sur la présence de marnes et des gypses palaeogènes dans le haute bassin du Tage. 1926 (d).

- ROYO Y GÓMEZ, J., Geología y palaeontología del terciario situado al norte de Guadalajara. 1927.
- SCHRIEL, W., Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. — Diese Abh., N. F. 14, 1. 1929.
- —, Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes in der Provinz Burgos. — Diese Abh., N. F. 16, 2. 1930.
- SCHROEDER, E., Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten. — Diese Abh., N. F. 16, 3. 1930.
- STILLE, H., Ueber westmediterrane Gebirgszusammenhänge. — Diese Abh., N. F. 12, 3. 1927.
- —, Ueber Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl., S. 379. 1930.
- —, Die Keltiberische Scheitelung. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. 1931. S. 157—164.
- TRICALINOS, J., Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 80 S. 409 ff. 1928.
- WURM, A., Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 63. 1911.
-





Tafel 2.

**Paläogeographisch-tektonische Bilder zur Entwicklung
der Keltiberischen Ketten.**

Fig. 1—8 Maßstab 1 : 4,5 Mill. Fig. 9 Maßstab 1 : 2,25 Mill.
A Ateca, Alb Albacete, B Burgos, C Castellon, G Guadalajara, M Montalbán,
S Soria, T Teruel, To Toledo, V Valencia, Z Zaragoza.

Die neben den Punkten stehenden Zahlen geben die an der betr. Stelle gemessene
Mächtigkeit an. Die Kurven sind Linien gleicher Mächtigkeit. Die O-Linie ist
besonders hervorgehoben.

Fig. 1. Der keltiberische Sedimentationsbereich im Buntsandstein.
Große Mächtigkeiten im Becken von Sagunt im Süden, im Moncayo-Becken im
Norden. Geringe Mächtigkeiten auf der Schwelle von Ateca. Zwischen ihr und
der Kastilischen Masse das Becken von Molina.

Fig. 2. Der keltiberische Sedimentationsbereich im Keuper.
Übergreifen über das kastilische Ufer, ziemlich gleichmäßige Mächtigkeiten. Das
Gebiet größerer Mächtigkeiten deckt sich etwa mit dem Bereich der Buntsand-
steinsedimentation. Die Ophite (große schwarze Punkte) sind auf die Becken-
gebiete des Buntsandsteins beschränkt.

Fig. 3. Der keltiberische Sedimentationsbereich im „Wealden“.
Moncayo-Becken im Norden, „Terulensisches“ Becken im Süden. Die Wealden-
becken fallen mit den Gebieten großer Buntsandsteinmächtigkeit (Fig. 1) annähernd
zusammen. Ateca-Schwelle als Sporn der Kastilischen Masse! Die gezahnte Linie
bedeutet die Südgrenze lateritischer Einschwemmungen.

Fig. 4. Der keltiberische Sedimentationsbereich im Urgon
(Barrême—Unteralb).
Marine Sedimente nur im „Terulensischen“ Becken. Offenbar bestand keine
Verbindung zwischen Sud- und Nordbecken, in letzterem dauerte die limnisch-
brackische Sedimentation („Wealden“) wohl fort.

Fig. 5. Das Liegende des Oberalb („Utrillas-Schichten“).
Dargestellt ist in Isohypsen die Höhenlage der Grenze Keuper—Rät bezogen auf
die Transgressionsfläche des Oberalb. Pluswerte bedeuten also ein Übergreifen
des Oberalb auf das Liegende des Rät. Zu beachten ist die deutliche Grenze
des kastilischen Schelfes und die Herauswölbung der Schwelle von Ateca—Mont-
albán (vgl. Fig. 1). Ein Vergleich mit Fig. 9 zeigt die austrische Anlage der
tertiären Achsenzonen der Guadarrama, von Ateca und Montalbán.

Fig. 6. Der keltiberische Sedimentationsbereich im Oberalb
(Utrillas-Schichten).
Bemerkenswerte Übereinstimmung der Mächtigkeitskurven mit den Isohypsen der
Fig. 5. Die austrische Bewegungstendenz ist also im Oberalb noch nicht erloschen.

Tafel 2.

Die Kohlebildung ist auf die Nahe der Trogränder oder der Schwellen beschränkt.
Die gezahnte Linie gibt die Südgrenze lateritischer Einschwemmungen an.

Fig. 7. Das Liegende des Alttertiärs.

Pal Paläozoikum, t₃ Keuper, j Rat + Jura, cu₂ Urgon, cu₃ Oberalb, co Oberkreide, D Dan.

Das Alttertiär greift an den Trogrändern auf ältere Schichten über. Zwischen den Satteln von Ateca (A) und Montalbán (M) legt sich das Becken von Calatayud an. Bei Valencia praoligozäne Bruchtektonik (BRINKMANN).

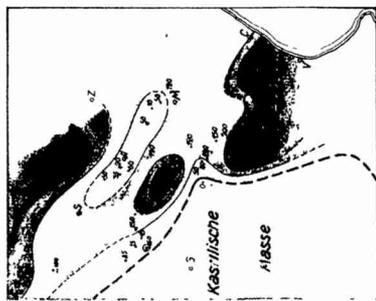
Fig. 8. Rand- und Innensenken im Jungtertiär.

Dargestellt ist die vorherrschende Fazies des Miozäns. Die Sedimentationsräume liegen vorwiegend auf den Randmassen des mesozoischen Troges (vgl. Fig. 1—7). Punkte: Fanglomerate und Sandsteine, horizontale Striche: rote Tone, vertikale Striche: Kalke und Kalkmergel, schräge Striche: Gipse und Gipsmergel, dichte Schraffur: Salz.

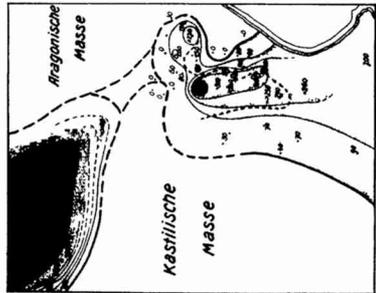
Fig. 9. Das orogene Achsenbild der Keltiberischen Ketten und seine Beziehungen zur mesozoischen Epirogenese.

Dargestellt sind die Achsen und ihre Faltungsrichtung (Vergenz). Die Kurven verbinden Punkte gleicher Mächtigkeiten der mesozoischen Schichtfolge. Die Falten schmiegen sich an die mesozoischen Trogränder und Schwellen an. Ihre Vergenz ist gegen die alten Randmassen gerichtet, die im Paläogen zu Randsenken umgestaltet wurden. Ausnahmen erklären sich als eine Bewegung gegen mesozoische Schwellen bzw. als Überfaltung von Tertiärsenken.

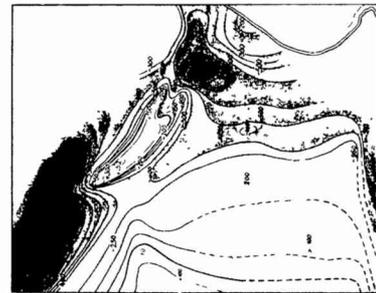




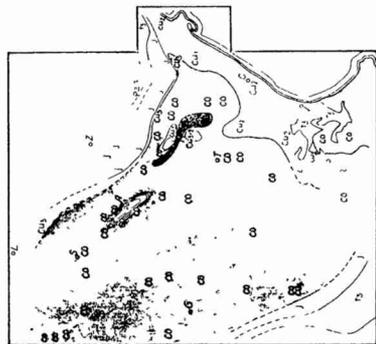
1 Buntsandstein



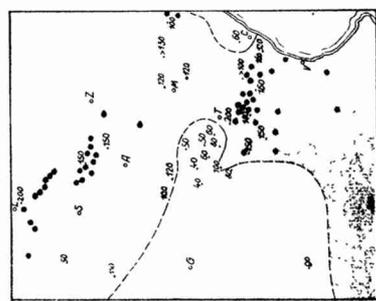
3 Wealden



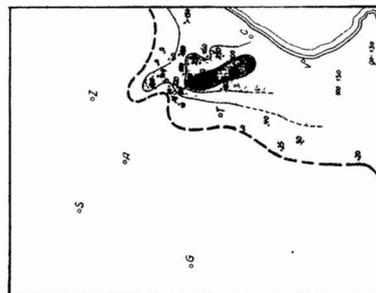
5 Austrasische Tektonik



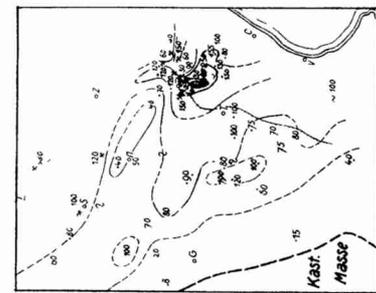
7 Basis des Alttertiärs



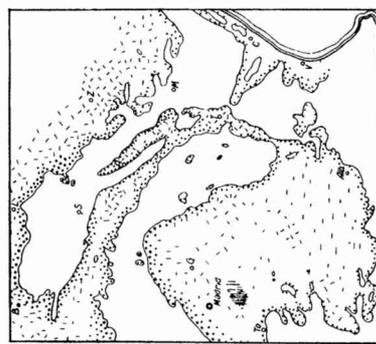
2 Keuper und Ophit



4 „Urgon*“ (Barrême-Unterhalb)

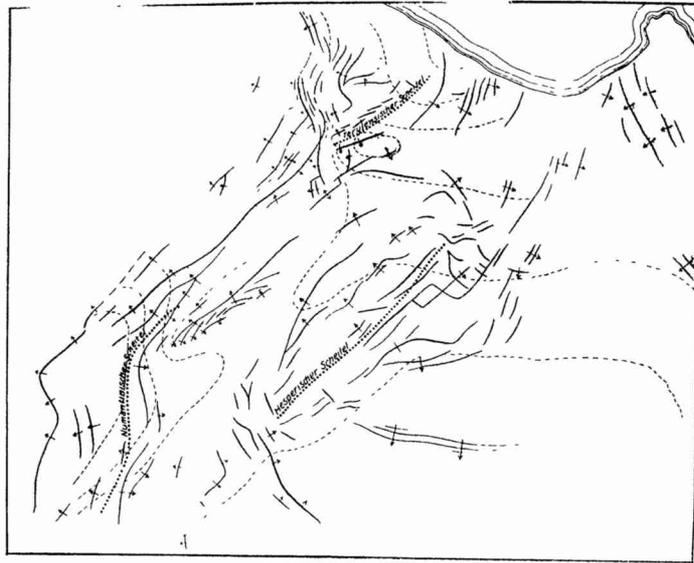


6 Oberalb



8 Jungtertiär-Becken

Tafel 2. Die Entwicklung des Keltiberkums in Einzelbildern



Tafel 3.

Geologische Karte der Niederaragonischen Ketten.

Das Gebiet der Faltenvergitterungen in der weiteren Umgebung von Montalbán (s. Taf. 1 E 8).

Die vorliegende Karte wurde größtenteils im Maßstab 1 : 50 000 aufgenommen. Das Gebiet westlich der Linie Aliaga—Alcorisa—Ariño ist von RICHTER, der östliche Teil von TEICHMULLER kartiert worden.

Beachtlich ist zunächst die Zunahme der Mächtigkeit gegen Süden in allen Kreidestufen (s. Profil). Weiterhin ist bemerkenswert das Übergreifen von Urgon und besonders von Oberalb (Utrillas-Schichten) auf Jura im Nordosten (Nahe der Aragonischen Masse!) und auf Trias in der Umgebung der Schwelle von Montalbán. Diskordant auf dem post-alttertiären Faltenbau liegt das Miozan; im Nordosten das Ebrobecken, im Westen das Becken von Calatayud (vgl. Taf. 1).

Beherrscht wird das orogene Bild durch den Sattel von Montalbán. Weitere Sattel von NW—SE-Streichen bei Alcaine, Blesa—Oliete, Ariño und im SW bei Rillo und sudwestlich Mesquita. Sie gehören der Richtung nach zu den Iberischen Ketten und liegen im Streichen des Keltiberischen Troges.

Von diesem System unterscheidet sich deutlich ein zweites, mit ENE—WSW verlaufenden Achsen. Besonders deutlich im Osten: die Sättel von Alcorisa, zwischen Castellote und Villarluengo; weniger ausdrucksvoll westlich Aliaga, westlich Utrillas, Vivel del Rio usw. Diese Achsen streichen etwa parallel mit dem Nordrand des Terulensischen Beckens, wie besonders aus der Fig. 9 der Tafel 2 deutlich hervorgeht.

Wo sich die beiden Systeme treffen, entstehen entweder Zwischenrichtungen oder die Achsen interferieren.

So biegt bei Montalbán die Sattellachse aus der SSE- in die ESE-Richtung dort ein, wo von Westen her die Überschiebung von Utrillas heranstreicht. Diese wird andererseits durch den Montalbáner Sattel aus der ENE-Richtung in ESE-Verlauf abgelenkt. So streichen der Sattel von Montalbán und die Überschiebung von Utrillas zwischen Montalbán und Castel de Cabras etwa parallel. Wenig weiter östlich kommen sie schließlich doch zur Interferenz: die Achse von Utrillas streicht dann wieder ostnordöstlich weiter bis über Alcorisa hinaus. Der Montalbáner Sattel verläuft bis Ejulve mit SE-Streichen, von dort an biegt er ebenfalls in die NE-Richtung ein. Östlich Alcorisa schmiegen sich dann alle Sättel der Umrandung der Aragonischen Masse an.

Beachtlich ist auch das Abstoßen der einen Richtung an der anderen. So mündet bei Los Olmos der Sattel von Blesa—Oliete und weiter westlich der von Alcaine in die Achse von Alcorisa rechtwinklig ein. Südlich von Martín del Rio werden einige steile Kreidefalten der SE-Richtung von der Utrillas-Überschiebung glatt abgeschnitten. Bei Aliaga sind an der Kreuzungsstelle von Sätteln beider Richtungen domartige Aufwölbungen von Wealden und Urgon zustande gekommen.

Wir stehen in einem Gebiet, dessen Bau zunächst sehr verwickelt erscheint, sich aber bei näherer Betrachtung als paläogeographisch weitgehend vorgezeichnet erklärt.

Die Jahrgänge 1930 und 1931
der „Nachrichten“ Mathematisch-Physikalische Klasse
 enthalten folgende Aufsätze aus der Fachgruppe IV
(Geologie und Mineralogie):

Mügge, O. , Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung.	1 RM.
Gaertner, Hans Rudolf v. , Obersilurische Faunen aus den spanischen Pyrenäen.	1 RM.
Mügge, O. , Über die Lage des „rhombischen Schnittes“ im Anorthit und die Benutzung derartiger irrationaler Zusammensetzungsflächen von Kristallwillingen als geologische Thermometer.	1 RM.
Goldschmidt, V. M. , Elemente und Minerale pegmatitischer Gesteine.	1 RM.
Stille, Hans , Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands.	1 RM.
Goldschmidt, V. M. , Über das Vorkommen des Germaniums in Steinkohlen und Steinkohlen-Produkten.	1 RM.
Lotze, Franz , Nordöstlich gerichtete Strukturelemente im Bau der Westpyrenäen.	1 RM.
Lotze, Franz , Über einige Faltungsprobleme.	1 RM.
Richter, Gerhard , Ein Fiederflexurensystem am Rand eines spanischen Miozänbeckens.	1 RM.
Stille, H. , Die keltiberische Scheitelung.	—,50 RM.
Goldschmidt, V. M. , und Peters, Cl. , Zur Geochemie des Galliums.	1 RM.
Goldschmidt, V. M. , Zur Kristallchemie des Germaniums.	—,50 RM.
Lotze, Franz , Über Vergenzwechsel, mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen.	1 RM.
Stille, Hans , und Lotze, Franz , Zur Frage der Überschiebungserscheinungen im Leinetal.	1 RM.
Mügge, O. , Die Gleitfläche als Ursache gewisser Verzerrungen am Kalkspat.	—,50 RM.
Goldschmidt, V. M. , und Peters, Cl. , Zur Geochemie des Scandiums.	1 RM.

Auf diese Einzelpreise wird im Falle des Abonnements auf die ganze Fachgruppe ein Preisnachlaß von 40 % gewährt.

Die vorstehend verzeichneten Aufsätze der „Nachrichten“ 1930 und 1931 sind, zusammengefaßt zu Band I der Separata der Fachgruppe IV, zum Preise von 8,50 RM. erhältlich.

In den „Nachrichten“ Mathematisch-Physikalische Klasse
1932 sind aus der Fachgruppe IV bisher erschienen:

Teichmüller, R. , Über das Vorland des Apennin.	3 RM.
Goldschmidt, V. M. , und Hauptmann, H. , Isomorphie von Boraten und Karbonaten.	1 RM.
Lotze, F. , Über Beziehungen zwischen Faltung und Schieferung.	1 RM.
Noll, W. , Hydrothermale Synthese des Muscovits. Ein Beitrag zur Frage der Serizitbildung in Tonschiefern.	1 RM.
Schlüter, H. , Die Altersstellung des Hauptsalzlagers des Werragebietes.	—,50 RM.
Brinkmann, R. , Über fossile Inselberge.	—,50 RM.
Goldschmidt, V. M. , Friedrich Becke. (Geschäftliche Mitteilungen.)	—,50 RM.
Stille, H. , Zur Palaeogeographie des nordöstlichen Niedersachsens.	2 RM.
Goldschmidt, V. M. , und Peters, Cl. , Zur Geochemie des Berylliums.	1 RM.
Goldschmidt, V. M. , und Peters, Cl. , Zur Geochemie der Edelmetalle.	2 RM.
Goldschmidt, V. M. , und Peters, Cl. , Zur Geochemie des Bors. I.	—,50 RM.
Teichmüller, R. , Der Apenninlysch und seine Probleme.	2 RM.

Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete

Herausgegeben im Auftrage
der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen

von

HANS STILLE

- No. 1. Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge. Von H. STILLE. Gr.-8°. (IV und 62 S.) 1927. 5 RM.
- No. 2. Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. Von W. SCHRIEL. Mit 11 Tafeln und 29 Textfiguren. Gr.-8°. (IV und 79 S.) 1929. 12 RM.
- No. 3. Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Von F. LOTZE. Mit 17 Tafeln und 44 Textfiguren. Gr.-8°. (XIII und 320 S.) 1929. 30 RM.
- No. 4. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Von W. SCHRIEL. Mit 9 Tafeln und 27 Textfiguren. Gr.-8°. (VII und 105 S.) 1930. 12 RM.
- No. 5. Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten. Von C. HAHNE, G. RICHTER und E. SCHRÖDER. Mit 8 Tafeln und 56 Textabbildungen. Gr.-8°. (IV und 180 S.) 1930. 17 RM.
- No. 6. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Von R. BRINKMANN. Mit 7 Tafeln und 32 Textabbildungen Gr.-8°. (VII und 108 S.) 1931. 14 RM.
- No. 7. Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. Von R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 47 Textabbildungen. Gr.-8°. (VI und 128 S.) 1931. 12 RM.
- No. 8. Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Von H. SCHMIDT. Mit 2 Tafeln und 21 Abbildungen im Text. Gr.-8°. (IV und 85 S.) 1931. 8 RM.
- No. 9. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Von G. RICHTER und R. TEICHMÜLLER. Mit 3 Tafeln und 56 Abbildungen im Text. Gr. 8°. (VII und 120 S.) 1933.

In Vorbereitung ist

- No. 10. Der betische Außenrand Südostspaniens. Von R. BRINKMANN und H. GALLWITZ.

Weidmannsche Buchhandlung / Berlin SW 68