

Werk

Label: Periodical issue

Jahr: 1929

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_0014|log11

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, NEUE FOLGE BD. XIV, 2

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON
HANS STILLE

No. 3

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK
DES
KELTIBERISCHEN GRUNDGEBIRGES
(SPANIEN)

MIT 17 TAFELN UND 44 TEXTFIGUREN

VON
FRANZ LOTZE
IN GÖTTINGEN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1929

Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen

Mathematisch-physikalische Klasse / Neue Folge

- I. Bd. No. 1. **Koenen, A. v.**, *Ueber Fossilien der Unteren Kreide am Ufer des Mungo in Kamerun*. Mit 4 Tafeln. 4°. (48 S.) 1897. 6 RM. Nachtrag dazu. 4°. (S. 49-65 mit Tafeln V-VII.) 1898. 3,50 RM.
- I. Bd. No. 2. **Brendel, Martin**, *Theorie der kleinen Planeten*. Erster Teil. 4°. (171 S.) 1898. 19 RM.
- I. Bd. No. 3. **Schur, W.**, *Ableitung relativer Oerter des Mondes gegen die Sonne aus heliometrischen Messungen von Sehnentlängen ausgeführt auf der Sternwarte zu Göttingen während der partiellen Sonnenfinsternisse von 1890 Juni 16/17 (Beobachter: Schur, Ambronn u. Hayn) und von 1891 Juni 6 (Beobachter: Schur)*. Mit 3 Plänen der Sternwarte nebst Verzeichnis der grösseren Instrumente. 4°. (26 S.) 1898. 3,50 RM.
- I. Bd. No. 4. **Schur, W.**, *Vermessung der beiden Sternhaufen η und α Persei mit dem sechszölligen Heliometer der Sternwarte in Göttingen verbunden mit einer Uebersicht aller bis zum Jahre 1900 ausgeführten Instrumentaluntersuchungen*. Mit einer Sternkarte. 4°. (88 S.) 1900. 11 RM.
- II. Bd. No. 1. **Wiechert, E.**, *Theorie der automatischen Seismographen*. 4°. (128 S.) 1903. 9,50 RM.
- II. Bd. No. 2. **Kramer, Julius**, *Theorie der kleinen Planeten. Die Planeten vom Hekubatypus*. 4°. (153 S.) 1902. 18 RM.
- II. Bd. No. 3. **Furtwängler, Ph.**, *Ueber das Reciprocitätsgesetz der l -ten Potenzreste in algebraischen Zahlkörpern, wenn l eine ungerade Primzahl bedeutet*. 4°. (82 S.) 1902. 7 RM.
- II. Bd. No. 4. **Prasad, G.**, *Constitution of Matter and Analytical Theories of Heat*. 4°. (68 S.) 1903. 7 RM.
- III. Bd. No. 1. **Ehlers, E.**, *Neuseeländische Anneliden*. I. Mit 9 Tafeln. 4°. (79 S.) 1904. 12 RM.
- III. Bd. No. 2. **Koenen, A. v.**, *Ueber die Untere Kreide Helgolands und ihre Ammonitiden*. Mit 4 Tafeln. 4°. (63 S.) 1904. 5 RM.
- III. Bd. No. 3. **Schur u. Ambronn**, *Die Messungen des Sonnendurchmessers an dem Repsoldschen 6zöll. Heliometer der Sternwarte zu Göttingen*. 4°. (126 S. u. 2 Taf.) 1905. 14,50 RM.
- III. Bd. No. 4. **Brendel, M.**, *Theorie des Mondes*. 4°. (97 S.) 1905. 8,50 RM.
- III. Bd. No. 5. **Linke, F.**, *Luftelektrische Messungen bei 12 Ballonfahrten*. Mit 4 Tafeln. 4°. (30 S.) 1904. 7 RM.
- IV. Bd. No. 1. **Schwarzschild, K.**, *Untersuchungen zur geometrischen Optik*. I. Einleitung in die Fehlertheorie optischer Instrumente auf Grund des Eikonalbegriffs. Mit 6 Fig. 4°. (31 S.) 1905. 2,50 RM.
- IV. Bd. No. 2. **Schwarzschild, K.**, *Untersuchungen zur geometrischen Optik*. II. Theorie der Spiegelteleskope. 4°. (28 S.) 1905. 2,50 RM.
- IV. Bd. No. 3. **Schwarzschild, K.**, *Untersuchungen zur geometrischen Optik*. III. Ueber die astrophotographischen Objektive. Mit 10 Fig. 4°. (54 S.) 1905. 5 RM.
- IV. Bd. No. 4. **Verworn, M.**, *Die archaolithische Kultur in den Hipparionschichten von Aurillac (Cantal)*. Mit 5 Taf. 4°. (56 S.) 1905. 5,50 RM.
- IV. Bd. No. 5. **Meyermann, B.**, *Vermessung der Umgebung des Orionnebels*. 4°. (47 S.) 1906. 4 RM.
- V. Bd. No. 1. **Kohlschütter, E.**, *Ergebnisse der Ostafrikanischen Pendelexpedition v. J. 1899 u. 1900*. I. Mit 16 Taf. u. 8 Fig. i. Text. 4°. (VIII u. 229 S.) 1907. 31 RM.
- V. Bd. No. 2. **Schwarzschild, K.**, *Ueber die totale Sonnenfinsternis vom 30. August 1905*. Mit 5 Taf. 4°. (73 S.) 1907. 7 RM.
- V. Bd. No. 3. **Kramer, J.**, *Theorie der kleinen Planeten vom Hekubatypus*. 4°. (154 S.) 1907. 17 RM.
- V. Bd. No. 4. **Ehlers, E.**, *Neuseeländische Anneliden*. II. Mit 16 Fig. 4°. (31 S.) 1907. 2,50 RM.
- V. Bd. No. 5. **Gerdien, H.**, *Untersuchungen über die atmosphärischen radioaktiven Induktionen*. Mit 4 Tafeln. 4°. (74 S.) 1907. 8,50 RM.
- VI. Bd. No. 1. **Pütter, August**, *Studien zur vergleichenden Physiologie des Stoffwechsels*. 4°. (79 S.) 1908. 6 RM.
- VI. Bd. No. 2. **Holm, Ragnar**, *Experimentelle Untersuchungen über die geschichtete positive Glimmlichtsäule, insbesondere über das Schichtenpotential in H_2 , N_2 , He* . Mit 3 Tafeln und 6 Figuren im Text. 4°. (50 S.) 1908. 5 RM.

Fortsetzung auf der 3. Umschlagseite.

ABHANDLUNGEN
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN
MATHEMATISCH-PHYSIKALISCHE KLASSE, NEUE FOLGE BD. XIV, 2

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE
DER WESTLICHEN MEDITERRANGEBIETE

HERAUSGEGEBEN IM AUFTRAGE
DER GESELLSCHAFT DER WISSENSCHAFTEN ZU GÖTTINGEN

VON
HANS STILLE

No. 3

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK
DES
KELTIBERISCHEN GRUNDGEBIRGES
(SPANIEN)

MIT 17 TAFELN UND 44 TEXTFIGUREN

VON
FRANZ LOTZE
IN GÖTTINGEN



BERLIN
WEIDMANNSCHE BUCHHANDLUNG
1929

Vorgelegt in der Sitzung am 22. Februar 1929 von HANS STILLE.

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

Vorwort.

In der vorliegenden Arbeit sind die wissenschaftlichen Ergebnisse einer geologischen Forschungsreise nach Spanien niedergelegt, die ich auf Anregung von Herrn Prof. H. STILLE während der Monate Januar bis April 1928 unternahm. Ermöglicht wurde die Reise durch eine finanzielle Unterstützung von seiten der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, der ich mich darum zu größtem Dank verpflichtet fühle. Des weiteren gilt mein Dank Herrn Prof. H. STILLE sowohl für die Anregung zu den Untersuchungen als auch für die stete Förderung derselben.

Herzlichst danke ich auch allen, die mir meinen Aufenthalt in Spanien erleichtert haben, so den Herren BIELER und KINDER, den Leitern des Centro de estudios alemanes in Barcelona, und den vielen spanischen Freunden, die alle mit Namen zu nennen hier nicht möglich ist.

Ich gedenke auch der Hilfe des Herrn cand. geol. GERHARD RICHTER, der mich einige Wochen begleitete und sich bei der Aufsammlung der Fossilien im Östlichen Iberischen Gebirge betätigte. Er stellte mir auch für die der Abhandlung beigegebene Übersichtskarte die Ergebnisse seiner Untersuchungen der saxonischen Tektonik in den Gebieten nördlich des Jalón zur Verfügung und half mir bei der Ausführung der Textfiguren.

Herr und Frau Prof. RICHTER, Frankfurt, bearbeiteten die aufgesammelten Trilobiten und gestatteten mir in dankenswertester Weise die Benutzung ihrer Untersuchungsergebnisse. —

Es empfiehlt sich, beim Studium des Textes die der Arbeit beigefügte Übersichtskarte (Tafel I) möglichst weitgehend zu benutzen. Leider war es nicht tunlich, sämtliche im Text aufgeführte topographische Bezeichnungen in die Karte einzutragen, da sonst ihre Übersichtlichkeit zu sehr gelitten hätte. In den Text sind aber gelegentlich Skizzen in größerem Maßstabe aufgenommen, aus denen Einzelheiten zu ersehen sind. Um auch dann, wenn sich die im Text benutzten Bezeichnungen auf keiner der Skizzen finden, die Orientierung zu erleichtern, ist der Arbeit

ein geographisches Namenverzeichnis beigegeben, aus dem die ungefähre Lage der Lokalitäten zu entnehmen ist und in welchem sich auch Hinweise auf die spanischen Kartenwerke finden, die näheren Aufschluß geben können. In Betracht kommen hier

1. der Mapa militar itinerario de España 1 : 200000 mit den Blättern 35, 36, 37, 46, 47 und
2. der viel bessere, leider aber nicht vollständig vorliegende Mapa nacional 1 : 50000 mit Höhenschichten, von dem die folgenden Blätter das Untersuchungsgebiet betreffen:

409 Calatayud	438 Paniza	489 Molina
410 La Almunia de Doña Godina	460 Hiendelaencina	514 Taravilla
	461 Sigüenza	567 Teruel
433 Atienza	462 Maranchón	590 La Puebla de Valverde.
434 Barahona	463 Milmarcos	
436 Alhama de Aragón	464 Used	
437 Ateca	488 Ablanque	

Die bei der Arbeit benutzte Literatur ist am Ende der Abhandlung zusammengestellt. Im Text verweisen auf sie die Jahreszahlen hinter den Autornamen. —

Unter den von mir gesammelten Fossilien befinden sich verschiedene Novitäten. So konnten von Herrn und Frau Professor RICHTER-Frankfurt mehrere neue kambrische Trilobitenarten festgestellt werden, deren Beschreibung später erfolgen wird. Über einige silurische und devonische Fossilien gedenke ich selbst an anderer Stelle zu berichten.

Göttingen, im Dezember 1928.

Der Verfasser.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1
Morphologisch-geologische Übersicht	5
I. Hauptteil: Stratigraphie	10
I. Das sog. Präkambrium	10
II. Das Paläozoikum	17
1. Das Kambrium	17
Historische Daten	17
Vorbemerkungen	18
A. Die Schichtfolge des Jalóntales	20
a) Das Untere Unterkambrium	21
1. Der Bámbolaquarzit	21
2. Die Embider Schichten	22
b) Das Obere Unterkambrium	24
3. Die Bunten Jalónschichten	24
4. Die Ribotadolomite	25
5. Die Huérmedaschiefer	28
6. Quarzite und Grauwacken	28
B. Die Schichtfolge der Westlichen Iberischen Ketten	29
a) Das Unterkambrium	30
1. Dolomite und dolomitische Kalke	30
2. Tonige Mergel	31
3. Der Darocaquarzit	32
b) Das Mittelkambrium	32
4. Die Mureromergel	32
5. Die Villafelicheschichten	34
c) Das Oberkambrium	36
6. Die Jilocaschichten	36
α) Die Unteren Jilocaschichten	36
β) Die Oberen Jilocaschichten	37
7. Die Atecaschichten	38
α) Die Unteren Atecaschichten	38
α_1) Die Basalbildungen der Atecaschichten	39
α_2) Untere Schiefer	40
α_3) Sandsteine und Quarzite	41
α_4) Die oberen Schiefer	41
β) Die Mittleren Atecaschichten	41
γ) Die Oberen Atecaschichten	42
γ_1) Der untere sandige Horizont	42
γ_2) Der Horizont der vorwiegend milden Schiefer	42

	Seite
C. Die Beziehungen der Schichten des Jalónprofiles zu denen der Westlichen Iberischen Ketten. Ableitung des Normalprofils des keltiberischen Kambriums	43
1. Petrographische Analogien	44
a) Die Hérmedaschiefer	44
b) Die Dolomite	45
2. Paläontologische Argumente	45
D. Weitere Vorkommen von Kambrium in den Keltiberischen Ketten	46
1. Das Mittelkambrium und untere Oberkambrium von Badules	47
2. Atecaschichten westlich von Paniza in den Östlichen Iberischen Ketten	49
3. Das Kambrium von Ateca	50
4. Das Kambrium der Umgebungen von Jarque und Borobia in den Östlichen Iberischen Ketten	55
E. Die Faziesverhältnisse im Kambrium des Keltiberischen Gebirges	57
1. Die Konstanz der Fazies	57
2. Die Unterschiede in der Fazies	60
F. Zusammenfassung. Allgemeinere stratigraphische Beziehungen des keltiberischen Kambriums zu dem übrigen spanischen Kambrium	64
2. Das Silur	70
Historische Daten	70
Vorbemerkungen	71
A. Das Silur der Iberischen Ketten	73
Vorbemerkungen: Diskussion der Silurgliederung von DEREIMS	73
I. Das Untersilur	78
a) Tremadocium	78
b) Skiddawium (Arenig)	79
1. Basalbildungen des Silurs	79
2. Armorikanischer Quarzit	80
c) Llandeiliium	81
3. <i>Tristani</i> -Schichten	81
d) Caradocium	82
4. Grauwacken und Sandsteine	82
e) Ashgillium	83
5. Cystoideenkalk	83
6. Tonschiefer	84
II. Das Obersilur	84
a) Unteres Llandovery	84
7. Grauwacken	84
8. Weiße Quarzite	84
b) Oberes Llandovery, Tarannon, Wenlock, Ludlow	85
9. Graptolithenschiefer	85
c) Downton	86
B. Das Silur der Hesperischen Ketten	87
1. Das Silur der nordwestlichen Hesperischen Ketten (Gebiet von Molina de Aragón)	87
2. Das Silur der südöstlichen Hesperischen Ketten (Gebiet von Albarracín)	90

Inhalt.		vii
		Seite
	C. Das Silur des östlichen Guadarramagebirges	94
	D. Zusammenfassung und vergleichende Übersicht	96
3.	Das Devon	100
	Historische Daten	100
	Vorbemerkungen	101
	A. Das Devon der Östlichen Iberischen Ketten (Gebiet von Noguerras)	102
	B. Das Devon des östlichen Guadarramagebirges (Gebiet von Atienza)	107
	1. Beschreibung der Schichtfolge	107
	2. Deutung der Lagerungsverhältnisse. Aufstellung des stratigraphischen Normalprofils	115
	C. Vergleich des Noguerras-Devons mit dem von Atienza	117
	D. Die Beziehungen der betrachteten Devonvorkommen zum Devon des übrigen Spanien	118
4.	Das Karbon	119
	Historische Daten	119
	Das Karbon der Hesperischen Ketten	119
5.	Paläozoikum zweifelhaften Alters	121
III.	Das Meso- und Känozoikum	123
	1. Die Trias	123
	2. Der Jura	126
	3. Die Kreide	127
	4. Das Tertiär	127
	Das Alttertiär	127
	Das Jungtertiär	128
II.	Hauptteil: Tektonische Geschichte	137
	A. Überblick über die Faltungsphasen Keltiberiens	137
	I. Prävariscische Orogenesen	137
	1. Andeutungen orogener Ereignisse während des Kambriums	137
	2. Die Kambrium-Silur-Grenze	141
	3. Zur Frage der kaledonischen Bewegungen	144
	II. Variscische Faltungen	145
	1. Sudetisch-asturische Hauptfaltung	145
	2. Prätriadische Nachfaltung	147
	III. Postvariscische Faltungen	148
	1. Kimmerische Gebirgsbildung	148
	2. Alttertiäre Bewegungen	149
	3. Bewegungen zwischen „Alttertiär“ und „Miozän“	151
	4. Postpontische Bewegungen	152
	IV. Zusammenfassung	155
	B. Epirogene Geschichte Keltiberiens	159
	Vorbemerkungen	159
	1. Die paläozoischen Meeresbewegungen	161
	2. Überblick über die epirogene Geschichte des Meso- und Känozoikums	165
III.	Hauptteil: Tektonischer Bau	169
	Vorbemerkungen	169
	A. Einzelabschnitte des variscischen Gebirges	170
	I. Das Iberische Gebirge östlich der Linie Ciria-Ateca-Monreal	170
	a) Tektonische Analyse (Einzelbilder).	170

	Seite
1. Die geneigte Schichtplatte der Westlichen Iberischen Ketten (westlich der Jiloca)	170
2. Die Schuppenstruktur des Jalóntales	172
3. Der Deckenbau zwischen Daroca und Sn. Martín	177
α. Der Bau des Gebietes um Sn. Martín	179
β. Der Bau des Gebietes um Daroca	188
4. Der Deckenbau im Gebiet von Morés	193
5. Der Deckenbau bei Badules	201
6. Der Bau des Gebietes von Jarque	203
7. Der Bau des Gebietes zwischen Fombuena und Nogueras	206
8. Schematischer Bau des Gebietes zwischen Villarreal und Paniza	208
9. Der Bau des Jalóntales zwischen Morés und Morata	209
b) Tektonische Synthese	210
Vorbemerkungen	210
1. Schematisches Querprofil längs des Breitenkreises von Daroca	210
2. Das regionale Bild	215
a) Die Herrereinheit	215
b) Die Badulesdecke	218
c) Die Bámboladecke	220
d) Die Darocadecke	224
3. Die Gesetzmäßigkeiten des tektonischen Bauplans	225
a) Das keltiberische Grundgebirge als Deckengebirge	225
b) Gesetzmäßige regionale Unterschiede im Gebirgsbau	228
II. Der westliche Teil der Atecaberge und das Hesperische Gebirge	231
a) Tektonische Analyse (Einzelbilder)	232
1. Der Bau des Montes de Ateca, insbesondere längs des Jalóntales	232
2. Der Bau der Sierra de Aragoncillo nördlich von Molina de Aragón und der Torremochazone	233
3. Der Bau der Sierra Menera	236
4. Der Bau der paläozoischen Gebiete um Albarracín	237
a) Der Bau der Sierra del Tremedal nordwestlich von Albarracín	237
b) Der Bau der Gea Carbonera südlich von Albarracín	237
b) Tektonische Synthese	238
III. Der Bau des östlichen Guadarramagebirges	239
IV. Der Bau der paläozoischen Gebiete im Küstengebirge der Provinz Castellón de la Plana	243
B. Die variscischen Gebirgszusammenhänge	246
I. Leitlinien des variscischen Gebirges	246
II. Richtungen der tektonischen Bewegungen	249
1. Kriterien für die Bestimmung der Richtung tektonischer Be- wegungen	249
2. Bestimmung der Bewegungsrichtungen im paläozoischen Ge- birge Keltiberiens	252
III. Die Scheitelung	254
1. Die Zone Ateca-Albarracín als Scheitelungszone	254
2. Besonderheiten der keltiberischen Scheitelung	256

Inhalt.	IX
	Seite
IV. Zusammenfassendes Bild vom Bau des paläozoischen Gebirges Keltiberiens	257
V. Die Stellung des variscischen Gebirges Keltiberiens innerhalb des Gesamtrogens der spanischen Varisciden	259
C. Vergleichende Betrachtung der saxonischen Tektonik	266
I. Einzelbilder der saxonischen Tektonik	267
a) Saxonische Gräben	267
1. Der Triasgraben von Morés	267
2. Die schmale Grabenzone westlich von Murero	275
3. Der Triasgraben östlich von Nuévalos	277
4. Vergleichende Betrachtungen über den Bautyp saxonischer Gräben Keltiberiens	278
b) Die Flexurtektonik am Westrand der Westlichen Iberischen Ketten	279
II. Vergleich alpidischer und variscischer Tektonik Keltiberiens. Allgemeines	282
III. Beispiele von Beeinflussung des alten Gebirgsbaues durch die alpidische Tektonik	288
IV. Elimination junger tektonischer Einflüsse auf alte Bauformen	290
Zusammenfassung	293
I. Stratigraphie	293
II. Orogene und epirogene Geschichte	296
III. Tektonik	297
Anhang	299
1. Literaturverzeichnis	299
2. Verzeichnis der geographischen Namen	307
Erläuterungen zur Übersichtskarte des Paläozoikums der Keltiberischen Ketten	317
Tafel I: Übersichtskarte des Paläozoikums der Keltiberischen Ketten	
Tafeln II—XVII mit Erläuterungen	

Verzeichnis der Textfiguren.

		Seite
Abb. 1.	Übersichtsskizze Keltiberiens und der Nachbargebiete	6
„ 2.	Die Mächtigkeitsverhältnisse der Huérmedaschiefer im Iberischen Gebirge	61
„ 3.	Die Mächtigkeitsverhältnisse des Darocaquarzits im Iberischen Gebirge	62
„ 4.	Graphische Darstellung der Zusammensetzung der Unterdevonfauna von Nogueras	106
„ 5.	Graphische Darstellung der Faziesentwicklung im Jungtertiär des Beckens von Calatayud	132
„ 6.	Kartenskizze der oberkambrischen Diskordanz westlich von Valconchán bei Daroca	138
„ 7.	Schematische Kartenskizze des Gebietes um Santed westlich von Daroca zur Erläuterung der Lagerungsverhältnisse im kambrisch-silurischen Grenzbereich. Maßstab 1:75 000	142
„ 8.	Zwei schematische Profile aus dem Gebiet von Santed zur Erläuterung der Verhältnisse an der Kambrium-Silur-Grenze. Maßstab 1:50 000	143
„ 9.	Geologische Übersichtskarte der Sierra de Aragoncillo nordwestlich von Molina de Aragón. Maßstab ca. 1:200 000	146
„ 10.	Graphische Übersicht über die Verteilung und relative Stärke der Orogenesen Keltiberiens	158
„ 11.	Graphisches Bild der epirogenen Bewegungen Keltiberiens während des Paläozoikums, vergleichend zusammengestellt mit STILLE's Kanon der paläozoischen Meeresschwankungen	162
„ 12.	Schematisches Bild des Sedimentationsverlaufs in Keltiberien während des Meso- und Känozoikums	166
„ 13.	Profil durch die Westlichen Iberischen Ketten längs der Linie Santed-Daroca. Maßstab 1:100 000	171
„ 14.	Kartenskizze der kambrischen Gebiete beiderseits des Jalón zwischen Huérmeda und Paracuellos im Östlichen Iberischen Gebirge. Maßstab ca. 1:70 000	174
„ 15.	Profile durch die Östlichen Iberischen Ketten zwischen Huérmeda und Paracuellos. Maßstab 1:100 000	175
„ 16.	Geologische Karte des Deckensattels von Sn. Martín. Maßstab ca. 1:19 000	180
„ 17.	Profile durch den Deckensattel von Sn. Martín. Maßstab 1:25 000	182
„ 18a.	Schematisches Profil durch den Deckensattel von Sn. Martín . . .	184
„ 18b.	Wellige Grenzfläche und Wirbelbildung nach schematischer Darstellung von L. PRANDTL	184

Verzeichnis der Textfiguren.

	XI Seite
Abb. 19. Profile durch die Spezialdeckenschuppe von Sn. Martín zur Erläuterung des Mechanismus der Deckenbildung. Maßstab ca. 1:8000	187
„ 20. Schematische Skizze des Deckengebietes zwischen Daroca und Sn. Martín. Maßstab 1:75 000	189
„ 21. Kartenskizze aus dem Gebiet des Deckensattels von Daroca. Maßstab 1:5000	190
„ 22. Profil durch den Deckensattel von Daroca. Maßstab 1:5000	191
„ 23. Kartenskizze des Deckengebietes von Morés. Maßstab 1:100 000	196
„ 24. Profile durch das Deckengebiet von Morés. Maßstab 1:50 000	197
„ 25. Skizze und Profil vom Ostrand der Badulesdecke (schematisch). Maßstab ca. 1:5000	203
„ 26. Schematische Skizze der Umgebung von Jarque. Maßstab 1:75 000	204
„ 27. Profil durch das Östliche Iberische Gebirge längs der Linie Badules-Sierra Herrera. Maßstab 1:100 000	207
„ 28. Schematisches Profil durch das Östliche Iberische Gebirge nördlich der Straße Daroca-Zaragoza	208
„ 29. Schematisches Querprofil durch die Iberischen Ketten längs des Breitenkreises von Daroca. Maßstab ca. 1:300 000	211
„ 30. Schematische Darstellung des tektonischen Bauplanes des Grundgebirges der Iberischen Ketten nach DEREIMS (1893)	214
„ 31. Schematische Profile durch den nördlichen und mittleren Teil der Bámboledecke	222
„ 32. Schematisches Profil durch die Sierra de Aragoncillo. Maßstab ca. 1:100 000	235
„ 33. Querprofil durch die Sierra Menera. Maßstab 1:50 000	236
„ 34. Profil durch das Ostende des Guadarramagebirges. Maßstab ca. 1:75 000	241
„ 35. Die Streichrichtungen im östlichen Guadarramagebirge. Maßstab 1:200 000	242
„ 36. „Richtungslinien“ und „tektonische Vektoren“ im keltiberischen Grundgebirge. Maßstab 1:2 200 000	248
„ 37. Die tektonische Gliederung des keltiberischen Grundgebirges. Maßstab ca. 1:2 350 000	258
„ 38. Versuch einer Darstellung des tektonischen Großbaus der spanischen Varisciden. Maßstab ca. 1:10 000 000	264
„ 39. Schematische Skizze des Triasgrabens von Morés. Maßstab 1:100 000	268
„ 40. Profilvereihe aus dem Triasgraben von Morés. Maßstab ca. 1:30 000	270/1
„ 41. Schematische Profile durch den Triasgraben von Morés. Maßstab ca. 1:40 000	274
„ 42. Drei Profile durch den Triasgraben von Murero. Maßstab ca. 1:1300	275
„ 43. Profil durch den Triasgraben östlich von Nuévalos. Maßstab ca. 1:8000	277
„ 44. Profile durch die Flexurzone am Westrand der Westlichen Iberischen Ketten. Maßstab ca. 1:50 000	279

Verzeichnis der Tafelfiguren.

- Tafel I: Übersichtskarte des Paläozoikums der Keltiberischen Ketten. Maßstab 1 : 600 000.
- Tafel II: Zur Deckentektonik bei Sn. Martín.
Abb. 45. Westflanke des Deckensattels von Sn. Martín.
Abb. 46. Inneres des Deckensattels von Sn. Martín.
- Tafel III: Zur Deckentektonik bei Sn. Martín.
Abb. 47. Klippe von Ribotadolomit im Deckensattel von Sn. Martín.
Abb. 48. Teilansicht der Deckenüberschiebung an der Basis der Ribotadolomitklippe.
- Tafel IV: Zur Deckentektonik bei Sn. Martín.
Abb. 49. Mylonitisierter Ribotadolomit auf der Westflanke des Deckensattels von Sn. Martín.
Abb. 50. Mylonitlager unter der Ribotadolomit-Decke auf der Ostflanke des Deckensattels von Sn. Martín.
- Tafel V: Zur Deckentektonik bei Sn. Martín.
Abb. 51. Ostseite des Deckensattels von Sn. Martín.
Abb. 52. Spezialschuppung in der Ribotadolomit-Decke bei Sn. Martín.
- Tafel VI: Zur Deckentektonik bei Daroca.
Abb. 53. Eintauchender Ribotadolomit auf dem Ostflügel des Deckensattels von Daroca.
Abb. 54. Mit Harnisch bekleidete Basisfläche des überschobenen Ribotadolomits bei Daroca.
- Tafel VII:
Abb. 55. Pseudüberschiebung von Ribotadolomit auf Tertiär bei Daroca.
Abb. 56. Zur Schuppungstektonik der Östlichen Iberischen Ketten: Blick in das Jalóntal nordwestlich von Huérmeda.
- Tafel VIII:
Abb. 57. Zur Tektonik des östlichen Guadarramagebirges: Schieferung und Quarzgänge im Cañamarestal bei Atienza.
Abb. 58. Wulstige Oberfläche einer Quarzitplatte aus den Jilocaschichten.
- Tafel IX: Zur Kleintektonik des keltiberischen Grundgebirges.
Abb. 59. Kluftsysteme in kambrischen Quarziten westlich von Ateca.
Abb. 60. Disharmonische Fältelung in kambrischen Quarziten bei Huérmeda.
- Tafel X: Zur saxonischen Tektonik Keltiberiens.
Abb. 61. Abtauchendes Muschelkalkgewölbe im Triasgraben bei Morés.
Abb. 62. Flache Zerrungsklüfte in einer Kalkbank im Triasgraben von Murero.

- Tafel XI: Zur saxonischen Tektonik Keltiberiens.
 Abb. 63. Ansicht der Westrandflexur der Westlichen Iberischen Ketten nördlich des Jalón.
 Abb. 64. Westflanke des Sattels von Higueras im Küstengebirge von Castellón de la Plana.
- Tafel XII: Zur postpontischen Tektonik des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel.
 Abb. 65. Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Schichten bei Teruel.
 Abb. 66. Postpontische Verwerfung im Jungtertiär bei Teruel.
- Tafel XIII:
 Abb. 67. Zur Tektonik des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel: Postpontische Aufsattelung im Tertiär von Teruel.
 Abb. 68. Zur Morphologie des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel: Typische Erosionsform tertiärer Schichten bei Teruel.
- Tafel XIV: Zur Morphologie des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel.
 Abb. 69. Erosionsformen bei Teruel.
 Abb. 70. Typische Landschaftsentwicklung im Tertiär am Westrand des Beckens von Calatayud.
- Tafel XV: Zur Morphologie des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel.
 Abb. 71 } Erosionsformen in Tertiärsanden am Ostrand des Beckens von
 und }
 Abb. 72. } Calatayud bei Villarroya.
- Tafel XVI: Zu den Faziesverhältnissen des Miozäns im Becken von Calatayud.
 Abb. 73. Auflager des Tertiärs in Randfazies auf Paläozoikum am Ostrand des Beckens von Calatayud.
 Abb. 74. Anlager horizontal geschichteten Tertiärs in Randfazies an geneigter prätertiärer Landoberfläche am Ostrand des Beckens von Calatayud.
- Tafel XVII: Mikrophotographien von Dünnschliffen.
 Abb. 75. Grobkörniger Gneis von La Bodega (3. Grad der Metamorphose).
 Abb. 76. Feinkörniger Gneis von La Bodega (2. Grad der Metamorphose).
 Abb. 77. Glimmerschiefer von La Bodega (1. Grad der Metamorphose).
 Abb. 78. Quarzitschiefer von der Basis der Bámboladecke bei Morés.
 Abb. 79. Serizitschiefer von der Basis der Bámboladecke bei Morés.
 Abb. 80. Biotitreicher Huérmedaschiefer aus der Gegend von Sn. Martín.



Einleitung.

Bedeutende Teile der Iberischen Halbinsel werden von altgefaltetem Grundgebirge eingenommen. So stellt das Zentralmassiv der Meseta, das von Galizien und Asturien im Nordwestwinkel Spaniens bis hinab zum Abbruch des Guadalquivir im Süden und bis zu den Keltiberischen Gebirgen im Osten reicht, einen großen, jedoch zum Teil von kontinentalem Tertiärschutt oder von transgredierender Kreide bedeckten Grundgebirgsblock dar. Aber auch außerhalb dieser geschlossenen Einheit treten als Kerne von Sätteln, die sich bei jüngeren tektonischen Bewegungen in der östlichen und südlichen Umrandung der Meseta oder auch in größerem Abstand von ihr ausgebildet, Stücke des alten Gebirges zutage.

Die Analyse der tektonischen Struktur dieser mächtigen Grundgebirgsmasse steht noch in den Anfängen. Erst im hohen Norden, in Galizien und Asturien, sind durch BARROIS' (1882) Untersuchungen erste tiefere Einblicke in den alten Bau getan. Von dem übrigen gewaltigen Rumpf fehlen großzügige Untersuchungen, es liegen allein lokalbegrenzte, zumeist stratigraphische Studien vor.

So ist die Forschung noch nicht so weit vorgeschritten, um die Beziehungen der einzelnen Grundgebirgsstücke zueinander und die daraus ableitbaren großen Gebirgszusammenhänge, das Strukturbild der spanischen Varisciden, und schließlich deren Stellung im europäischen Gesamtrogen eindeutig und sicher erkennen zu lassen. Hieraus erklärt es sich, daß über diese Fragen so grundverschiedene Vorstellungen vertreten werden konnten, wie sie der SUESS'sche (1888)¹⁾ und der STAUB'sche (1926) Versuch einer Synthese des Gebirgsbaues darstellen.

So will SUESS in den Erscheinungen des asturisch-galizischen Winkels eine mächtige Beugung der Varisciden sehen, die, aus Cornwall und der Bretagne herüberkommend, hier gegen Südost abschwanken, um die Iberische Halbinsel in diagonalen Richtung

1) Das Antlitz der Erde, Band II, S. 149.

1 a) Die eingeklammerten Seitenzahlen beziehen sich auf die Gesamtheit der „Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete“.

von Nordwest gegen Südost zu durchziehen und sich dann weiter auf afrikanischem Boden in der Marokkanischen Meseta fortzusetzen.

Nach STAUB dagegen soll das Gebirge in Form einer mächtigen Kettenschleife die Gneise Nordwest- und Zentralspaniens, die nach seiner Meinung einen „archaischen Block“ darstellen, in großer Windung umfließen, indem es von Asturien zum Ostende des Guadarramagebirges zöge, um hier gegen Südwest, weiter in den Toledobergen gegen West und Nordwest zu schwenken und schließlich in Portugal in den Ozean hinauszuziehen²⁾.

So herrschen sogar in Fragen von grundsätzlicher Bedeutung weitgehende Meinungsverschiedenheiten. Aber selbst wenn man STAUB's Synthese und die hierdurch geschaffene Problemstellung außer Betracht läßt, bleiben auch im Rahmen der SUESS'schen Vorstellungen noch wichtige Fragen zu lösen. Diese betreffen vor allem zwei Probleme, nämlich einmal die Gegensätzlichkeit zwischen den Faltungsrichtungen im asturischen Gebiet (hier herrscht nach SUESS Bewegung gegen Osten) und den in der südwestlichen Meseta (hier herrscht Bewegung gegen Südwesten); und zum anderen die Bedeutung der asturischen Gebirgsbeugung für das europäische Gesamtorogen.

Jene von SUESS bereits erkannte Gegensätzlichkeit der Faltungsrichtungen ist lange zu wenig beachtet worden. STILLE³⁾ erblickte in ihr einen Sonderfall des allgemeineren Gegensatzes zwischen den Rheniden als dem Nordstamme des europäischen variscischen Orogens und den Gondwaniden als dem Südstamme desselben.

Gemäß dieser Auffassung war auf spanischem Boden die Scheitelung zwischen den beiden großen Stämmen des „rhenogondwanidischen“ Orogens zu suchen. Auch stand zu hoffen, daß durch Verfolgung der Leitlinien der alten iberischen Gebirge sich allgemeinere Folgerungen über den Bau des europäischen variscischen Orogens ergeben würden.

Daß zu Studien in diesen Richtungen gerade das Keltiberische Gebirge gewählt wurde, hat mehrfachen Grund. Einmal hatte durch SCHRIEL's Untersuchungen in Katalonien der Ostteil der spanischen Varisciden wesentlich an Interesse gewonnen, und

2) Diese hier nur kurz skizzierten Vorstellungen werden eingehender im 3. Hauptteil, Abschnitt B V erläutert werden.

3) STILLE zeichnet auf seinen geotektonischen Karten die Richtungen der Faltungsbewegung mit Pfeilen ein und deutet so die Zugehörigkeit der Südwestfalten der Meseta zum Gondwanidensystem an (Vortrag auf dem Internat. Geologenkongreß Madrid 1926).

es erschien reizvoll zu prüfen, wie sich in das dort gewonnene Bild die Nachbargebiete einpaßten. Des weiteren zeigte es sich bei den informatorischen Begehungen schon bald, daß die oben angedeuteten Probleme, so auch das Scheitelungsproblem, gerade in den Keltiberischen Ketten besondere Förderung erfahren konnten.

Hinzu kommen noch manche andere Umstände. So erscheinen in Keltiberien, wo das Paläozoikum in zum Teil schmalen saxonischen Aufwölbungen auftritt, zwei verschiedene Faltungsformen, die alpinotype variscische und die germanotype alpidische, unmittelbar nebeneinander gebracht und lassen sich daher gut miteinander vergleichen. Auch waren durch die vorangegangenen Untersuchungen von TRICALINOS (1928) bereits Kenntnisse von der jüngeren Tektonik Keltiberiens vermittelt, und es erschien aussichtsvoll, das Verständnis des Mechanismus dieser späteren Bodenbewegungen durch eine Erforschung der alten Grundgebirgsstruktur zu fördern, wie man auch in Mitteleuropa zu tun sich bemüht.

Außerdem ergaben sich von vornherein bedeutsame stratigraphische Probleme, deren Lösung notwendige Voraussetzung für die Beurteilung der tektonischen Fragen war; denn das Vorhandensein von Kambrium, Silur, Devon und Karbon war zwar bereits erwiesen, aber eine eingehendere Untersuchung dieser Formationen war noch nicht durchgeführt.

Die Geschichte der Erforschung des keltiberischen Paläozoikums ist mit wenigen Worten zu schreiben. Erst kurz vor der Mitte des vorigen Jahrhunderts begann in Spanien das Interesse an der Geologie zu erwachen. Als Folge davon und als Frucht der ersten Untersuchungen erschien in den fünfziger Jahren ein von JOAQUIN EZQUERRA DEL BAYO (1850—56) verfaßter „Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España“, ein erster Versuch, ein zusammenfassendes Bild vom geologischen Bau Spaniens zu geben. Hierin findet das Paläozoikum Keltiberiens noch keine Erwähnung, und auf EZQUERRA'S schon zur Zeit ihres Erscheinens veralteter⁴⁾ Karte der Verbreitung des Paläozoikums aus dem Jahre 1855⁵⁾ ist noch keines der paläozoischen Vorkommen verzeichnet, welche die der vorliegenden Arbeit beigegebene Übersichtskarte enthält.

Die ersten Kenntnisse des alten Gebirges wurden durch die Forschungsreisen von Ausländern vermittelt. So entdeckte MORITZ

4) Vgl. unten Anm. 6.

5) Beilage zu Sección IV von EZQUERRA'S „Ensayo“. Memorias de la Real Academia de Ciencias de Madrid 1856.

WILLKOMM um die Mitte des vorigen Jahrhunderts bei einer Durchquerung des Keltiberischen Gebirges von Zaragoza aus über Daroca nach Molina das Paläozoikum der Iberischen Ketten und erkannte auch schon, daß die letzteren zwei selbständige, durch eine Tertiärmulde getrennte Gebirgsäste darstellen⁶⁾. Andererseits aber hielt er die — später als Buntsandstein aufgefaßten — „unverkennbaren Grauwackenschiefer“, die nach ihm den Moncayo aufbauen, für silurisch und verband außerdem — hergebrachten Vorstellungen und Notizen EZQUERRA DEL BAYO's in den *Anales de Minas* folgend — das Ostende des Guadarramagebirges mit dem Moncayo zu einem einheitlichen Devonzuge (wobei der Buntsandstein mit dem devonischen Old-Red-Sandstone Englands verwechselt wurde)⁷⁾.

Kurz darauf brachten die Forschungsreisen DE VERNEUIL's und seiner Begleiter sicherere Kunde über das Paläozoikum Keltiberiens und ergaben vor allem auch die ersten Versteinerungen. So wurden 1852 von DE VERNEUIL und COLLOMB unter- und obersilurische Fossilien in den Hesperischen Ketten gefunden⁸⁾, 1853 von DE VERNEUIL und LORIÈRE devonische am Ostende des Guadarramagebirges; 1862 wurde von DE VERNEUIL und LARTET der reiche und später sehr bekannt gewordene Fundpunkt mittelkambrischer Trilobiten bei Murero entdeckt und die erste Devonfauna aus den Östlichen Iberischen Ketten heimgebracht.

Diesen ersten Entdeckungsreisen folgten später von Seiten der Spanier Untersuchungen, die einer systematischen Durchforschung des Landes und der Aufnahme einer geologischen Karte dienen sollten. Hierdurch wurden die Ergebnisse der ersten Reisen vervollständigt; so verdanken wir DONAYRE und PALACIOS weitere Angaben über das Kambrium und Silur der Iberischen Ketten; auch wurden in dem auf diesen Untersuchungen basierenden *Mapa geológico de España* die Umgrenzungen der paläozoischen Vorkommen — wenn auch erst in sehr grober Form und oft unter Verkennung der stratigraphischen Position der verzeichneten Einheiten — zur Darstellung gebracht.

Nach Abschluß dieser Untersuchungen der spanischen Geologen begann 1889 der Franzose DEREIMS mit stratigraphischen For-

6) So bedeutet seine als Anlage zu seinem Buch „Die Strand- und Steppengebiete der Iberischen Halbinsel“ 1852 erschienene Karte in diesem wie auch in manchen anderen Punkten einen Fortschritt gegenüber EZQUERRA's geognostischer Übersichtskarte von Spanien.

7) Dieser Irrtum wurde 1856 von EZQUERRA DEL BAYO berichtigt, von dem dann der rote Sandstein des Moncayo als Buntsandstein aufgefaßt wurde.

8) Hier hatte schon 100 Jahre vorher TORRUBIA Silurfossilien entdeckt; dies war jedoch nicht allgemeiner bekannt geworden.

schungen im südlichen Aragonien. Seine Arbeiten brachten zweifellos eine beträchtliche Vermehrung unserer Kenntnisse; denn es wurden eine größere Zahl stratigraphischer Einzelheiten und örtlicher Profile mitgeteilt. Eine umfassendere Gliederung der paläozoischen Formationen wurde aber nicht unternommen, und außerdem sind die mitgeteilten Beobachtungen zum Teil fehlerhaft.

Die noch späteren Untersuchungen von WURM (1911), TRICALINOS (1926), JOLY (1927) u. a. in Aragonien betrafen vor allem das Mesozoikum und die junge Tektonik. Ihre nur knappen Notizen vom alten Gebirge bedeuten keine wesentliche Bereicherung der seit DEREIMS bestehenden Kenntnisse.

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen über das Grundgebirge Keltiberiens sind in der vorliegenden Schrift niedergelegt. Der Stoff ist dabei in drei Hauptabschnitte gegliedert, von denen der erste eine Beschreibung der Schichtfolge gibt, also des Baumaterials, dessen Kenntnis zur Ergründung von Bauanlage und Baustil nötig ist. Im zweiten Abschnitt ist die Baugeschichte zur Darstellung gebracht, also die Reihenfolge der großen epirogenen Bodenbewegungen und der Gebirgsbildungsphasen, während im dritten Hauptabschnitt der tektonische Bau selbst behandelt ist. Hierin sind zunächst die Einzelstücke des alten Gebirges analysiert, und dann ist eine Synthese des alten Gebirges aus seinen Resten heraus versucht worden, und zwar zunächst jenes Teiles des großen alten Gebirges, zu dem die betrachteten Einzelstücke gehören und dessen übriger Rumpf unter den jüngeren Ablagerungen Keltiberiens begraben liegt. Fußend hierauf wird zum Schluß untersucht, wie sich das keltiberische Stück in das gesamte Variscikum Spaniens und damit in das Gefüge des ganzen alten Gebirgssystems einpaßt.

Morphologisch-geologische Übersicht.

Ein Blick auf eine geologische Übersichtskarte Spaniens⁹⁾ läßt in der Nordosthälfte der Iberischen Halbinsel drei große Tertiärbecken erkennen, nämlich das Ebro-, das Duero- oder Altkastilische

9) z. B. Mapa geológico de España 1 : 1 500 000. Madrid 1919.

und das Tajo- oder Neukastilische Becken (vgl. Abb. 1). Das erste ist von den beiden letzten durch ein breites Gebirgssystem getrennt, das sich in nordwest-südöstlicher Richtung von der Gegend

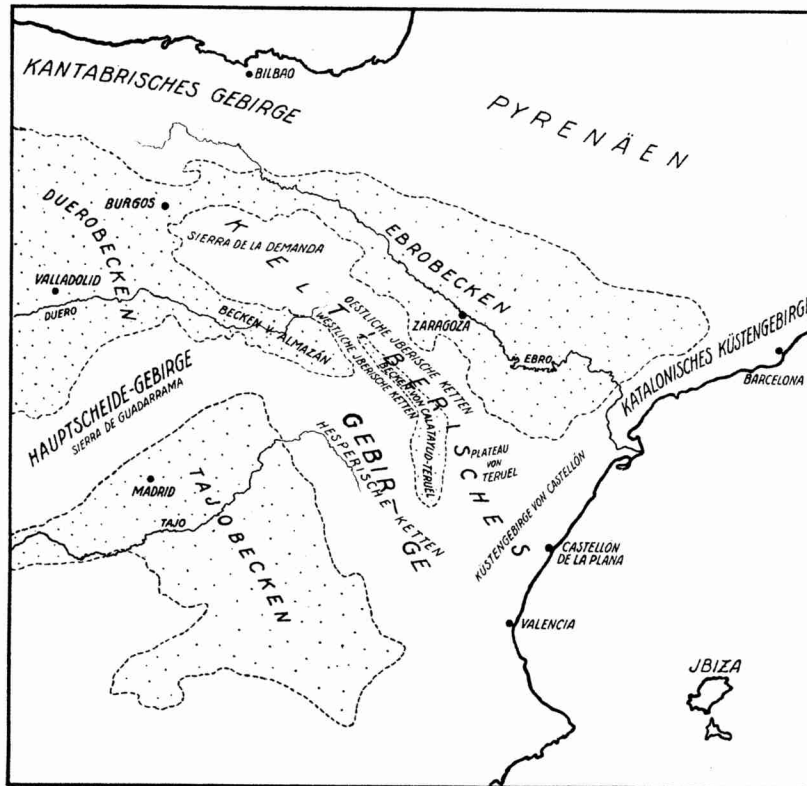


Abb. 1. Übersichtsskizze Keltiberiens und der Nachbargebiete.
Die mit Punktsgatur versehenen Gebiete stellen Tertiärbecken dar.

um Burgos bis an den Golf von Valencia erstreckt, und das wir mit dem Kollektivnamen „Keltiberisches System“ bezeichnen wollen¹⁰⁾. Es läßt sich selbst wieder in zwei je aus mehreren

10) Der Name „Chaîne Celtibérique“ wird von DEREIMS (1898), der darin CALDERON und anderen spanischen Autoren folgt, als Synonym für „Chaîne Ibérique“ in der Bedeutung gebraucht, in welcher ich im folgenden den Begriff „Iberische Ketten“ benutze. Bei TRICALINOS (1926) und STILLE (1927a) findet sich der Begriff „Keltiberisches System“ als Sammelname für das Gesamtsystem der Hesperischen und Iberischen Ketten, sodaß hier also die Begriffe „Keltiberisch“ und „Iberisch“ nicht gleichbedeutend sind, vielmehr der zweite dem ersten untergeordnet ist. Die Bezeichnung „Keltiberisches System“ deckt sich in dieser Hinsicht mit TH. FISCHER'S (1893) und BORN'S (1919) Begriff „Ostiberisches Randgebirge“, den ich nicht für so vorteilhaft halte, daß man seinetwillen den älteren,

Einzelketten bestehende Gebirgszüge gliedern, die durch ein Kreide-Juraplateau voneinander geschieden sind, welches sich von dem Becken von Almazán, einer südöstlichen Vorstülpung des Duerobeckens, bis zu dem Becken von Teruel ausdehnt. Die nordöstlichen Ketten des so — wenigstens im Norden — längsgeteilten Keltiberischen Systems bezeichnen wir mit DEREIMS als Iberische, die südwestlichen als Hesperische Ketten¹¹⁾.

Die ersten, die Iberischen Ketten, die selbst wieder aus einer Anzahl einzelner Gebirgszüge bestehen, beginnen im Norden mit der Sierra de la Demanda und lassen sich von dort aus in südöstlicher Richtung über das Moncayogebirge (mit dem höchsten Gipfel der ganzen Keltiberischen Kordillere) bis in das Gebiet nordöstlich von Teruel verfolgen. In ihrem südlichen Teil sind sie durch das durchschnittlich etwa 20 km breite Tertiärbecken von Calatayud in zwei Äste gegliedert. Von diesen wollen wir den östlichen, dem Ebrobecken zugewandten Ast als „Östliche Iberische Ketten“, den westlichen, dem Hesperischen Gebirge zugekehrten Strang als „Westliche Iberische Ketten“ bezeichnen.

Die zweiten, die Hesperischen Ketten, die den westlichen Gebirgszug des Keltiberischen Systems ausmachen, ziehen, zunächst flache Höhen bildend, aus den Gebieten nordwestlich von Molina de Aragón gegen Südosten in das Gebirgsland zwischen Cuenca und Teruel und schwellen hier in der Serranía de Cuenca oder den Montes Universales zu größeren Höhen an. Südlich von Teruel vereinigen sie sich mit den Fortsätzen der Iberischen Ketten, und von hier aus zieht sich eine mehr geschlossene, aber im Einzelbau unruhige und wenig übersichtliche Berg- und Pla-

wenn auch in etwas anderem Sinne gebrauchten Namen aufgeben dürfte. — Noch unzweckmäßiger ist es m. E., wenn STAUB (1926) den Namen „Hesperische Ketten“ auf das ganze Gebirge Keltiberiens ausdehnt.

11) Diese Unterscheidung wurde bereits 1827 von BORY DE SAINT-VINCENT getroffen. Sie findet sich in gleicher Bedeutung bei den meisten spanischen Autoren und 1898 bei DEREIMS. — BORN (1919, S. 617 und Tafel IX) benutzt leider die beiden Begriffe in einem anderen Sinn. Er verlegt die Trennungslinie zwischen Iberischen und Hesperischen Ketten in das Calatayuder Tertiärbecken und rechnet die Montes de Ateca bereits zu dem Hesperischen Gebirge. Ebenso verfährt TRICALINOS (1926), und diesem folgte STILLE (1927a) und der Verfasser (1928 b). Angesichts dieser Sachlage möchte ich betonen, daß in der vorliegenden Arbeit die Begriffe nur in ihrem ursprünglichen Sinn gebraucht sind. Es besteht auch kein Grund, von der früheren Bezeichnung abzuweichen; die Montes de Ateca sind vielmehr gemäß ihrer tektonischen Stellung mit größerem Recht den Iberischen Ketten zuzurechnen als den Hesperischen.

teaulandschaft ¹²⁾ gegen die Küste zu weiter (vgl. Abb. 1 und die Übersichtskarte Tafel I).

Duero- und Tajo Becken sind voneinander durch ein zweites bedeutsames, zu dem Keltiberischen System ungefähr senkrecht verlaufendes und etwa nordost-südwestlich gerichtetes Kettengebirge getrennt, das von THEOBALD FISCHER (1893) als Hauptscheidegebirge bezeichnet wurde und speziell im Gebiet zwischen Madrid und seinem Ostende auch den Namen Sierra de Guadarrama führt. Dieses Gebirge nimmt nicht allein wegen seines abweichenden Verlaufs eine Sonderstellung gegenüber dem Keltiberischen System ein, sondern auch insofern, als es selbst ein Stück der Meseta darstellt, während jenes andere System außerhalb derselben, ihrem Rande entlang, verläuft. Es muß aber die Entstehung des Hauptscheidegebirges den gleichen tektonischen Vorgängen zugesprochen werden, die auch die Keltiberischen Ketten schufen; denn wenn auch vom Ostende des Guadarramagebirges, wo sich dasselbe als einfacher saxonischer Sattel erweist, keine direkte Verbindung zu den paläozoischen Achsenzügen des Keltiberischen Systems besteht, so scheint doch die Aufwölbungszone der Guadarramakette mit der Triashebungszone der Hesperischen Ketten über Medinaceli in Zusammenhang zu stehen ¹³⁾.

Die einzelnen Vorkommen paläozoischen Gebirges im Bereiche dieses bisher grob gegliederten Gebietes knüpfen sich an saxonische Aufwölbungen, deren Kerne sie aufbauen ¹⁴⁾. Im Iberischen Gebirge sind drei bedeutsame Zonen alten Gebirges zu erkennen und zwar eine nordöstliche, die sich nördlich von Tabuena bis nordöstlich von Mesones erstreckt, eine mittlere, die in ihrem nördlichen Teil durch eine saxonische Graben- oder Muldenzone weitergegliedert ist und sich aus dem Gebiet des Moncayo über die Sierra de la Virgen, die Sierra de Algairén und die Herrera gegen Südosten bis nach Montalbán hinzieht, und schließlich eine

12) Von DEREIMS (Rech. géol., S. 8, 1898) als „Plateau de Téruel“ bezeichnet.

13) DEREIMS schloß 1893, älteren Autoren folgend, auf einer kleinen Übersichtskarte die Hesperischen Ketten direkt an das Hauptscheidegebirge (seine Cordillère Serratique) an und konstruierte einen einheitlichen, bei Atienza knieförmig umbiegenden Gebirgszug. Die in dieser Form sicher unrichtige Vorstellung hat DEREIMS 1898 mit Recht fallen lassen. — Ich denke hier nicht an einen morphologischen, sondern einen tektonischen Zusammenhang, wie er auch von STAUB (1926) angenommen wird.

14) Siehe hierzu die geologische Übersichtskarte. Ich führe im folgenden nur die im Bereich der Karte enthaltenen Vorkommen auf; benachbarte erwähne ich in Fußnoten. Die Auffindung der Lokalitäten erleichtert das geographische Namenverzeichnis am Ende der Abhandlung.

westliche, welche die Westlichen Iberischen Ketten umfaßt und sich aus der Gegend von Almenar über Ateca bis nach Calamocha verfolgen läßt, und deren Hebungslinie von TRICALINOS als Ateca-Achse bezeichnet wurde.

In den Hesperischen Ketten sind die Vorkommen von Paläozoikum an zwei größere Hebungslinien geknüpft. Sie sind von TRICALINOS mit den Namen Aragoncillo-Achse und Tremedal-Achse belegt worden. Innerhalb der ersten, der östlichen, tritt altes Gebirge in der Sierra de Aragoncillo (nordwestlich bis nördlich von Molina de Aragón) und in der Sierra Menera (zwischen Molina und Monreal del Campo) auf; längs der westlichen, der Tremedal-Achse, folgen von Nordwest nach Südost das Grundgebirge von Torremocha del Pinar, das der Sierra del Tremedal nordwestlich von Albarracín und schließlich das der Sierra de Saldón (Sierra de Gea Carbonera, Collado de la Plata) westlich von Teruel¹⁵⁾.

Wie schon erwähnt, steht wohl mit den Hesperischen Ketten auch die Achse des Guadarramagebirges in Beziehung, wie auch eine Aufwölbung des tieferen Buntsandsteins unmittelbar südlich von Sigüenza eine intermediäre Richtung zwischen dem Verlauf der Guadarramaachse und den Achsen der Hesperischen Ketten einhält.

Etwas abseits von diesen größeren Grundgebirgsvorkommen finden sich noch im Küstengebirge nördlich von Valencia und Castellón de la Plana schmalere Aufwölbungen von Paläozoikum¹⁶⁾. So zieht sich mit nordwestlichem Streichen ein Streifen alten Gebirges von Villamalur bis südlich von Montán hin. Nördlich von Castellón de la Plana finden sich, hier aber mit ganz abweichendem, nämlich mit nordöstlichem, der Küste parallel verlaufendem Streichen zwei Sattelzonen mit variscischem Kern, der Sattel von Villafamés und der von Puebla Tornesa¹⁷⁾.

Schließlich tritt noch abseits von den betrachteten Gebietsteilen in dem Hügel des Puig Moreno nordwestlich von Alcañiz eine kleine, von HAHNE (1928) aufgefundene Insel von Paläozoikum auf.

15) Drei kleinere, etwas abseits von hier in der Serranía de Cuenca gelegene paläozoische Vorkommen (vgl. JACQUOT, 1866), von denen das von Henarejos das bedeutsamste ist, wurden von mir nicht mehr in die Untersuchung einbezogen.

16) In der Provinz Valencia findet sich nach EWALD (1911) nur ein einziges Vorkommen von Paläozoikum und zwar in der Umgebung von Chelva; ich selbst besuchte dieses nicht. Die übrigen paläozoischen Vorkommen des Küstengebirges gehören der Provinz Castellón de la Plana an.

17) Letzterer findet sich auf dem Mapa geológico de España 1 : 400 000 nicht verzeichnet.

I. Hauptteil: Stratigraphie.

Bis auf das Perm sind im Untersuchungsgebiet alle Formationen des Paläozoikums vertreten, wenngleich vom Devon mit Sicherheit nur die untere und mittlere Abteilung und vom Karbon nur ein Teil der oberen — und dazu noch räumlich recht beschränkt — vorkommen. Außerdem haben im östlichen Guadarramagebirge kristalline Gesteine, die bislang für Präkambrium gehalten wurden, größere Verbreitung.

Meso- und Känozoikum sind mit allen Formationen vertreten; ihre Stratigraphie wird aber im nachstehenden nur kurz behandelt werden, nämlich soweit sie für die später folgende Betrachtung der saxonischen Tektonik notwendig ist.

Um die Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen in übersichtlicher Form darstellen zu können, ist es nötig, eine größere Anzahl neuer Namen für einzelne Horizonte und größere Schichtkomplexe einzuführen. Es mußten dabei vielfach Lokalnamen benutzt werden, da manche Horizonte — so besonders im tieferen und höheren Kambrium — gar nicht oder nicht eindeutig durch Fossilien definiert sind.

I. Das sog. Präkambrium.

Kristalline Schiefergesteine nehmen in hohem Maße am Aufbau der spanischen Meseta Anteil. Sie sind vor allem im Guadarramagebirge verbreitet, wo sie mit Graniten vergesellschaftet sind, ferner im Nordwestwinkel Spaniens, in Galizien, und in Andalusien.

Während ältere Autoren, so vor allem EZQUERRA DEL BAYO¹⁸⁾, in der Beurteilung des Alters dieser Gesteine recht vorsichtig sind und sich nicht ganz klar darüber aussprechen — obgleich manche von ihnen, darunter FRANCISCO DE LUJAN (1854), RAMÓN PELICO (1855) und DE VERNEUIL und COLLOMB (1853) durchblicken lassen, daß sie dieselben für sehr alte, präpaläozoische Gesteine halten —, findet sich in späterer Zeit immer klarer die Auffassung, daß die spanischen Gneise — darunter die des Guadarramagebirges —

18) Mem. de la Real Acad. de Ciencias de Madrid. Tomo I, 3. ser. Ciencias nat., S. 38—39, S. 42; ferner Mem. Real. Acad. Ciencias, tomo 4, Cienc. nat. 2; 1856; S. 134.

archaisch seien. So spricht ARANZAZU (1877) von dem „sistema cristalino“ als der azoischen Basis der „terrenos de sedimento“ und führt unter ersterem auch die Gneise von Hiendelaencina und Atienza im östlichen Guadarramagebirge auf¹⁹⁾. Weitere Verbreitung hat die Vorstellung des präkambrischen Alters der kristallinen Schiefergesteine vor allem durch MACPHERSON (1883, 1886 und 1901) erfahren, dessen Namen man auch heute noch immer wieder zitiert findet²⁰⁾. Diese Vorstellung ist weiter in die geologischen Lehrbücher verschiedener Sprachen eingedrungen²¹⁾ und auch auf der geologischen Karte von Europa von BEYSLAG und SCHRIEL (1925) zum Ausdruck gebracht. Sie stellt auch die Basis von STAUB'S (1926) Auffassung der Meseta dar.

Mit einer Gliederung dieses „archaischen“ Systems versuchte sich MACPHERSON, indem er es in drei Etagen einteilte. Die untere davon soll bei einer Mächtigkeit von mehr als 5000 m aus „gneiss granitoides et glanduleux“ bestehen und nach oben allmählich in eine mittlere bunt zusammengesetzte und aus Gneisen mit eingelagerten kristallinen Kalken, Amphiboliten, Pyroxeniten, Serpentin, Eklogiten usw. aufgebaute Serie übergehen, welche selbst wieder von einer oberen aus Chloritschiefern, Talkschiefern und Phylliten zusammengesetzten Abteilung überlagert sein soll²²⁾.

Im Hauptscheidegebirge sollen vor allem die untere und mittlere Abteilung entwickelt sein, und MACPHERSON'S unterer Etage müßte man auch die Gneise des Vorkommens von Hiendelaencina im östlichen Guadarramagebirge zuschreiben, dessen östliche Ausläufer ich bei La Bodera (südlich von Atienza) studieren konnte (vgl. zum folgenden auch Abb. 35).

Hier zeigte es sich aber, daß die Bildung dieser Gesteine nicht

19) Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 4, p. 27. Auch M. F. DE CASTRO (1876) zieht das Kristallin Spaniens zum archaischen System DANA'S.

20) MACPHERSON'S Gedanken finden sich z. B. wieder in der Beschreibung der Guadarrama von BERNALDO DE QUIROS (1915), S. 8—9. Hier heißt es, daß das Guadarramagebirge eine archaische Sierra sei, die älteste Spaniens, daß sie zu ihrem Hauptteil aus Gneis bestände, den Sedimenten eines präkambrischen Meeres, und daß sie aufgefaltet sei wahrscheinlich durch die huronische Gebirgsbildung. Während des Karbons seien dann später mit den „hercynischen“ Bewegungen Granite aufgedrungen, die eine Hebung der Sierra bewirkt hätten.

21) Siehe z. B. das Lehrbuch der Formationskunde von E. KAYSER, Bd. I, S. 28.

22) MACPHERSON dachte bei dieser Gliederung zweifellos an verschiedene stratigraphische Niveaus. Er will den einzelnen Abteilungen eine größere Verbreitung zuerkennen und vergleicht sie mit den kristallinen Gesteinen der Bretagne (1886).

in der präkambrischen Zeit erfolgt sein kann, sondern sich erst sehr viel später ereignet hat.

Als ich, dem Tal des Rio Cañamares folgend, aus dem auf dem Mapa geológico de España als Silur bezeichneten sedimentären Paläozoikum, das die Berge um Naharros aufbaut, südsüdwestlich von dieser Ortschaft in das Gneisgebiet eintrat, fiel mir zunächst auf, daß die kristallinen und die sedimentären Gesteine bezüglich des Streichens und Fallens der Schieferung vollkommen miteinander übereinstimmen. Dieses veranlaßte mich, die Grenzzone zwischen „Präkambrium“ und „Silur“ besonders ins Auge zu fassen. Günstige Aufschlüsse fand ich vor allem bei der Ortschaft La Bodera, welche auf einem aus Gneisen und Glimmerschiefern gebildeten flachen Plateau am Fuß der Sierra de la Bodera liegt. Entlang dem Hang dieser Sierra, die von weißen Quarziten gekrönt wird, verläuft die Grenzzone zwischen Kristallin und Sedimentär und ist in dem kleinen Tal des Chorrón-Baches westlich des alten Weges von La Bodera nach Atienza gut aufgeschlossen. Hier zeigt sich nun folgendes.

Während bei La Bodera selbst noch echte Gneise und Glimmerschiefer anstehen, die etwa N 45° W²³⁾ streichen und unter 45° gegen Nordosten einfallen, erleidet der Habitus des Gesteins nördlich davon gegen die Sierra zu eine rasche Umwandlung. Hier lagern sich in die Gneise quarzitische Massen ein, die zunächst als unregelmäßige Schlieren erscheinen und selbst von seidig glänzenden Glimmerblättchen durchsetzt sind. Die Quarzgrundmasse zeigt ein zuckerkörniges Gepräge, woraus zu schließen ist, daß eine Umkristallisation stattgefunden hat. Schreitet man auf der Sohle des Chorróntälchens weiter bergauf, so erkennt man bald, daß sich die zunächst unregelmäßigen Quarzitlinsen im Schichtprofil aufwärts zu einer ziemlich gut geordneten Folge ebenflächiger Quarzitbänke ordnen, die mit kristallinen Schiefergesteinen wechsellagern. Die Quarzite verlieren dabei ihren Serizitgehalt und nehmen allmählich ein normales Gepräge an, indem die Schichtung in ihnen als feine Bänderung mehr und mehr kenntlich wird. Die Schieferzwischenlagen, die in tieferen Teilen der Schichtfolge aus Glimmerschiefern bestanden, gehen gleichzeitig nach oben in Phyllite über, die weiter unter allmählicher Abnahme der Metamorphose zu seidig glänzenden Tonschiefern werden²⁴⁾. So besteht der höchste Teil

23) Bei allen Angaben des Streichens, die hier wie in der ganzen Arbeit gemacht werden, ist die magnetische Mißweisung in Abzug gebracht.

24) Lehrreich für diesen Übergang sind auch die Mikrophotographien von Dünnschliffen aus verschiedenen Niveaus stammender Handstücke, die in Abb. 75—77,

des La Bodera-Berges aus einer Wechsellagerung von weißen Quarziten mit schwach metamorphen Tonschiefern. Weiter gegen Atienza zu verlieren die Tonschiefer ihr metamorphes Gepräge fast ganz, wenn sie auch eine starke Durchbewegung und Schieferung beibehalten.

Es zeigt sich also, daß sich die Gneise und Glimmerschiefer von La Bodera nach Nordosten (d. h. zum Hangenden) hin in eine Folge von nicht oder nur schwach metamorphen Gesteinen auflösen, die aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern und Quarziten bestehen. Sie gehen darin über, indem sich in den kristallinen Schiefergesteinen zunächst vergneiste Quarzitschlieren einstellen, aus denen sich weiterhin sehr rasch eine Folge normaler Quarzitänke entwickelt, während die denselben zwischenlagerten Schiefergesteine aus Glimmerschiefern über Phyllite zu Tonschiefern werden.

Während sich der Übergang des metamorphen Quarzits in den normalen auf sehr engem Raum, nämlich in einer kaum 100 m breiten Zone vollzieht, geht die Umwandlung der Glimmerschiefer in normale Tonschiefer sehr viel langsamer vonstatten und ist erst in einem Abstand von mehr als 1000 m vom Gneis aus halbwegs vollständig geworden.

Die nicht metamorphe Sedimentserie, die mit den Gneisen von La Bodera durch Übergang verknüpft ist, muß, wie auch der Mapa geológico richtig angibt, dem Silur zugerechnet werden²⁵⁾. Sie ist mit sehr fossilreichem Devon verknüpft und führt in höheren Horizonten Graptolithenschiefer, während in ihrem unteren Teile weiße Quarzite vom Habitus der im Untersilur Spaniens weitverbreiteten entwickelt sind.

Die Bildung der Gneise von La Bodera und damit des ganzen Massivs von Hiendelaencina, mit dem das Gebiet von La Bodera zusammenhängt, ist also in postsilurischer, ja wegen der konkordanten Verknüpfung von Silur und Devon und wegen der Übereinstimmung der Schieferungsrichtung im Gneis und Devon sogar

Tafel XVII, wiedergegeben sind (vgl. die Bemerkungen zu den Abbildungen). Leider verbietet es der Raum, hier auf mineralogisch-petrographische Einzelheiten einzugehen. Ich gedenke, dieses an anderer Stelle zu tun.

25) Vgl. den Abschnitt über das Silur des östlichen Guadarramagebirges.

Abb. 57 auf Tafel VIII zeigt die starke Schieferung und Durchbewegung dieser Gesteine. Eingelagerte Quarzgänge sind ausgequetscht; sie stimmen dabei in Einfallen und Streichen mit der Schieferung überein.

in postdevonischer Zeit erfolgt. Sie muß, wie die starke Durchbewegung des Gesteins zeigt, als ein dynamometamorpher Vorgang aufgefaßt werden und muß mit den großen orogenen Ereignissen des Karbons in Zusammenhang gebracht werden, welche überhaupt das variscische Gebirge schufen.

Gleichzeitig ist sie aber auch ein kontaktmetamorpher Vorgang. Die Gneise der Guadarrama zeigen nämlich engste räumliche Beziehungen zu den weitverbreiteten Granitmassiven, welche mächtige, zur Zeit der Gebirgsbildung aufgedrungene Lakkolithe darstellen. So gehen, wie auch schon von alten Autoren, wie z. B. von MORITZ WILLKOMM²⁶⁾ und CASIANO DE PRADO²⁷⁾ 1853 bemerkt wurde, die Gneise und Glimmerschiefer vielfach in Granit über. Wenn auch im isolierten Gneisgebiet von Hiendelaencina kein Granit zu Tage tritt, so wird derselbe doch, wie die reiche Erzführung dieser Gebiete erweist, sicher in geringeren Tiefen vorhanden sein²⁸⁾.

So führe ich die Entstehung der Gneise auf ein Zusammenwirken von Dynamo- und Kontaktmetamorphose zurück. Die Granitmagmen lieferten die nötigen hohen Temperaturen und führten neue Stoffe zu, der tektonische Druck bewegte die Massen und schuf ihre Textur. Zur Zeit der Gneisbildung war das Material der Granite selbst noch in flüssigem Zustande, und die Gneise bildeten sich bei starkem seitlichen Druck in dem festen aber hochtemperierten und durchtränkten Dach der Granitmagmen aus. Die letzteren, die während der Gneisbildung lediglich vorwärts bewegt und zu Lakkolithen geformt wurden, erstarrten — wenigstens zu ihrem größten Teil — erst in der Folgezeit, als die tektonischen Bewegungen aufgehört und die seitlichen Drucke nachgelassen hatten. Und so erklärt sich auch, daß die Granite selbst nicht oder doch wenigstens zum allergrößten Teil nicht als Gneise, sondern als normale Plutonite ausgebildet sind²⁹⁾.

26) Die Strand- und Steppengebiete, Leipzig 1852, S. 59.

27) CASIANO DE PRADO (Bull. Soc. Géol. France, Sér. II, vol. 10, S. 169) spricht von „granite intimement uni à du gneiss ou à du schiste micacé“.

28) Ein Teil der Gneise von Hiendelaencina könnte selbst geschieferter Granit, also Orthogestein sein. Doch ist für die östlichen Teile des Hiendelaencinamassivs anzunehmen, daß hier nur Paragneise auftreten, da ich im Cañamarestal verschiedentlich Konglomeratgneise fand.

29) Das Auftreten unvergneister Granite war schon MACPHERSON aufgefallen, dem die Textur ein Hauptgrund war, dieselben für karbonisch zu halten. Die Vergneisung ist nach ihm ein regionalmetamorpher Vorgang, der sich während der geosynklinalen Sinkbewegung zur präkambrischen und altpaläozoischen Zeit abspielte. Alles Unvergneiste in der Meseta ist für ihn daher jünger. —

Die Gneisbildung im östlichen Guadarramagebirge ist ähnlich jenen von WEINSCHENK (1900) als Piezokontaktmetamorphose bezeichneten Erscheinungen im Nebengestein von Granitmassiven. Doch dachte WEINSCHENK dabei mehr an Wirkungen des Intrusionsdruckes der Magmen, während ich vor allem den normalen tektonischen Druck für die Gneisbildung im Guadarramagebirge verantwortlich mache. Es ist darum vielleicht angebracht, hier von Dynamokontaktmetamorphose zu sprechen³⁰⁾.

Wenn also präkambrisches Alter für die Gneise des östlichen Guadarramagebirges abgelehnt werden muß, so ist die Frage nicht unberechtigt, ob und — wenn ja — wo sich in Spanien überhaupt echtes Präkambrium findet.

So ist vor allem für die mehr westlichen Teile des Guadarramagebirges die Wahrscheinlichkeit sehr groß, daß auch hier die Gneise metamorphes Paläozoikum darstellen. Sie gehen hier nämlich nach CASIANO DE PRADO (1853) einerseits in Granit über, andererseits stehen sie mit Schichten des „Silurs“ in Kontakt, in denen CASIANO DE PRADO *Bilobites* und ein Fragment eines *Spirifer* gefunden haben will. Einen Anhalt für die Beurteilung des Alters der Gneise kann vielleicht auch das Auftreten von zuckerkörnigen Marmoren geben³¹⁾. CASIANO DE PRADO erwähnt ausdrücklich, daß in den von ihm als „silurisch“ bezeichneten nichtmetamorphen Schichten Kalke fehlen; somit dürfte in diesen kein Kambrium — wenigstens kein hohes Unter- oder Mittelkambrium, das in Spanien überall kalkführend zu sein scheint³²⁾, — enthalten sein. Das macht es aber möglich, daß in den darunterliegenden metamorphen Schichten Kambrium vorliegt und die Kalke dem Mittelkambrium angehören.

Aus der oben vertretenen Auffassung der Gneisbildung ergibt sich, daß ein Altersunterschied zwischen Gneisen und Graniten besteht, wenn man als Alter der Granite die Erstarrungszeit derselben ansieht, die ja immer jünger als die Intrusionszeit ist.

Auch für Nordportugal ergibt sich aus A. WURM's (1928) Mitteilungen, die er in seinem Referat von STILLE's „Westmediterrane Gebirgszusammenhänge“ anführt, ein posttektonisches Alter der großen Granitmassive, da sie Silurschichten kontaktmetamorph verändert haben.

30) Für die Zentralmassive der Alpen, für die WEINSCHENK jenen Begriff prägte, steht übrigens die Möglichkeit offen, daß die Metamorphose nicht gleichzeitig mit der karbonischen Intrusion stattfand, sondern auf die jungen Dislokationsvorgänge zurückgeht (vgl. GRUBENMANN-NIGGLI, 1924, Seite 241).

31) Ausführlicheres über die Kalke des Guadarramagebirges findet sich in einer Monographie von JUAN CARANDELL (*Las calizas cristalinas del Guadarrama*, 1914). CARANDELL glaubt (vgl. S. 8—9), daß alle Kalkvorkommen stratigraphisch ident sind, da sie im großen und ganzen auf eine einheitliche Zone verteilt seien.

32) Vgl. den zusammenfassenden Abschnitt über das Kambrium.

Das Schicksal der ihres präkambrischen Alters enthobenen Hiendelaencinagneise wird auch von den metamorphen Gesteinen der Umgebung von Barcelona und anderer Teile der Katalonischen Kordillere geteilt, die nach SCHRIEL (1929) typische Kontaktgesteine sind und mit Granitintrusiven in Zusammenhang stehen. In diesen Gebieten ist, wie SCHRIEL sagt, bis jetzt sicheres Präkambrium nicht bekannt, vielmehr stellt das, was auf den geologischen Karten als solches ausgeschieden ist, in den meisten Fällen metamorphes Paläozoikum dar.

Wir werden allein dort, wo Gneise im Liegenden von Kambrium auftreten, ein archaisches Alter für wahrscheinlich halten dürfen, aber selbst dann könnte es sich noch um metamorphes tieferes Kambrium handeln, besonders wenn keine Diskordanz zwischen Kambrium und Kristallinem sondern ein allmählicher Übergang angegeben wird. So soll in Galizien nach BARROIS (1882)³³⁾ das „terrain primitif“ unmerklich in die Schiefer von Rivadeo übergehen, welche selbst von Kalken und Schiefen mit mittelkambrischer Fauna überlagert sein sollen. In ähnlicher Weise besteht in der Serranía de Ronda nordöstlich von Gibraltar nach MACPHERSON³⁴⁾, MICHEL-LÉVY und BERGERON 1889³⁵⁾ ein unmerklicher Übergang von „algonkischen“ Graniten, Gneisen und Serizit-schiefern in fragliches³⁶⁾, ebenfalls metamorphisiertes Kambrium³⁷⁾.

Allein im südlichen Teil der Meseta, in der Provinz Sevilla, scheint nach den Angaben von MACPHERSON wirklich echtes Präkambrium aufzutreten. Von hier wird berichtet, daß Kambrium³⁸⁾

33) Auf S. 410 ist hier gesagt: »On passe insensiblement des couches archéennes supérieures aux couches cambriennes inférieures: Je n'ai nulle part observé entre elles de discordance de stratification«.

34) Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda. Cadiz 1874. Hier heißt es auf S. 55, Kristallines und Paläozoikum seien so innig miteinander verbunden, daß es mitunter höchst schwierig sei, beide Formationen zu trennen.

35) Vgl. auch DOUVILLÉ, Espagne, Handb. d. Regionalen Geologie 1911, III, 3, p. 8.

36) Auf den Karten des südlichen Spaniens sind häufiger Gesteine jüngerer Formationen mit Signaturen des Kambriums dargestellt, wie z. B. in der Sierra Morena (vgl. A. CARBONELL, 1926). Es ist darum möglich, daß auch in diesen als Kambrium aufgefaßten Bildungen jüngere Schichten enthalten sind.

37) Eine neuere Beschreibung der Serranía de Ronda ist von DOMINGO DE ORUETA gegeben: Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda (Mem. Inst. geol. Esp. 1917). — In diesem alpinotyp gefalteten Gebirge haben an der Metamorphisierung der Schichten gewiß auch die jüngeren alpidischen Bewegungen Anteil.

38) Das kambrische Alter gründet sich auf Vorkommen von *Archaeocyathus marianus* ROEMER in gewissen, eine klastische Basalserie überlagernden Riff-

unter starker Diskordanz auf vollkommen kristallinem Untergrund mit einem Basalkonglomerat aufliegt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß in Spanien Präkambrium einen viel geringeren Anteil am Aufbau des alten Gebirges nimmt, als gemeiniglich vermutet wird. Die meisten der auftretenden kristallinen Gesteine dürften metamorphes Paläozoikum sein, wie das für den östlichen Teil des Guadarramagebirges gesichert ist, wo sich bei La Bodera ein Übergang von kristallinen Paragesteinen in sedimentäres Silur feststellen läßt.

II. Das Paläozoikum.

I. Das Kambrium.

Historische Daten³⁹⁾.

- 1855 CASIANO DE PRADO findet in den Montes de Toledo, Provinz Ciudad-Real, Reste eines Trilobiten, der der Gattung *Ellipsocephalus* anzugehören scheint, als ersten spanischen Repräsentanten der Primordialfauna.
- 1860 CASIANO DE PRADO findet die erste zweifelsfreie Primordialfauna (1858) im Kantabrischen Gebirge.
- 1863 DE VERNEUIL und LARTET entdecken bei Murero die (1862) ersten kambrischen Fossilien der Keltiberischen Ketten und finden einen zweifelhaften *Paradoxides*-rest bei Beratón unweit des Moncayo⁴⁰⁾.
- 1873 FELIPE DONAYRE bestätigt die Entdeckung von DE VERNEUIL und LARTET und sammelt zahlreiche Stücke von *Paradoxides* und *Conocephalites* bei Murero.
- 1877 BARROIS entdeckt fossilführendes Mittelkambrium in Asturien.
- 1880 MACPHERSON beschreibt Kambrium mit *Archaeocyathus marianus* aus (1879) den südlichen Teilen der Meseta, aus der Provinz Sevilla.
- 1892 PEDRO PALACIOS teilt weitere Einzelheiten über die Fauna von Murero mit und verfolgt die fossilführenden Schichten

kalken; es wird auch durch den Fund einer neuen Crustacee (*Isoxys carbonelli* RUD. et E. RICHTER) gestützt.

39) Bei dieser und den folgenden Formationen sind im besonderen die das Keltiberische Gebirge betreffenden Daten angeführt, jedoch sind die für die allgemeineren stratigraphischen Beziehungen bedeutungsvollen Entdeckungen in den übrigen Teilen Spaniens in Kleindruck beigefügt. — Die Jahreszahlen bedeuten das Jahr der Veröffentlichung und verweisen somit auf das Literaturverzeichnis. Dort, wo das Jahr der Entdeckung vom Veröffentlichungsjahr abweicht, ist das erstere — soweit feststellbar — in Klammern beigefügt.

40) Auf DE VERNEUIL und COLLOMB's Carte géologique de l'Espagne, Paris 1869, ist auch ein Vorkommen von Kambrium nördlich von Calatayud verzeichnet.

von dort bis gegen Villafeliche. In dem Östlichen Iberischen Gebirge vermutet er in gewissen bei Badules östlich von Daroca auftretenden Schichten Mittelkambrium.

1898 DEREIMS gibt stratigraphische Einzelheiten über das Kambrium des Keltiberischen Gebirges und findet die erste Mittelkambriumfauna in den von PALACIOS schon als Kambrium vermuteten Schichten von Badules.

Vorbemerkungen.

Kambrium hat am Aufbau der Keltiberischen Ketten einen sehr großen Anteil; es nimmt sowohl im Westlichen wie im Östlichen Iberischen Gebirge sehr weite Flächenräume ein. So zieht es sich als etwa 100 km langer Streifen von Almenar bis Calamocha, also vom Nordende der Montes de Ateca bis zu deren Südrande hin. Im Östlichen Iberischen Gebirge beginnt es im Gebiet des Moncayo und ist von hier aus auch bis weit gegen Süden, nämlich bis Lagueruela südöstlich von Daroca zu verfolgen. Von diesem Hauptverbreitungsgebiet durch den Triasgraben von Morés abgetrennt, tritt auch westlich bis südlich von Mesones noch ein kleines kambrisches Areal auf.

Auf dem Mapa geológico de España findet sich nur ein recht geringer Teil dieses so weitverbreiteten Kambriums bereits verzeichnet; so ist im Westlichen Iberischen Gebirge nur das Gebiet zwischen Villafeliche und Calamocha und im Östlichen Iberischen Gebirge nur das Gebiet um Badules östlich von Daroca in den Farben des Kambriums dargestellt. Das erste schließt an das alte, von DE VERNEUIL und LARTET gefundene Vorkommen an, das zweite ist von PALACIOS in richtiger, wenngleich nur auf petrographischen Merkmalen basierender Vermutung als kambrisch ausgeschieden worden. Die übrigen von mir als kambrisch erkannten Gebiete tragen auf dem Mapa geológico die Farben des Silurs.

Das Kambrium umfaßt eine mehrere 1000 m mächtige Schichtfolge, die sich nach ihrem petrographischen Charakter in drei Abteilungen gliedert. So lassen sich eine untere vorwiegend sandig-tonige, eine mittlere vorwiegend kalkig-mergelige und eine obere vorwiegend tonig-sandige Abteilung deutlich unterscheiden.

Während sich in der unteren sandigen Ablagerungsfolge nur spärliche Spuren tierischen Lebens zeigen, die eine genaue stratigraphische Parallelisierung der Schichten nicht erlauben, finden sich in verschiedenen Horizonten der mergeligen und kalkig-dolo-

mitischen Bildungen reiche Trilobitenfaunen, auf Grund deren man schließen darf, daß der tiefste Teil der kalkigen Schichtfolge noch dem höchsten Unterkambrium angehört — hiermit werden die sandigen Schichten im Liegenden dem übrigen Unterkambrium (Georgian) äquivalent —, während der höhere Teil der kalkig-mergeligen Bildungen eine *Paradoxides*-Fauna umschließt, also dem Mittelkambrium (Acadian) zugerechnet werden muß. Die obere tonig-sandige Schichtfolge führt Linguliden schichtweise in ungemein großer Anzahl, und darunter finden sich Formen aus der Verwandtschaft der *Lingulella davisii* der englischen *Lingula*-flags. In Analogie zu diesen oberkambrischen Ablagerungen muß auch die tonig-sandige Schichtfolge im Hangenden der spanischen *Paradoxides*-Stufe den *Olenus*-Schichten (Potsdamian, Saratovian) parallelisiert werden.

Man ersieht hieraus, daß alle drei Abteilungen des Kambriums in den Iberischen Ketten vertreten sind und auch deutbare Fauna lieferten. Die Grenzen der drei stratigraphischen Abteilungen decken sich dabei nicht mit denen der drei petrographischen Abschnitte, wenigstens nicht im unteren Teil der Schichtfolge. Hier liegt die Grenze zwischen Unter- und Mittelkambrium inmitten der kalkig-mergeligen Ablagerungen⁴¹⁾.

Innerhalb des untersuchten Gebietes ist nirgendwo die gesamte kambrische Schichtfolge in einem geschlossenen Profil beobachtbar. Es liegt das z. T. an der Tektonik, z. T. daran, daß der ursprüngliche Zusammenhang durch die Erosion unterbrochen und durch jüngere Ablagerungen verschleiert ist. Letzteres ist z. B. im Tertiärbecken von Calatayud der Fall, auf dessen Boden man nach Wegräumung des Tertiärs gewiß noch kambrische Schichten in beträchtlicher Verbreitung feststellen könnte.

Nun liegen die Verhältnisse so, daß die tiefsten und tieferen Teile des Kambriums auf das Östliche Iberische Gebirge beschränkt sind, während die mittleren und höheren Teile mit dem Anschluß an das Silur vor allem im Westlichen Iberischen Gebirge verbreitet sind. Im ersteren ist es besonders der Quereinschnitt des Jalóntales, der prächtige Aufschlüsse gewährt; im letzteren ist es das bereits durch die Fauna von Murero bekannt gewordene Gebiet beiderseits des Jilocaflusses unweit Daroca.

41) Genaueres darüber weiter unten. — Auf der geologischen Übersichtskarte (Tafel I) ist der obere Teil des Unterkambriums mit dem Mittelkambrium zusammengezogen, um so die tektonischen Verhältnisse im Östlichen Iberischen Gebirge leichter darstellen zu können.

Ich werde im folgenden die Stratigraphie des Kambriums nach diesen beiden Gebieten getrennt mitteilen. Die weitere Aufgabe wird dann sein, die beiden so erhaltenen Teilstücke der gesamten kambrischen Schichtfolge zu einer Einheit zusammenzufügen. Die Lösung dieser Aufgabe ist dadurch ermöglicht, daß gewisse Teile der Schichtfolge beiden Gebieten gemeinsam sind. Zudem bietet sich anderswo — so in der Gegend von Jarque — noch die Gelegenheit, die Richtigkeit der Kombination zu kontrollieren, da hier jener Schichtabschnitt, in welchem der Anschluß der beiden Teilprofile aneinander liegt, in geschlossener Folge entwickelt ist.

A. Die Schichtfolge des Jalóntales.

Die Schichtfolge des Jalóntales zwischen den Ortschaften Huérmeda und Morés östlich von Calatayud gliedert sich in folgende Horizonte:

6. quarzitische Sandsteine:	(Darocaquarzit)	}	Oberes Unter- kambrium
5. graugrüne, biotitführende Tonschiefer:	Huérmedaschiefer		
4. Dolomite und kalkige Mer- gel:	Ribotadolomite		
3. bunte Folge von Sand- steinen, Schiefern und Dolomiten:	Bunte Jalón- schichten		
2β. Grauwacken:	} Embider Schichten	}	Unteres Unter- kambrium.
2α. olivfarbene gebänderte Tonschiefer:			
1. Quarzite und Konglome- rate:	Bámbolaquarzit		

Innerhalb dieser Schichtfolge sind Fossilien sehr selten; nur im Ribotadolomit und in den Huérmedaschiefern fand ich Trilobiten und zwar Formen, die auf hohes Unterkambrium hinweisen, sodaß ich die gesamte Schichtfolge den *Olenellus*-Schichten zurechnen möchte.

Petrographisch gliedert sich dieses Unterkambrium in zwei Abschnitte, von denen der untere die Horizonte 1 und 2 umfaßt und sich durch das Auftreten grobklastischer Ablagerungen und das Fehlen kalkiger oder dolomitischer Gesteine auszeichnet, während der obere Abschnitt besonders in den Horizonten 3 und 4 durch hohen Dolomit- bzw. Kalkgehalt charakterisiert ist. Auf dieser petrographischen Basis gliedere ich das Unterkambrium in zwei Unterabteilungen, in Unteres und Oberes Unterkambrium.

a) Das Untere Unterkambrium.

1. Der Bámbolequarzit.

Die ältesten Schichten, die im Iberischen Gebirge und überhaupt im ganzen von mir untersuchten Gebiet auftreten, bestehen aus mächtigen weißen Quarziten. Sie sind besonders schön im Jalóndurchbruch südwestlich von Embid de la Ribera zu studieren, wo sie die schroffen Felshänge des engen Cañons aufbauen. Sie ziehen von hier aus gegen Süden am Westhang der Bámbolehöhe weiter, und nach diesem Berge bezeichne ich sie als Bámbolequarzite.

Die Schichtfolge setzt sich vorwiegend aus harten, festen Quarziten zusammen, in die nur gegen das Hangende zu Tonschiefer mit olivgrünen Farben eingeschaltet sind. Die Quarzitbänke, die mitunter mehrere Meter dick sind und oft eine vorzügliche Kreuzschichtung aufweisen, bestehen aus reinen, weißen, groben, durch Kieselsäure verbackenen Quarzsanden. Lagenweise sind die Quarzkörner besonders grob und gelegentlich finden sich — vor allem im unteren Teil der Schichtfolge — bis walnuß-, ja hühnereigroße, reine, wohlgerundete Quarzgerölle. Überhaupt übernimmt nach unten zu die gröbere Komponente einen stärkeren Anteil an der Zusammensetzung der Schichten, wie auch die Tonschieferzwischenlagen auf die höchsten Partien der Schichtfolge beschränkt sind. So häufen sich in den tiefsten Horizonten, die bei Saviñan abgeschlossen sind, die Gerölle zu konglomeratischen Lagen, ja echten Konglomeratbänken. Auch in diesen bestehen die Komponenten vorwiegend aus reinem Quarz, nur gelegentlich finden sich auch dunkle, lyditähnliche Gesteinsbrocken.

Das sehr grobe Korn, die Geröllführung und das Auftreten ausgeprägter Kreuzschichtung sind die augenfälligsten Charakteristica des Bámbolequarzits, und durch diese Merkmale unterscheidet er sich auch sehr deutlich von den immer recht feinkörnigen bis dichten Quarziten des Silurs, was dort von Wichtigkeit ist, wo Silur neben tieferem Kambrium liegt.

Fossilien habe ich in dem gesamten Schichtkomplex nicht auffinden können. Der Habitus der Ablagerungen, die Kreuzschichtung und die Geröllführung weisen darauf hin, daß es recht küstennahe, wenn nicht sogar terrestrische Bildungen sind. Entweder sind sie Basalablagerungen eines kambrischen Meeres, oder sie stellen — analog der norwegischen Sparagmitformation⁴²⁾ —

42) Während man bis vor kurzem die Sparagmitformation als unterkambrisch ansah (vgl. z. B. KIÄR, 1916, S. 103), stellt sie neuerdings THOROLF VOGT (1924)

marinen Bildungen vorausgehende und eine Meeresingression einleitende Ablagerungen eines festländischen Beckens dar.

Die Mächtigkeit des Bámbolaquarzits ist sehr erheblich. Am Jalóndurchbruch beträgt sie ca. 300 m, ohne daß hier das Liegende aufgeschlossen wäre. Weiter im Osten, bei Paracuellos und Saviñan, ist der Quarzit sowohl in seiner Mächtigkeit wie in seinem Habitus infolge besonderer tektonischer Verhältnisse, von denen später noch die Rede sein wird, weitgehend verändert. So ist er hier — vor allem in seinen tieferen Horizonten — vollkommen durchgeschiefert, wobei die Gerölle zu Linsen ausgezogen und die Quarzkörner oft zu flachen Blättchen ausgewalzt sind⁴³⁾, und weithin in einen Quarzitschiefer oder serizitischen Quarzitschiefer umgeprägt. Die gröberen, konglomeratischen Bänke rufen in ihrer Textur den Eindruck von „Augengneisen“ hervor, ohne daß jedoch echte Gneisbildung vorläge. Der Unterschied in der Erscheinungsform des so durchbewegten Bámbolaquarzits gegenüber dem gesunden ist sehr frappant und wird auch durch den starken Gegensatz zwischen der Morphologie der abgerundeten Quarzitschieferhöhen bei Saviñan und der steilwandigen Quarzitschlucht bei Embid de la Ribera noch besonders hervorgehoben.

Der Bámbolaquarzit ist nach Norden bis zur Sierra de la Virgen südlich von Aranda verbreitet, nach Süden findet er sich bis in die Gebiete östlich von Daroca. Überall, wo ich ihn innerhalb dieses ca. 90 km langen Streifens beobachtete, zeigt er die gleiche Ausbildung.

2. Die Embider Schichten.

Nach oben löst sich, wie schon erwähnt, die zuvor ziemlich kompakte Masse des Bámbolaquarzits durch Zwischenlagerung von ins hohe Proterozoikum. Der Hauptgrund ist für ihn das von ihm zuerst erkannte Vorhandensein einer Diskontinuität zwischen dem Sparagmitian und dem marinen Unterkambrium, ohne daß jedoch eine Diskordanz bemerkbar wäre. Er gibt aber zu, daß im übrigen die Ablagerungsfolge des Sparagmitians dem Paläozoikum näher stände als dem Proterozoikum. Mir wollen die angeführten Gründe nicht für VOGT's Schlußfolgerung hinreichend erscheinen. Die Verhältnisse liegen ähnlich wie etwa zwischen Buntsandstein und Muschelkalk, die man deswegen doch zur gleichen Formation zieht.

Zudem umfaßt die Bildung der Sparagmitablagerungen gewiß nur eine kurze Zeitspanne; die Sedimentationsgeschwindigkeit war so groß, daß die Feldspäte nicht zu verwittern vermochten (VOGT, S. 326 ff.).

43) Abb. 78 (Tafel XVII) stellt die mikrographische Aufnahme eines Dünnschliffs von einem südlich von Morés geschlagenen Handstück dar. Man sieht die äußerst starke Kataklastextur. An neu gebildeten Mineralien finden sich feinverteilter Serizit, Chlorit, Rutil, außerdem Magnetit.

Tonschiefern in einzelne Bänke auf. Weiterhin entwickelt sich daraus eine Folge vorwiegend grau oder olivgrün gefärbter Tonschiefer und Grauwacken, die im Jalóndurchbruch zwischen Embid de la Ribera und Huérmeda gut aufgeschlossen sind, wo sie sich infolge großartiger Schuppung in mehrfacher Wiederholung finden; hier läßt sich westlich des Carrascal-Berges auch der Übergang zum Bámbolaquarzit beobachten. Zwischen Embid und Paracuellos nehmen die Schichten ebenfalls am Aufbau der Berge großen Anteil. Nach der Ortschaft Embid de la Ribera bezeichne ich sie als Embider Schichten.

Die Embider Schichten lassen sich nach ihrer petrographischen Ausbildung in zwei Horizonte gliedern:

β. Embider Grauwacken,

α. Embider Tonschiefer.

α. Die Embider Tonschiefer stellen dichte, harte, feste, sich fettig anfühlende, meist nur wenig geschieferte, durch feine Sandstreifen gebänderte Tongesteine dar, die in frischem Zustand olivgrüne bis graugelblichgrüne Farben zeigen, welche beim Anwittern in bräunliche, lederfarbige Töne übergehen. An der Basis sind in sie noch einige Quarzitbänke vom Habitus des Bámbolaquarzits eingeschaltet, während in höheren Teilen dünnere Sandstein- und Grauwackenbänke eingelagert sind. Die Mächtigkeit dürfte gegen 100 m betragen.

β. Die Embider Grauwacken entstehen aus den Tonschiefern, indem sich in diesen schmutziggrün gefärbte Grauwacken und Arkosen⁴⁴⁾ und daneben auch hellere quarzitisches Sandsteine einstellen. Gelegentlich weisen die Grauwacken einen leichten Kalkgehalt auf. Besonders in der Mitte der Schichtfolge sind sie sehr dickbankig abgelagert und verursachen durch ihre Festigkeit steile Felsenwände, wie das z. B. im Jalóntal gleich unterhalb von Huérmeda und in der Peña de la Mora der Fall ist.

Auch in den Embider Schichten fanden sich keine das Alter definierenden Fossilreste. In einzelnen Horizonten treten allein röhrlige, *Scolithus* ähnliche und auch knollige, unregelmäßige Gebilde auf, bei denen es sich wohl um Wohnbauten oder Kriechspuren niederer Tiere handelt. Einzelne Bänke sind mitunter — das ist z. B. auf der La Cocha-Höhe südwestlich von Paracuellos der Fall — von solchen Gebilden dicht erfüllt⁴⁵⁾.

44) Dünnschliffe von im Jalóntal geschlagenen Handstücken zeigten neben vorherrschendem Quarzgehalt Feldspatbrocken, Biotit- und Muskovitschuppen, Turmalinbruchstücke.

45) Östlich von Torralba fand ich in solchen von „Scolithen“ erfüllten Ge-

Die Mächtigkeit der Embider Grauwacken dürfte ca. 200—250 m betragen. Im östlichen Teil des Jalóndurchbruches, zwischen Embid und Paracuellos, scheint sie jedoch weit stärker zu sein; aber dieses ist größtenteils durch die Tektonik vorgetäuscht, indem durch intensive isoklinale Spezialfältelung die Ausstrichbreite erheblich vergrößert ist.

b) Das Obere Unterkambrium.

3. Die Bunten Jalónschichten.

Die Embider Schichten gehen nach oben in die Bunten Jalónschichten über. Der Übergang, der sich z. B. nördlich von Huérmeda und nordöstlich des Bahnhofs Embid de la Ribera beobachten läßt, ist allmählich, sodaß eine scharfe Grenze zwischen den Embider Schichten und den Bunten Jalónschichten nicht zu ziehen ist. Bei Untersuchungen im Gelände bleibt es oft eine Gefühlssache, ob man gewisse Übergangsschichten noch zu jenem oder schon zu diesem Horizont stellen soll.

Die Bunten Jalónschichten, die eine Mächtigkeit von ca. 350 m besitzen dürften, zeigen eine sehr wechselvolle petrographische Zusammensetzung und bestehen aus Grauwacken, Quarziten, Sandsteinen, Tonschiefern, Dolomiten und dolomitischen Kalken in Wechsellagerung. Die z. T. quarzitischen Grauwacken, die oft mit grauen oder weißen Quarziten vergesellschaftet sind, machen in bestimmten Horizonten — so besonders in der Mitte — den Hauptanteil der Schichtfolge aus. Wenn sie auch gelegentlich ziemlich dickbankig werden können, sind sie jedoch meist — so vor allem im oberen und unteren Teil der Folge — verhältnismäßig dünnbankig abgelagert und unterscheiden sich schon hierdurch von den kompakteren Grauwacken der Embider Schichten. Charakteristisch sind auch häufig auftretende, oft schön ausgebildete Rippelmarken und Wellenfurchen⁴⁶⁾.

Sehr leicht sind die Bunten Jalónschichten aber von den schon beschriebenen sandigen Bildungen an den die Grauwacken- und Quarzitbänke unterbrechenden Tonschiefer- und Dolomitbänken zu unterscheiden. Die Tonschiefer, die die

steinen außerdem eigenartige segmentierte Abdrücke, deren Natur nicht sicher zu entscheiden ist. Falls sie nicht anorganischer Entstehung sein sollten, könnte es sich bei ihnen um Abdrücke von Trilobiten handeln.

46) H. JOLY (1927) gibt eine photographische Aufnahme von „silurischen“ Rippelmarken von der „Venta de Huérmeda“ (Planche I, Fig. 1). Es scheint sich hier um Grauwacken aus den Bunten Jalónschichten zu handeln.

Schichtfolge in mehr oder weniger dicken Paketen durchsetzen, haben teils auffallend dunkel- und lilablaue, teils schwärzliche Farbtöne; bankweise sind sie auch olivgrün. Besonders an den bläulichen und dunklen Farben sind sie selbst auf größere Entfernungen hin leicht zu erkennen⁴⁷⁾. Einige der dunklen Bänke erscheinen nach dem Anwittern von feinen Poren durchsetzt, die durch Auslaugung kleiner Pyritwürfel entstanden sind. Überhaupt weisen die Schichten — besonders in den höheren Niveaus — einen recht beträchtlichen Pyritgehalt auf; so finden sich Ton- schiefer und Sandsteine, welche von großen, oft schön geformten, im Ausgehenden allerdings meist zu Brauneisenstein verwitterten Pyritkristallen erfüllt sind. In besonders großer Menge und besonders schöner Ausbildung lassen sich solche am Nordosthange des Ribotatales in dem kleinen Wasserriß unmittelbar neben dem Saumpfad von Calatayud nach Embid beobachten. Gelegentlich sind die Schiefer auch reich an kleinen Biotitschuppen.

Charakteristisch für die Bunten Jalónschichten sind vor allem auch die eingelagerten Dolomite, die sich als einzelne dicke Bänke zwischen den Schiefeln und Grauwacken finden. Sie sind dicht, splitterig, hellgelblich bis weißgrau, wittern jedoch dunkelbraun an und bekunden dadurch einen erheblichen Eisen- gehalt. Es kommen auch Bänke dolomitischen, unreinen Kalkes vor.

Die Bunten Jalónschichten, die durch ihre bunten Farben und die große Mannigfaltigkeit des petrographischen Inhaltes charakterisiert sind, stellen einen sehr leicht erkenn- baren Horizont dar und sind somit für die Erforschung des Ge- birgsbaues von größter Wichtigkeit. Bei einer genaueren Unter- suchung der Schichtfolge wäre es wohl möglich, noch eine weitere Gliederung auf petrographischer Basis durchzuführen; so ist z. B. im Jalóntal der höhere Teil der Schichtfolge durch einen größeren Dolomit- und Kalkgehalt, der tiefere durch einen größeren Sand- gehalt ausgezeichnet. Ob solche Unterschiede aber von regionaler Bedeutung sind, könnte erst eine Spezialforschung ergeben.

4. Die Ribotadolomite.

Über den Bunten Jalónschichten liegt eine Folge sehr charak- teristischer Gesteine, die wegen ihrer Fossilführung auch für die Bestimmung des Alters und für stratigraphische Vergleiche von Wichtigkeit sind.

47) Das auffallende Gepräge der Bunten Jalónschichten ist aus Abb. 56, Taf. VII, zu ersehen. Hier stellen die deutlich geschichteten Gesteine am rechten Hang des Jalóntals Schichten dieses Horizonts dar.

Schön aufgeschlossen ist der Horizont auf der Höhe des Berges zwischen dem Jalón und der Ribota westlich von Huérmeda. Am Nordhang dieser Höhe ist der Verband mit den liegenden Bunten Jalónschichten zu beobachten, und es zeigt sich hier, daß die letzteren nach oben hin in sandfreiere Mergel übergehen, aus denen sich zunächst eine Wechsellagerung von dünnen Mergel-, Kalk- und Dolomitbänken und schließlich eine geschlossene Folge von ziemlich dickbankigen Dolomiten entwickelt.

Der Verband mit dem Hangenden ist an dem Wege von Calatayud nach Huérmeda am Südhang des Berges gut aufgeschlossen. So findet sich also innerhalb des Berges die ganze Schichtfolge der Ribotadolomite von ihrem Liegenden bis zu ihrem Hangenden; sie zeigt dabei folgende Gliederung:

- a) ca. 10,00 m hangende Mergelschiefer mit einzelnen Fossilresten, zu oberst eine 1 bis 1,50 m mächtige Dolomitbank;
- b) ca. 20,00 m Dolomite, besonders im unteren und oberen Teil von grobkristalliner Struktur und dickbankig, braun bis schwärzlich verwitternd; in der Mitte dünnbankiger, mehr kalkig und mit Mergellagen wechselnd;
- c) ca. 4—5,00 m fossilführende Mergel mit Trilobiten;
- d) ca. 25,00 m dunkelbraun verwitternde, kristalline Dolomite mit dünnen Mergellagen;
- e) ca. 15,00 m vorwiegend kalkige Mergel mit Fossilresten;
- f) ca. 12,00 m dickbankige, dunkelbraun verwitternde gelbliche Dolomite;
- g) ca. 10,00 m dünnbankige, hellgraue, dichte dolomitische Kalke.

Hierunter folgen die Übergangsbildungen zu den Bunten Jalónschichten.

Man sieht aus dem Profil, daß das Hauptgestein ein meist grobkristalliner, unverwittert grauer, verwittert dunkelbrauner Dolomit ist, neben welchem untergeordnet Mergel und Kalk auftreten. Man könnte glauben, daß die Dolomite durch Dolomitierung von Kalken entstanden seien, und das mag für einen Teil der grobkristallinen Bildungen auch zutreffen. Das Auftreten splittriger, fester, dichter Dolomitbänke weist aber darauf hin, daß in den Gesteinen wenigstens zum Teil echte, primäre Dolomite vorliegen, wie sich auch solche in den Bunten Jalónschichten finden.

In den Mergelzwischenlagen sind fast überall, wo die Schichten aufgeschlossen sind, undeutliche Reste von Fossilien festzustellen.

Gut erhaltene Trilobiten konnte ich jedoch nur im Horizonte c) am Südwesthang des Berges finden⁴⁸⁾.

Ich sammelte hier die folgenden Formen⁴⁹⁾:

Ptychoparia? ribotana n. sp. RUD. et E. RICHTER manuscr.

Agraulos sp.

Hyalithes sp.

Volborthella? n. sp.⁵⁰⁾.

Diese Fauna stellt die bisher älteste des spanischen Kambriums dar. Leider aber ist über ihre zeitliche Einordnung nichts absolut Sicheres auszusagen, da der *Agraulos* der Art nach nicht bestimmbar, die *Ptychoparia? ribotana* eine neue Art ist, deren Gattungszugehörigkeit sich nicht sicher entscheiden läßt. So könnte sie nach RUD. RICHTER'S brieflicher Mitteilung vielleicht auch zur Gattung *Olenopsis* gehören. „Immerhin“, so äußert sich RUD. RICHTER-Frankfurt zur Frage des Alters der Fauna, „wenn wir die Beziehungen zu denjenigen Arten vergleichen, die unter den vielen heute notgedrungen zu dem großen Begriff „*Ptychoparia*“ gerechnet am nächsten stehen, so möchten wir uns gefühlsmäßig für hohes Unterkambrium als größere Wahrscheinlichkeit aussprechen“.

Für diesen Altersentscheid scheint RUD. RICHTER und auch mir ferner das vollständige Fehlen eines *Paradoxides*-Restes zu sprechen. Gestützt wird dieses Argument durch die stratigraphischen Verhältnisse; die Fauna liegt nämlich 300 bis 400 m unterhalb der älteren *Paradoxides*-fauna von Murero. Und schließlich bedeutet auch das Auftreten von *Volborthella* ähnlichen Formen einen Anklang an das ältere Kambrium.

In ihrem Charakter scheint mir die Fauna eine gewisse Ähnlichkeit mit der hochunterkambrischen Fauna der KIÄR'schen Zone der *Strenuella linnarssoni* Norwegens zu besitzen. Denn auch in dieser fehlen einerseits die echten unterkambrischen Gattungen, und andererseits treten auch Paradoxiden noch nicht auf; es sind vielmehr Ellipsocephaliden, die die Fauna charakterisieren. So hat man einstweilen, bis ein endgültiger Beweis pro oder contra durch reichere Faunenfunde geliefert ist, die Ribotadolomite dem

48) Die Fossilfundpunkte sind auf Abb. 14 verzeichnet.

49) Eine Beschreibung der Trilobiten wird von RUD. und E. RICHTER gegeben werden.

50) Große, ca. 2 cm lange, deutlich gekammerte Form, die sicherlich von der *Volborthella tenuis* SCHMIDT verschieden und vielleicht als besondere Gattung anzusehen ist. Ihre Beschreibung wird später erfolgen.

hohen Unterkambrium zuzurechnen und sie dabei m. E. etwa der Zone der *Strenuella linnarssoni* KIÄR zu vergleichen.

5. Die Huérmedaschiefer.

Überlagert werden die Ribotadolomite von einer Folge schmutzigrüngrauer Tonschiefer, in die sandige Bänke und im höheren Teil auch größere Quarzitbänke eingelagert sind. Charakteristisch für diese Schichten, die ich als Huérmedaschiefer bezeichne, ist ein sehr großer Reichtum an Biotit⁵¹⁾, der in Form feiner Schüppchen das Gestein oft dicht erfüllt. Derselbe ist sedimentär und stammt gewiß von denudierten präkambrischen Graniten oder Gneisen. Auf den Bruchflächen des Gesteins bildet er dunkelbraune Flecken, die bis 1 qmm Größe erreichen; auf den Außenflächen erscheint er oft, zu „Katzengold“ verwittert, als goldschimmernder Belag. Außerdem sind mikroskopisch kleine Brauneisensteinflockchen im Gestein gleichförmig verteilt, die als Verwitterungsrückstände von Magnetit oder ähnlichem anzusehen sind.

An der Basis der Schichtfolge ist auf der Höhe des Berges zwischen Jalón- und Ribotafluß eine dünne Lyditbank zu beobachten, der, wie man später sehen wird, eine recht weite Verbreitung zuzukommen scheint.

In den Huérmedaschiefern ist noch eine ähnliche Trilobitenfauna beheimatet wie im vorigen Horizont. So fand ich in ihnen eine nach RUD. RICHTER'S Mitteilung der *Ptychoparia? ribotana* n. sp. des Ribotadolomits sehr nahestehende Form, während von Paradoxiden noch nichts bemerkt wurde. Das berechtigt dazu, auch die Huérmedaschiefer noch dem hohen Unterkambrium zuzurechnen.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge, die an dem Wege von Calatayud nach Huérmeda gut aufgeschlossen ist, beträgt ca. 60 m.

6. Quarzite und Grauwacken

bilden das Hangende der Huérmedaschiefer. Wie am Wege von Calatayud nach Huérmeda jenseits des Bahnüberganges zu sehen ist, gehen die Huérmedaschiefer in diese sandige Schichtfolge über, indem sich in ihrem oberen Teil Sandsteine und Grauwacken einstellen, die sich allmählich dichter zusammenschließen. So kommt es ohne scharfe Grenze zu einer Folge mehr oder weniger dickbankiger, quarzitischer, fester, grauer bis weißlicher Sandsteine

51) Vgl. Anm. 57.

und Grauwacken, die durch dünne Tonschieferzwischenlagen unterbrochen sind ⁵²⁾).

An der Basis finden sich einige etwas kalkige Sandsteinbänke, welche von *Volborthella?* sp. ⁵³⁾ und Brachiopodenresten erfüllt sind. Da Volborthellen bisher nur aus dem Unterkambrium bekannt geworden sind ⁵⁴⁾, fühlt man sich geneigt, einstweilen auch diese — jedenfalls nahe an der Grenze von Unter- und Mittelkambrium stehenden — Schichten noch der unteren Abteilung der Formation zuzurechnen.

Das Hangende dieser sandigen Ablagerungen ist nicht mehr aufgeschlossen, da sich an sie nach Westen das Tertiär des Beckens von Calatayud anlagert.

B. Die Schichtfolge der Westlichen Iberischen Ketten.

Wie erwähnt, bestehen die Westlichen Iberischen Ketten größtenteils aus kambrischen Ablagerungen und zwar aus höheren Horizonten des Unterkambriums, aus Mittel- und Oberkambrium, während tiefstes Unterkambrium fehlt; die Beziehungen der beobachtbaren Schichtfolge zu letzterem sind nicht erkennbar, da das Tertiär des Beckens von Calatayud den Anschluß an das tiefere Kambrium der Östlichen Iberischen Ketten verhüllt.

Schichten des Oberen Unterkambriums und solche des Mittelkambriums mit reicher Fauna begleiten das Jilocalatal von Calamocha bis Villafeliche. Sie fallen mittelsteil gegen Westen ein, sodaß in dieser Richtung die jüngeren Horizonte bis zum Silur folgen. Die gesamte mächtige Schichtserie läßt sich folgendermaßen gliedern:

52) Abb. 60, Taf. IX, gibt ein Bild vom Gepräge dieser Schichten. Zu beachten ist die starke disharmonische Spezialfältelung. Der Ausgleich geschieht dadurch, daß die Tonschieferlagen zwischen den einzelnen Quarzitbänkchen bald verdickt, bald ausgequetscht sind.

53) Hier handelt es sich nicht um die bekannte *Volborthella tenuis* SCHMIDT, vielmehr um eine größere und stärkere Form, die als Nachkomme jener ersten angesehen werden könnte.

54) Außer im Blauen Ton von Leningrad sind sie in unterkambrischen Bildungen Norwegens, Schwedens und Kanadas gefunden worden.

Natürlich ist der hierauf gegründete Schluß auf unterkambrisches Alter der in Rede stehenden Quarzite keineswegs zwingend, da die Volborthellen nicht Endsondern Anfangsglieder einer Entwicklungsreihe darstellen und darum auch mittel- und oberkambrische Nachfolger haben müssen, die zu den silurischen Orthoceren überleiten.

Ober- kambrium	}	7γ. Quarzite und Schiefer mit Linguliden	Obere	} Atecaschichten
		7β. Schiefer und Quarzite	Mittl.	
		7α. Quarzite und Schiefer mit Linguliden	Untere	
	}	6β. Blaugraue Tonschiefer	Obere	} Jilocaschichten
		6α. Tigillitenreiche Sandsteine u. Tonschiefer	Untere	
	Mittel- kambrium	}	5. Grünliche u. bläuliche Mergel u. Sandsteine	
4. Kalkige oder dolomitische, vorwiegend graue Mergel				Mureromergel
Ob. Unter- kambrium	}	3. Weißliche Quarzite		Darocaquarzit
		2. Graue biotitführende Tonschiefer		(Huérmeda- schiefer) ⁵⁵⁾
		1. Dolomite mit Mergeln		(Ribotadolomite) ⁵⁵⁾ .

Von dieser Schichtfolge sind die Horizonte 4 und 5, die sich durch einen beträchtlichen Kalkgehalt auszeichnen, durch Fauna als mittelkambrisch erwiesen, während die darunterliegenden Schichten dem Unterkambrium angehören dürften. Die über den ersteren folgenden sandigen und tonigen, aber kalkfreien Ablagerungen zeigen eine von jenen ganz abweichende Fazies. Von ihnen enthalten die Atecaschichten primitive Brachiopoden, darunter *Lingulella* cf. *davisii*, die im englischen Oberkambrium sehr häufig ist. Somit hat man die Atecaschichten als Äquivalente der *Lingula*-flags anzusehen und dem Potsdamian zuzurechnen. Die Jilocaschichten lieferten dagegen bisher keine das Alter definierenden Fossilien. Da sie der Fazies nach den Atecaschichten näher als den mittelkambrischen Mergeln und Dolomiten stehen, ziehe ich sie, gleichzeitig DERELMS (1898) folgend, auch zum Oberkambrium.

a) Das Unterkambrium.

1. Dolomite und dolomitische Kalke⁵⁶⁾

von erheblicher Mächtigkeit treten als älteste aller stratigraphisch sicher identifizierbaren Schichten in den Westlichen Iberischen

55) Diese Namen sind hier in Klammern gesetzt, da sie im Text zunächst nicht gebraucht werden, um späteren Erörterungen nicht vorzugreifen.

56) Infolge einer gewissen Ähnlichkeit sind diese Gesteine von älteren Autoren mit dem Muschelkalk verwechselt worden. Später (PALACIOS, CORTAZAR) werden sie meist als silurisch aufgeführt.

Ketten auf. Sie finden sich nördlich von Daroca in verschiedenen Seitentälern, die von Osten in das Jilocatal einmünden, zu beiden Seiten der Stadt selbst und auch noch südlich davon. Noch weiter im Süden treten sie wieder in dem Gebiet östlich von Sn. Martín auf.

Die Dolomite und dolomitischen Kalke zeigen bläuliche bis weiße Farbtöne, sie sind teils dicht, teils kristallin und in letzterem Falle von zuckerkörniger, marmorartiger Struktur. Beim Verwittern nehmen sie braune Farben an und bekunden dadurch einen beträchtlichen Eisengehalt. An ihrer Basis sind sie in den aufgeführten Vorkommen stark mylonitisiert, was mit besonderen tektonischen Prozessen, von denen später die Rede sein wird, in Zusammenhang steht.

Durch eine im höheren Teil eingelagerte mergelige Zone ist die Dolomitfolge in zwei verschieden mächtige Horizonte geteilt, sodaß sich eine Dreigliederung der gesamten Schichtfolge in

3. obere Dolomite,
2. mergeliges Zwischenmittel,
1. untere Dolomite und dolomitische Kalke

erkennen läßt, wobei der Horizont 1 das mächtigste Schichtglied bildet. Die Gesamtmächtigkeit ist nicht sicher bestimmbar, da sowohl bei Daroca wie bei Sn. Martín die Basis des Dolomits eine Störung darstellt. Jedenfalls aber beträgt sie mindestens 50 m. Etwas stärker scheint sie nördlich von Daroca in einigen Seitentälern des Jilocatales zu sein, doch kann hier auch Schuppung vorliegen.

Unter dem vergrusten und stark gestörten Dolomit des Vorkommens von Sn. Martín tritt stellenweise ein äußerst verquetschter dunkelbläulicher Schiefer auf. Vielleicht handelt es sich hier um Reste des stratigraphischen Liegenden des Dolomits.

Fossilien fand ich in der Dolomitfolge nicht.

Nach oben geht dieselbe in schmutziggrüne

2. tonige Mergel

über, indem sich die oberen Dolomitbänke zunächst durch Einschaltung von Mergellagen auflockern und schließlich überhaupt verschwinden. Die sich so entwickelnde Folge von Mergel- und Tongesteinen zeigt dunkelgraugrüne bis schieferblaugraue Farben, ist glimmerreich und gelegentlich etwas sandig, ohne daß jedoch eigentliche Sandsteine auftreten. Die Schiefer sind in vielen Bänken völlig durchsetzt von kleinen angewitterten Biotitschüppchen⁵⁷⁾,

57) Diese Biotitschüppchen sind überaus reich an pleochroitischen Höfen. Sie dürften daher wohl aus einem archaischen Granit herkommen. Abb. 80,

welche die Außenflächen der Schieferbrocken oft wie von Goldstaub bedeckt erscheinen lassen. Der Biotitgehalt ist das charakteristischste Merkmal der Schiefer. Bei Sn. Martín ist an der Basis gleich über den zuvor beschriebenen Dolomiten eine schwarze Lyditbank von ca. 6 cm Dicke entwickelt.

Die Mächtigkeit der Schieferfolge schwankt; sie beträgt ca. 50—100 m, scheint aber gegen Süden zu in ziemlich erheblichem Maße zuzunehmen. In dieser Richtung stellen sich in den Schichten auch Sandsteine ein.

An Fauna fand ich nur einen unbestimmbaren Trilobitenrest in dem Barranco de Arcilay östlich von Báguena.

3. Der Darocaquarzit.

Nach oben geht der Horizont der biotitreichen Tonschiefer in eine Folge von teils grauen, teils weißlichen Quarziten über, die meist dickbankig, gelegentlich aber auch dünnbankig abgelagert sind. Sie stellen recht feste Gesteine dar; wenn sie jedoch bei Daroca und Sn. Martín in eckige, splitterige Stücke aufgelöst sind, so ist das tektonisch bedingt. Gelegentlich führen sie Einlagerungen von Tonschiefern. Es ist besonders zu beachten, daß bei Sn. Martín an ihrer Basis in der Übergangszone zu den liegenden Tonschiefern zwei Kalksandsteinbänke auftreten, die voll von kleinen hornig-kalkigen Schalen von *Volborthella?* sp. sind. Den oben⁵⁸⁾ angeführten Erwägungen entsprechend, ziehe ich wegen dieser Fossilien den Darocaquarzit samt den in seinem Liegenden auftretenden Schichten zum Unterkambrium.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge beläuft sich nordwestlich von Daroca, wo sie in verschiedenen Quertälern aufgeschlossen ist, auf 100 bis 150 m.

b) Das Mittelkambrium.

4. Die Mureromergel.

Über den Quarziten folgt, mit ihnen durch Übergang verbunden, eine mächtige Serie von sandfreien, kalkigen, graublauen, grau-grünen und gelblichgrünen Mergeln, die dickbankig abgelagert sind, eine dichte Struktur und einen splitterigen oder muscheligen Bruch zeigen. Im unteren Teil der Schichtfolge herrschen matte, dunkelgraue bis schmutziggrünliche Farben vor, während in den

Tafel XVII, zeigt die Mikroaufnahme eines Dünnschliffes, der von einem bei Báguena gesammelten Handstück angefertigt ist.

58) Vgl. Seite 29.

höheren Niveaus sich mehr leuchtende, blaugrünliche bis blaßblaue Farbtöne zeigen. Der Kalk- oder Dolomitgehalt der Mergel reichert sich in Linsen, brotlaibförmigen Einlagerungen und dünnen Bänken besonders an, ohne daß jedoch wirklich reine Kalk- oder Dolomitbänke zustande kämen. Die kalkigen Partien verwittern gelblich oder bräunlich und treten so an den Wänden der Aufschlüsse als parallele Bänder deutlich hervor; hierdurch nimmt das Gestein den Habitus sehr grober Kramenzelkalke an, wobei allerdings die kalkigen Anteile ungleich stärker entwickelt sind als in den deutschen Kramenzelkalken. In den höheren Niveaus sind solche Einlagerungen weniger häufig bzw. konzentrieren sich auf einzelne dickere Bankfolgen. Gut zu studieren ist die recht gleichförmige Schichtfolge zwischen dem Bocado de las Fontanillas und der Ortschaft Manchones auf der Ostseite des Jilocatales, wo sich ihre Gesamtmächtigkeit schätzungsweise auf 200—250 m beläuft.

An Fauna sind die tieferen Teile der Schichtfolge recht arm; ich konnte nur einzelne unbestimmbare Trilobitenreste feststellen. In den höheren Teilen dagegen, an der Grenze zu dem nächsten, mit sandigen Bildungen beginnenden Horizont, in einer Zone des Sedimentationswechsels also, findet sich eine sehr reiche Fauna. Es ist das die schon lange bekannte Fauna von Murero, die sich besonders gut in der Rambla de Valdemiedes nördlich von Murero aufsammeln läßt, von wo DEREIMS (1898) auch eine eingehende Beschreibung der Schichtfolge gegeben hat. Er führt an, daß für die Auffindung der Fauna ein rot gefärbter Leithorizont, der die fossilführenden Schichten unterlagere, charakteristisch sei⁵⁹). Dieses aber trifft nicht zu; die Rotfärbung ist vielmehr sekundär und steht mit Verwerfungen in Zusammenhang⁶⁰). Bei Manchones, wo der trilobitenreiche Horizont in das Jilocatal hineinstreicht, fehlt die rote Farbe.

An Fauna führt DEREIMS folgende Arten auf:

- Paradoxides rugulosus* CORDA
 „ sp. aus d. Gr. d. *Par. rugulosus* CORDA
 „ *pradoanus* BARRANDE

59) Er folgt hierin DONAYRE (1873, S. 54), der sagt, daß die rötlich gefärbten Schichten die fossilführenden umschließen und den Verlauf der letzteren anzeigen.

60) Die Rotfärbung findet sich in nicht großer Tiefe unter ehemals oder auch jetzt noch vorhandenem Tertiär; es scheint so, als ob in die Verwerfungs-klüfte von oben her roter, aus Eisenstein bestehender Farbstoff der tertiären Mergel und Sande infiltriert sei.

- Conocoryphe sulzeri* SCHL. sp.
 „ *heberti* MUN.-CHALM. et BERG.
 „ *coronata* BARRANDE
Solenopleura ribeiroi BARRANDE
 „ cf. *rouairouxi* MUN.-CHALM. et BERG.
Agnostus sallesi MUN.-CHALM. et BERG.
 „ sp.
Discina sp.

Diese Fauna scheint mir aus einem höheren Niveau der Mureroschichten zu stammen, da wichtige Formen mit der jüngeren, weiter unten aufgeführten Fauna der Villafelicheschichten übereinstimmen.

Ich selbst fand am Ende des Barranco de Valdemiedes die folgenden, von RUD. und E. RICHTER als neue Arten erkannten Trilobiten, die in ein und derselben Schicht gesammelt wurden und gewiß älter sind als die von DEREIMS aufgeführten Formen:

- Paradoxides mureroensis* RUD. et E. RICHTER manuscr.
Olenopsis? lotzei RUD. et E. RICHTER manuscr.
Olenopsis? eleganticeps RUD. et E. RICHTER manuscr.
Agraulos sp. a.
Agraulos sp. b.

In dem gleichen Barranco, aber weiter talab, sammelte ich, jedoch nicht aus dem Anstehenden:

- Paradoxides barrandei* BARROIS
Conocoryphe heberti MUN.-CHALM. et BERG.

Diese Formen dürften wohl aus dem Horizont stammen, in welchem DEREIMS' Fauna gesammelt wurde.

Man sieht, daß in den Mureroschichten zwei verschiedene Faunen enthalten sind. In der unteren derselben, die ein mehr altertümliches Gepräge zeigt, und die — wie mir RUD. RICHTER mitteilt⁶¹⁾ — nach Sardinien weist, fehlen noch die *Conocoryphe*-Arten, die für die obere Fauna charakteristisch sind.

5. Die Villafelicheschichten.

Die übrigen etwa 200—250 m mächtigen Teile der Schichtfolge zwischen Murero und Villafeliche, DEREIMS' Horizonte 7—11, bestehen aus grünlichen und bläulichen Mergeln, die reich an Sandsteinen, Quarziten und Einlagerungen dolomitischer Kalke oder kalkiger Dolomite sind. Die Schichtfolge zeigt also in ihrer

61) Briefliche Mitteilung von Herrn Prof. RUD. RICHTER-Frankfurt.

petrographischen Zusammensetzung eine größere Mannigfaltigkeit als die der sonst ähnlichen Mureromergel, gegen die sie durch eine basale Sandsteinfohle abgegrenzt ist. Sie ließe sich nach den einzelnen an Quarzit und Dolomit reicheren Horizonten noch weiter gliedern; jedoch möchte ich nur erwähnen, daß der obere Teil der Villafelicheschichten, den man besonders gut am Weg von Villafeliche nach Atéa studieren kann, sandärmer als die tieferen Horizonte ist. In diesen höheren Niveaus treten häufiger dünn-schichtige Schiefer von bläulichen bis grünlichen Farben als Einlagerungen zwischen den Mergeln auf, welche die Hauptmasse der Schichtfolge ausmachen. Der Übergang zu den im Hangenden folgenden Jilocaschichten vollzieht sich durch Einlagerung von Sandsteinen in diese tonig-mergelige Folge.

Trilobiten finden sich in verschiedenen Niveaus, so vor allem in einem Horizont, der in unmittelbarer Nähe von Villafeliche an dem Saumpfad nach Murero durchstreicht und auch weiter aufwärts im Jilocatal stellenweise ⁶²⁾ gut aufgeschlossen ist. Der Horizont ist an einigen dickeren Bänken kalkigen Dolomits zu erkennen, die sich unmittelbar in seinem Liegenden befinden. Er enthält sehr große, bis 30 cm lange, oft wohlerhaltene *Paradoxides*-Exemplare, die auch schon von DEREIMS ⁶³⁾ erwähnt werden. Ich fand hier die folgende Fauna:

- Paradoxides barrandei* BARROIS
Conocoryphe heberti MUN.-CHALM. et BERG.
 „ *coronata* BARRANDE
 „ cf. *levyi* MUN.-CHALM. et BERG.
Sao hispanica RUD. et E. RICHTER manuscr.
Agraulos ceticephalus BARRANDE
 „ n. sp.
Ptychoparia cf. *striata* EMMRICH.

Wie mir RUD. und E. RICHTER, die die Fauna bearbeiteten, mitteilen, ist die neue Art *Sao hispanica* auch in Südfrankreich in Begleitung einer Fauna nachzuweisen, die teils mit der oben aufgeführten ident, teils mit ihr eng verwandt ist. Demgemäß entsprechen die Villafelicheschichten den Schichten mit *Paradoxides mediterraneus* der Montagne Noire ⁶⁴⁾.

62) So zwischen R^a. Valdeurera und B^{co}. Valderregata östlich des Flusses unweit der Stelle, wo die Bahnlinie nach Daroca von der Ost- auf die Westseite des Tales übergeht.

63) Rech. géol. dans le sud de l'Aragon, 1898, S. 32.

64) Briefliche Mitteilung Herrn Prof. RUD. RICHTER'S.

Conocoryphe heberti und *Conocoryphe coronata* kommen auch in der von A. WURM (1928) bei Lippertsgrün im Frankenwald aufgefundenen kambrischen Fauna vor, die ihrerseits Beziehungen zu Böhmen aufweist. Dieses sowohl wie auch die petrographischen Ähnlichkeiten zwischen dem deutschen und spanischen Mittelkambrium, auf die auch A. WURM hinweist, führen dazu, einen Zusammenhang zwischen den skandinavischen, böhmischen, deutschen, südfranzösischen und spanischen Teilen des europäischen Mittelkambriummeeres anzunehmen.

c) Das Oberkambrium ⁶⁵⁾.

Überlagert werden die Villafelicheschichten von einer sehr mächtigen sandig-tonigen Schichtfolge, mit der sie durch Übergang verbunden sind. Diese läßt sich nach dem Fossilgehalt in zwei Abteilungen gliedern. Die untere hiervon führt lediglich Spuren von Würmern oder anderen niederen Tieren, während die obere sehr reich an Linguliden ist, von denen einzelne Bänke dicht erfüllt sind.

Die untere dieser beiden Abteilungen bezeichne ich als Jilocaschichten und teile sie in einen unteren vorwiegend sandigen und einen oberen vorwiegend tonigen Horizont, von denen ich den ersten Untere, den zweiten Obere Jilocaschichten nenne.

Die obere *Lingula* führende Abteilung, die eine sehr mächtige Folge darstellt, bezeichne ich als Atecaschichten.

6. Die Jilocaschichten.

α) Die Unteren Jilocaschichten.

Diese bestehen vorwiegend aus grauen, zu geringerem Teil aber auch aus grünlichen und weißlichen, oft glimmerreichen, mitunter quarzitischen Sandsteinen und Grauwacken, denen Schiefer zwischengelagert sind, die im unteren Teil von dem Habitus der höheren Villafelicheschichten, im oberen von dem der Oberen Jilocaschichten sind. Gegen die Basis zu können diese Schiefer gelegentlich auch mergelig werden, doch treten solche Gesteine sehr zurück. Die Sandsteine wie auch die Schiefer sind voll von gewundenen Gebilden, die wohl als Kriechspuren niederer Tiere auf-

⁶⁵⁾ Bezüglich der Frage der Abgrenzung von Mittel- und Oberkambrium vgl. die Erörterungen S. 30.

zufassen sind⁶⁶⁾. Wenngleich diese Gebilde biostratigraphisch wenig aussagen, so sind sie doch für den Gesteinshabitus recht charakteristisch.

Die Mächtigkeit der Unteren Jilocaschichten ist recht erheblich, sie dürfte 200 m und mehr betragen. Für Spezialstudien ließe sie sich gewiß noch weiter gliedern; so zeigt sich, daß am Wege von Villafeliche nach Atéa an der Basis zunächst eine Quarzitfolge von ca. 30 m Mächtigkeit liegt, worüber mächtige Ablagerungen sandiger Schiefer mit dünnen Quarzitbänken folgen, die feingebankt und voll von den erwähnten *Problematica* sind.

β) Die Oberen Jilocaschichten.

Die obere Abteilung des Unteren Oberkambriums ist vorwiegend tonig. Sie ist im Bocado de Valderregata zwischen Atéa und Murero sehr schön aufgeschlossen und in dem kleinen Seitentälchen östlich der Einsiedelei Sta. Bárbara gut zu studieren.

Die Oberen Jilocaschichten bestehen aus dunkelschieferblauen bis grauen, gelegentlich auch grünlichen Tonschiefern; sie sind dicht, hart, splitterig, sehr kalkarm oder ganz kalkfrei und unterscheiden sich hierdurch von den mittelkambrischen Mergeln. Schichtweise sind sie recht glimmerreich und mitunter auch etwas sandig, doch treten keine geschlossenen Sandbänke oder Grauwacken in ihnen auf. Im Gegensatz zu den kaum geschieferten kompakten *Paradoxides*-Mergeln sind sie dünn-schiefrig; die Schieferung ist dabei aber nicht sekundär sondern primär und fällt mit der Schichtung zusammen.

Fauna, die sich paläontologisch auswerten ließe, findet sich auch in den Oberen Jilocaschichten nicht. Auch sind die für die Unteren Jilocaschichten so charakteristischen problematischen „Wurmsspuren“ recht selten, ja zum größten Teil ist die Schichtfolge frei von ihnen. Erst in den höchsten Horizonten, in den Übergangsschichten zu den nächst jüngeren Bildungen, stellen sie sich wieder ein.

Die Mächtigkeit der Schiefer beträgt gegen 200—250 m. Am Wege von Valconchán nach Santed westlich von Daroca scheint sie geringer zu sein, was jedoch wohl auf Störungen zurückgeht.

66) Für besondere Formen solcher Gebilde sind Namen wie *Cruziana*, *Bilobites*, *Vexillum* usw. geprägt worden.

Abb. 58, Tafel VIII, gibt eine photographische Aufnahme einer mit solchen Gebilden bedeckten Quarzitplatte, die zwischen Murero und Atéa beobachtet wurde.

7. Die Atecaschichten.

Die Jilocaschichten werden von einer sehr mächtigen Schichtfolge überlagert, welche bank- und schichtweise reich an Linguliden ist, während ich andere Fossilien nicht auffinden konnte. Ich bezeichne diese Schichtfolge als Atecaschichten und fasse sie als Äquivalentbildungen zu den englischen *Lingula*-flags des *Olenus*-Horizontes auf.

Die Atecaschichten bauen den Hauptteil der Westlichen Iberischen Ketten auf und sind im Jalóntal zwischen Ateca und Alhama in sehr mächtiger Entwicklung zu beobachten. Sie bestehen aus einer großzügigen Wechsellagerung von umfangreichen Schieferfolgen mit mächtigen Massen quarzitischer Sandsteine und lassen sich hiernach in mehrere Horizonte gliedern.

Als Grundlage für eine solche Gliederung soll hier die Entwicklung genommen werden, welche die Schichten westlich von Daroca zeigen. Man wird später sehen, daß die hier gewonnene Einteilung auch weiter reichende Gültigkeit besitzt.

Die Atecaschichten lassen sich zwischen Daroca und Santed in folgende Horizonte gliedern:

γ) Obere Atecaschichten	}	γ_2) Vorwiegend Schiefer mit zurücktretenden Sandsteinen
		γ_1) Quarzite
β) Mittlere Atecaschichten	}	β_2) Schiefer
		β_1) Quarzite
α) Untere Atecaschichten	}	α_4) Obere Schiefer
		α_3) Oberer Quarzit
		α_2) Untere Schiefer
		α_1) Basalquarzit.

a) Die Unteren Atecaschichten.

Wenn man den Saumpfad von Daroca über Valconchán nach Santed geht, so überquert man westlich des Jilocatales zwischen Daroca und Valconchán eine flache, von Miozän bedeckte Hochebene⁶⁷⁾. Das Miozän besteht aus groben, sandigen und konglomeratischen Ablagerungen, die oft große Blöcke von Quarziten und anderen Gesteinen der in den Bergen westlich des Tertiärbeckenrandes anstehenden Atecaschichten einschließen, sodaß man bereits den petrographischen Gehalt der Atecaschichten studieren kann, bevor man diese selbst erreicht hat.

⁶⁷⁾ Vgl. hierzu und zu dem folgenden das Profil durch die Westlichen Iberischen Ketten, Abb. 13.

Der Tertiärschutt bildet nur eine ganz dünne Hülle über kambrischen Schichten, die auf den Böden und an den Hängen einzelner Quertäler zutage treten und mehr oder weniger steil gegen Westen einfallen. So schreitet man zunächst über Villafelichschichten und dann über Jilocaschichten hinweg; die letzteren treten bei Valconchán selbst, wo das Tertiär zu Ende geht, zutage. Dieses ist gleich westlich der Ortschaft der Fall, wo das Gelände anzusteigen beginnt. Man erkennt hier die Quarzite der Unteren und die bläulichen Schiefer der Oberen Jilocaschichten.

Dann aber beginnen die Atecaschichten mit einer Wechselagerung von Quarzitbänken und Tonschiefern. Sie entwickeln sich mit kaum merklichem Übergang aus den Jilocaschichten. Dennoch sind sie sehr wohl von ihnen unterscheidbar, da sie bankweise von Lingulidenschalen erfüllt sind; und ich ziehe die Grenze zwischen Ateca- und Jilocaschichten mit dem Auftreten der ersten Brachiopoden führenden Sandsteine.

Auch weiter im Norden noch, so z. B. in der Nähe der Eremita Santa Bárbara westlich von Murero, vollzieht sich der Übergang zwischen Jiloca- und Atecaschichten in der gleichen Weise. Hier ist in einem kleinen Barranco südöstlich der Eremitage die mächtige Schichtfolge der Oberen Jilocaschichten aufgeschlossen, und es ist deutlich zu erkennen, wie sich in deren obersten Teil quarzitisches Bänke einschalten, die sich bald zu einer einheitlichen Folge zusammenschließen und von Linguliden erfüllt sind.

Die Unteren Atecaschichten lassen sich einteilen in:

- α_4) Obere Schiefer
- α_3) Obere Quarzite
- α_2) Untere Schiefer
- α_1) Basalbildungen.

α_1) Die Basalbildungen der Atecaschichten

sind ca. 250 bis 300 m mächtig. Sie bestehen vorwiegend aus festen, grauen bis weißlichen Quarziten, die mit Tonschiefern wechselagern. Daneben kommen aber auch graue, weiche, glimmerreiche Sandsteine vor, so vor allem an der Basis und im Hangenden der eigentlichen Quarzitmasse. Auch grauwackenähnliche Gesteine treten auf. Durch eine mittlere dünnere Schieferfolge sind die sandigen Bildungen in einen unteren und oberen Horizont aufgeteilt. Charakteristisch für die Schichten sind die Brachiopoden, von denen schon die Rede war. Sie kommen immer bankweise und dann gleich in sehr großen Mengen vor, sodaß sich regelrechte Lingulidenlagen finden, in denen die Schalen zu un-

zähligen zusammengehäuft sind. Solche Bänke sind immer leicht aufzufinden und auch in Lesesteinen auf den Feldern meist sehr schnell zu erkennen, wengleich nach Zerstörung der Schalensubstanz nur verwischte Eindrücke zurückbleiben. Es ist darum zu verwundern, wenn DEREIMS (1898, S. 45) die Schichten für fossilfrei hält. Die Abdrücke auf den Lesesteinen, die ihm jedoch auffielen, bezeichnet er als „Empreintes mécaniques“. Unter anderem fand ich bei Valconchán *Lingulella* cf. *davisii* M. COY, eine bekannte Form des Oberkambriums.

DEREIMS, der auf Seite 45 seiner *Recherches géologiques* auch eine Beschreibung der Schichtfolge zwischen Valconchán und Santed gibt, hält die Basalbildungen der Atecaschichten für „Armorikanische Quarzite“ und läßt mit ihnen das Silur beginnen; die ganze weitere Folge der Atecaschichten soll demgemäß dem unteren Silur entsprechen, während die im äußersten Westen der Westlichen Iberischen Ketten bei Santed auftretenden, später noch zu beschreibenden Quarzite von ihm für zugehörig zum Gotlandium gehalten wurden. Doch bemerkte DEREIMS auch, daß diese „untersilurische“ Schichtfolge ihrer petrographischen Zusammensetzung nach von dem sicheren Untersilur der Östlichen Iberischen Ketten östlich von Daroca durchaus verschieden ist. So kam er zur Annahme eines eingreifenden Faziesgegensatzes zwischen diesen beiden Gebieten für das Untersilur; diese Vorstellung gründet sich auf eine Parallelisierung altersverschiedener Bildungen und besteht daher nicht zu Recht⁶⁸).

α₂) Untere Schiefer.

Schiefer von dunkelgrauer, bläulichgrauer bis graugrüner Farbe überlagern die basalen sandigen Bildungen der Atecaschichten. Sie sind ca. 400 m mächtig und von sehr charakteristischem, aber schwer beschreibbarem Habitus. Sie sind im allgemeinen sehr gleichförmig und rein, gelegentlich aber werden sie auch sandig, und es treten sogar vereinzelt Quarzitbänkchen in ihnen auf. DEREIMS (1898, S. 45) schreibt von diesen Schichten: „Ces assises présentent avec le Flysch des Alpes les plus grandes ressemblances et M. HAUG m'a fait remarquer qu'il existe, entre les deux formations, identité d'aspect et d'empreintes.“

Die Ablagerungen beginnen mit einem etwa 1 bis 2 Meter mächtigen Konglomerat, das vorwiegend aus Quarzgeröllen be-

68) Im Abschnitt über das Silur wird hierauf noch einmal zurückzukommen sein.

steht, aber auch Schiefer des unmittelbaren Liegenden aufgearbeitet enthält. Es ist dem Untergrund mit einer geringen Diskordanz aufgelagert, wodurch sich schwache tektonische Bewegungen zur oberkambrischen Zeit anzeigen⁶⁹). Nach oben geht das Konglomerat in Sandsteine geringer Mächtigkeit über, aus denen sich die beschriebenen Schiefer entwickeln.

α_3) Sandsteine und Quarzite

mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m überlagern diese untere Folge von Schiefen mit Flysch-Habitus. Sie wechsellagern mit Schiefen und enthalten auch einige mächtige Quarzitbänke. Dann folgen

α_4) die oberen Schiefer,

die von gleicher petrographischen Ausbildung wie die unter α_2 beschriebenen sind. Sie sind ca. 350 m mächtig. Ich konnte in ihnen keine Fossilreste auffinden.

β) Die Mittleren Atecaschichten.

Die Mittleren Atecaschichten beginnen mit einem sehr dickbankigen, weißen Quarzit, der als weithin sichtbare, schon von Daroca aus auffallende Steilwand den Osthang des Gebirges westlich von Valconchán krönt. Der Quarzit ist sehr fest, kompakt, von zuckerkörniger Struktur und marmorähnlichem Habitus. Er zeigt hellgraue bis schneeweiße Farben und gleicht hierin dem Amerikanischen Quarzit. Er besitzt eine Mächtigkeit von 20 bis 30 m. Fossilien konnte ich in ihm nicht auffinden.

Über ihm folgen ca. 400 m mächtige Tonschiefer, welche ganz ähnliche petrographische Beschaffenheit wie die Tonschiefer der Unteren Atecaschichten haben. Nur treten hierin häufiger als dort blaugraue Farben auf.

Soweit sich aus DEREIMS' Abbildung (1898, S. 45) ersehen läßt, sind dieses die Schichten, in welchen der Forscher Abdrücke von *Acidaspis buchi* gefunden haben will, auf Grund deren er die Ablagerungen als höheres Untersilur auffaßt. Ich selbst habe trotz aller Bemühungen keinerlei Fossilien feststellen können. Doch sind die darüber liegenden Sandsteine sehr reich an Brachiopoden; diese stellen jedoch nur primitive, schloßlose Arten dar, und höhere Formen, die unter den obwaltenden Faziesbedingungen gewiß vorkommen würden, wenn die Schichten jünger wären, fehlen

69) Eingehender wird die Sachlage bei der Behandlung der orogenen Ereignisse des Paläozoikums im 2. Hauptteil der Arbeit dargestellt werden.

vollständig. Auch liegt der Armorikanische Quarzit der Arenig-Stufe sehr viel höher im Schichtprofil. Ich muß deswegen die Bestimmung DEREIMS' anzweifeln und glaube, daß man, falls es sich bei den Funden überhaupt um Trilobitenreste gehandelt hat, hier Aussicht haben könnte, Trilobiten der *Olenus*-Stufe zu finden.

γ) Die Oberen Atecaschichten

sind gegenüber dem Hauptteil der Unteren und Mittleren Atecaschichten sehr fossilreich und gliedern sich in zwei Horizonte, einen unteren, der vorwiegend aus Quarziten und Sandsteinen mit zurücktretenden Tonschiefern besteht, und einen oberen, der vorwiegend aus milden bis sandigen Tonschiefern und zurücktretenden Sandsteinen zusammengesetzt ist.

γ₁) Der untere sandige Horizont

baut die höchsten Höhen zwischen Valconchán und Santed auf, die sich in südost-nordwestlicher Richtung, bei der Venta de Daroca von einer Talung durchbrochen, als flache feldbestandene Hügel hinziehen und nördlich der Venta den Namen Los Molantejos führen. Er besteht aus dünn- bis dickbankigen Quarziten und Sandsteinen mit zwischengeschalteten dünnblättrigen Tonschiefern. In einzelnen Horizonten schließen sich die Quarzite zu etwas mächtigeren Folgen zusammen und nehmen dabei oft weißliche Farben an, wie sie der Armorikanische Quarzit führt, dessen Fazies also mehrfach auftreten kann.

Einzelne Lagen der Quarzite und Sandsteine sind voll von schloßlosen Brachiopoden, die ähnlich wie im Basalquarzit der Unteren Atecaschichten gelegentlich bankbildend auftreten. Meist sind die dünnen Schalen vollständig zerbrochen und bilden ein dichtes Haufwerk feiner Trümmer, sodaß es gewöhnlich unmöglich ist, die Arten zu bestimmen. Zahlenmäßig ist der Reichtum an Linguliden noch sehr viel höher als im oben beschriebenen Basalquarzit der Unteren Atecaschichten.

γ₂) Vorwiegend milde Schiefer,

die nur in einzelnen Niveaus auch von sandigen Ablagerungen unterbrochen sind, treten über den Quarziten und Sandsteinen des vorigen Horizonts in mächtiger Folge auf.

Wie man bei der Venta de Daroca erkennt, sind sie mit ihrem Liegenden durch Übergang verknüpft, indem sich die Quarzite des unteren Horizonts in Bänke weichen, glimmerreichen Sandsteins mit zwischengelagerten Schiefern auflösen. Dann folgen als Basis-

bildungen der oberen Abteilung ca. 25 bis 30 m dunkelbraune bis violettgraue Tonschieferbrekzien, die mit Bruchstücken von Lingulidenschalen durchsetzt sind. Tonschieferbrocken wie Brachiopodenschalen sind dabei vollständig zertrümmert und zerrieben und mit eisenhaltigem Sediment verbacken; letzteres kann sich gelegentlich zu dünnen Brauneisensteinflözen anreichern. Diese Bildungen sind jedenfalls in sehr stark bewegtem Wasser, wohl in Küstennähe, zum Absatz gelangt. Der Verwitterungsboden des Horizonts zeigt intensive dunkelbraune Farben, sodaß derselbe, falls er größere Verbreitung besitzen sollte, eine gute Leitschicht darstellt.

Überlagert werden diese auffallenden Ablagerungen von geringmächtigen, grünlich gefärbten, sandigen Schiefen und Sandsteinen, worüber weiterhin grünliche, milde, dünnblättrige Tonschiefer folgen, die Hauptmasse des oberen Teiles der Oberen Atecaschichten. Diese Schiefer bilden eine flache, ebene Senke von 1700 Schritt Breite, sind aber inmitten derselben nur örtlich aufgeschlossen. Deswegen ist ihre Mächtigkeit nicht sicher zu bestimmen; sie beträgt aber jedenfalls viele hundert Meter. Über ihnen liegt, einen kleinen Hügelzug östlich von Santed bildend, eine geringermächtige sandige Schichtfolge, die aus Sandsteinen und Quarziten mit Kriechspuren von Anneliden oder anderen niederen Lebewesen besteht. Über diesen folgen noch einmal milde, feinschiefrige Tonschiefer von grünlichen Farben in nicht sehr erheblicher Mächtigkeit.

Diese Schiefer stellen die jüngsten noch zum Kambrium zu ziehenden Ablagerungen des Iberischen Gebirges dar. Sie sind von Silur überlagert, das mit einem Konglomerat beginnt und anscheinend zum Kambrium in Diskordanz steht. So wäre es möglich, daß vor Ablagerung des Silurs noch ein Teil des höchsten Kambriums abgetragen worden ist. Sehr groß dürfte jedoch die Mächtigkeit einer solchen etwa fehlenden Schichtfolge kaum sein.

C. Die Beziehungen der Schichten des Jalónprofils zu denen der Westlichen Iberischen Ketten. Ableitung des Normalprofils des keltiberischen Kambriums.

Im Vorstehenden sind die Schichtfolge der Östlichen und die der Westlichen Iberischen Ketten gesondert beschrieben worden. Es besteht nun noch die Aufgabe, die beiden Schichtfolgen aufeinander zu beziehen.

Das Jalónprofil zeigt die folgende Gliederung:

6. Quarzite
5. Huérmedaschiefer
4. Ribotadolomite
3. Bunte Jalónschichten
2. Embider Schichten
1. Bámbolaquarzit.

In den Westlichen Iberischen Ketten wurde die folgende Entwicklung festgestellt:

10. Obere Atecaschichten
9. Mittlere Atecaschichten
8. Untere Atecaschichten
7. Obere Jilocaschichten
6. Untere Jilocaschichten
5. Villafelicheschichten
4. Mureromergel
3. Darocaquarzit
2. Tonschiefer
1. Dolomite.

Schon die vergleichende Betrachtung der beiden Profile läßt in der Aufeinanderfolge von Dolomit, Tonschiefer und Quarzit eine Übereinstimmung zwischen den Schichten 4—6 des Jalónprofils und den Abteilungen 1—3 des zweiten Profils erkennen, sodaß man bei einem Versuch, die beiden Schichtfolgen aufeinander zu beziehen, von vornherein geneigt wäre, Horizont 1 des zweiten Profils gleich Horizont 4 des ersten zu setzen, ferner in entsprechender Weise Horizont 2 gleich 5, 3 gleich 6. Tatsächlich ergeben sich für eine Identität der Schichten die folgenden Argumente ⁷⁰⁾.

1. Petrographische Analogien.

a) Die Huérmedaschiefer des Jalónprofils und die Tonschiefer 2 des Jilocatales stimmen petrographisch miteinander überein. Beide sind überaus reich an gleichförmig verteilten Biotitschüppchen, die dem Gestein ein charakteristisches Gepräge verleihen. Sedimentärer Biotit tritt im allgemeinen in feinklastischen Gesteinen relativ selten auf, sodaß man diesem petrographischen Merkmal wohl einigen Wert als Kriterium für eine Identität der beiden Bildungen zusprechen darf.

⁷⁰⁾ Diese Beweisführung ist darum eingehender gegeben, weil, wie im tektonischen Teil gezeigt wird, der Ribotadolomit weithin auf jüngere Schichten deckenförmig überschoben ist. Zur Erfassung dieses Deckenbaues bedarf es der gesicherten Kenntnis der normalen Schichtfolge.

Des weiteren verdient hervorgehoben zu werden, daß an der Basis der Schiefer in beiden Gebieten — nämlich bei Sn. Martin im Jilocalatal und westlich von Huérmeda im Jalóntal — eine schwarze, dünne Lyditbank entwickelt ist.

Übereinstimmend ist ferner die graugrüne bis schieferblaue Färbung der Gesteine und vor allem ihr stratigraphischer Verband, indem sie in den beiden getrennten Vorkommen nach unten in Mergelkalke und Mergeldolomite, nach oben in quarzitisches Sandsteine übergehen.

b) Die im Liegenden der Huérmedaschiefer und der Tonschiefer 2 auftretenden Dolomite sind petrographisch ähnliche Bildungen. Da innerhalb aller kambrischen Einzelprofile niemals mehr als eine einzige mächtigere Dolomitfolge beobachtet werden kann, müßte es gezwungen erscheinen, wollte man die beiden Dolomite als verschiedenartig ansehen. Weitere Stütze findet die Annahme einer Identität derselben noch durch eine Betrachtung der Spezialgliederung der Dolomitfolgen, die beide durch eine eingeschaltete Mergellage in zwei geschlossene Einzelfolgen dickbankiger Kalke und Dolomite gegliedert werden.

2. Paläontologische Argumente.

Sichere paläontologische Beweise für eine Identität der in Frage kommenden Schichtglieder der beiden Profile sind nicht zu erbringen. Während die Ribotadolomite in einer Mergellage Trilobiten führen, ließen sich solche im Jilocagebiet nicht auffinden; falls sie hier überhaupt vorhanden sein sollten, sind sie in der in die Dolomite eingeschalteten Mergellage zu erwarten.

Sehr auffallend ist jedoch, daß an der Basis der Darocaquarzite bei Sn. Martin einerseits und der jüngsten Quarzite des Jalóntales andererseits einzelne Kalksandsteinbänke auftreten, die voll von *Volborthella*? sp. sind. Diese Wiederkehr so weniger, nur einige Zentimeter mächtiger Bänke in ganz gleicher Ausbildung darf wohl als Hinweis auf sehr enge stratigraphische Beziehungen der Schichtfolgen zueinander gedeutet werden.

Die aufgeführten Argumente scheinen mir mit genügender Deutlichkeit darauf hinzuweisen, daß eine Identität zwischen

Horizont 6 des Jalónprofiles	und	3 des Jilocaprofils,
" 5 "	"	" 2 "
" 4 "	"	" 1 "

besteht. Damit ergibt sich folgendes Normalprofil für die Gesamtschichtfolge des Kambriums der Iberischen Ketten:

		13. Obere Atecaschichten, ca. 700 m
		12. Mittlere Atecaschichten, ca. 450 m
Oberkambrium		11. Untere Atecaschichten, ca. 1000 m
		10. Obere Jilocaschichten, ca. 250 m
		9. Untere Jilocaschichten, ca. 200 m
Mittelkambrium		8. Villafelicheschichten, ca. 250 m
		7. Mureromergel, ca. 200 m
		6. Darocaquarzit, ca. 120 m
	Oberes	5. Huérmedaschiefer, ca. 80 m
		4. Ribotadolomite, ca. 90 m
Unterkambrium	Unteres	3. Bunte Jalónschichten, ca. 300 m
		2. Embider Schichten, ca. 350 m
		1. Bámbolaquarzit, mehr als 300 m

Für die faunistische Entwicklung innerhalb dieser Schichtserie ergibt sich das folgende:

Die älteste deutbare Fauna tritt in den Ribotadolomiten auf; sie ist charakterisiert durch *Agraulos* sp. und *Ptychoparia* (oder *Olenopsis?*) *ribotana* n. sp. RUD. et E. RICHTER, während *Paradoxiden* noch nicht angetroffen wurden. Ähnlich ist noch die Fauna der Huérmedaschiefer.

In höheren Teilen der Mureromergel tritt eine zweite Fauna auf, die in Anklang an die erste reich an Formen der Gattungen *Agraulos* und *Olenopsis?* ist, welche mit neuen Arten vertreten sind, daneben aber in *Paradoxides mureoensis* n. sp. RUD. et E. RICHTER einen sicher mittelkambrischen Vertreter enthält.

Eine dritte faunistische Zone stellen die höchsten Murero- und die tieferen Villafelicheschichten dar, die eine durch *Paradoxides barrandei* BARROIS und reiche Herrschaft von *Conocoryphe*-Arten gekennzeichnete Fauna führen.

Jüngere kambrische Trilobiten wurden nicht aufgefunden. Das Obere Kambrium scheint faunistisch allein durch Linguliden charakterisiert zu sein.

D. Weitere Vorkommen von Kambrium in den Keltiberischen Ketten.

Wir haben jetzt noch weitere Vorkommen von Kambrium kurz zu behandeln, teils, weil sie Stützen für die Richtigkeit des oben aufgestellten Normalprofils abgeben, teils, weil sie Licht auf die Faziesbedingungen und die paläogeographischen Verhältnisse des keltiberischen Kambriummeeres werfen. Es handelt sich um folgende Gebiete:

(188)

1. die Umgebung von Badules nordöstlich von Daroca,
2. die Gebiete zwischen Mainar und Paniza,
3. den Nordteil der Montes de Ateca nördlich des Jalónflusses,
4. die Umgebungen von Jarque, Mesones und Borobia in den Östlichen Iberischen Ketten.

Das erste dieser Vorkommen ist bereits aus der Literatur bekannt (vgl. historische Daten S. 17—18 unter 1892 und 1898), während die anderen neu aufgefunden wurden ⁷¹⁾.

1. Das Mittelkambrium und untere Oberkambrium von Badules.

Schon PALACIOS (1892) fiel die petrographische Ähnlichkeit gewisser bei Badules auftretender Gesteine mit dem fossilführenden Mittelkambrium von Murero auf. Er vermutete deshalb, daß auch diese Schichten mittelkambrisch seien, vermochte aber keine Fossilien aufzufinden. Den paläontologischen Beweis lieferte DEREIMS (1898), der Paradoxiden und andere mittelkambrische Trilobiten in der Umgebung von Badules sammelte ⁷²⁾.

Als älteste Schichten treten an dem Saumpfade nach Fombuena bei der Ortschaft Badules am Westhang der Höhe, die sich gleich östlich des Dorfes zu erheben beginnt, graue, stark geschieferte Mergel auf. Die Schieferung verleiht den Gesteinen einen von dem der Mureromergel des Jilocats so sehr abweichenden Habitus, daß man die stratigraphische Stellung dieser tiefsten Schichten nach petrographischen Merkmalen kaum erschließen kann ⁷³⁾. Sie enthalten aber Fossilien, die allerdings schwer auffindbar und infolge der starken Schieferung meist sehr verdrückt sind. DEREIMS gibt von hier die folgende Fauna an:

Paradoxides rugulosus CORDA
 „ sp. aus der Gruppe des *Par. rugulosus* CORDA

71) Vgl. Anm. 81.

72) DEREIMS (1898, S. 33—35) gibt in seiner Beschreibung des Kambriums von Badules die folgende Schichtentwicklung an: Als älteste Schichten sollen im Kern eines Sattels am Weg nach Fombuena sehr feinblättrige Schiefer auftreten, die von weißen Quarziten überlagert seien, welche ihrerseits nach oben in die fossilführenden mittelkambrischen Bildungen übergehen sollen. — Die milden Schiefer und weißen Quarzite sind jedoch silurisch, und das Mittelkambrium ist auf sie überschoben.

73) Erst bei den sehr viel höheren, westlich von Badules auftretenden Schichten wird der Gesteinshabitus wieder normal, sodaß für diese PALACIOS allein auf Grund petrographischer Merkmale das kambrische Alter erschließen konnte.

- Conocoryphe sulzeri* SCHL. sp.
 „ *heberti* MUN.-CHALM. et BERG.
 „ *coronata* BARRANDE
Solenopleura ribeiroi BARRANDE.

Durch den Reichtum an *Conocoryphe sulzeri* und *C. heberti*, den DEREIMS besonders hervorhebt, erweist sich die Fauna als ident mit der jüngeren Fauna von Murero und der der Villafelichesichten. Die Schichtfolge ist nach ihrer stratigraphischen Position als Äquivalent der höheren Mureromergel aufzufassen.

Überlagert werden die fossilführenden Mergel von Sandsteinen, Quarziten und zwischengelagerten Tonschiefern, die an dem erwähnten Saumpfad östlich von Badules aufgeschlossen sind und bei dem Dorf selbst von Tertiär bedeckt werden. Sie sind stark spezialgefaltet und fallen dabei im allgemeinen gegen Westen ein. Sie müssen als Äquivalente der im Jilocatale an der Basis der Villafelichesichten entwickelten sandigen Ablagerungen angesehen werden.

Unmittelbar westlich des Dorfes treten am Westuferhang des Huervabachtales Mergel auf, die den Habitus der Villafelichesichten des Jilocatales zeigen. Sie fallen ca. 20—23° gegen Südwesten ein und sind als das Hangende der sandigen Ablagerungen östlich von Badules aufzufassen. Die Verbindung mit denselben muß unter dem Tertiär und dem Alluvium des Huervatales vermutet werden.

Die westlich des Tales zu Tage tretenden, jedenfalls einem höheren Niveau der Villafelichesichten angehörenden Ablagerungen lassen eine Gliederung in zwei petrographisch verschiedene Horizonte erkennen. Der untere derselben besteht aus kalkreichen Mergeln, in deren tieferen Teilen reine, feste, dichte Bänkechen dolomitischen Kalkes eingelagert sind, während in den höheren Mergel vorherrschen, in die sich dünne, gelbliche bis graue Streifen, Linsen oder Bänder kalk- oder dolomitreichen Materials einschalten; die zwischengelagerten kalkärmeren Mergel zeigen bläuliche bis grünliche Farben. An Fossilien fand ich in der Schichtfolge, die — soweit die Aufschlüsse reichen — ca. 30 m mächtig ist, lediglich Reste von *Paradoxides* sp. und *Conocoryphe heberti* MUN.-CHALMAS et BERGERON. DEREIMS (1898, S. 33) sammelte in ihnen — allerdings an einer anderen Stelle (im Lechóntälchen bei der Venta de Valencia unweit von Romanos) — zwei Exemplare von *Paradoxides rugulosus* „de grande taille“ und verglich sie mit gewissen Schichten des Jilocatales, die dem von mir ausgeschiedenen Horizonte der Villafelichesichten angehören.

Überlagert wird dieser Mergelhorizont von ca. 30 m kalkärmeren Tonschiefern, welche schmutzig-graugrüne Farben zeigen und den Huérmedaschiefern ähnlich sehen. So enthalten sie auch wie jene Biotitschüppchen. An Fossilien ist dieser Horizont anscheinend reicher als der vorige; so fand ich an seiner Basis mehrere Reste von *Paradoxides* sp.

Etwas abwärts im Huervatal, von Badules aus in nordwestlicher Richtung, werden die Villafelicheschichten auf der Höhe des Uferhanges von kalkfreien, graugrünen, sandigen Tonschiefern und quarzitischen Sandsteinen überlagert, die sehr reich an „Kriechspuren“ sind. Hierdurch sind diese Schichten als Äquivalente der Unteren Jilocaschichten leicht zu erkennen, müssen also als tieferes Oberkambrium aufgefaßt werden. Sie stellen die jüngsten Bildungen in dem Kambriumgebiet von Badules dar; ihr Hangendes tritt nicht mehr zutage, da sich auf das Paläozoikum gegen Westen das Miozän des Beckens von Calatayud legt, welches die weite Hochfläche der Campos Romanos bildet und sich in westlicher Richtung bis zu dem Mittelkambrium des Jilocatales hin ausdehnt.

Im Gebiet von Badules treten also Schichten des Mittel- und Oberkambriums auf, und zwar von dem ersteren trilobitenführende Murero- und Villafelicheschichten, von letzterem tiefste Untere Jilocaschichten. Soweit sich erkennen läßt, steht die Schichtfolge in Übereinstimmung mit der des Jilocatales. Dieses äußert sich vor allem in dem Vorhandensein einer Sandsteinfolge an der Basis der Villafelicheschichten und in der unverkennbaren petrographischen Ähnlichkeit der höheren Teile der Schichten, die schon PALACIOS auffiel.

2. Atecaschichten westlich von Paniza in den Östlichen Iberischen Ketten.

Im Raum westlich von Paniza in den Östlichen Iberischen Ketten herrscht eine sehr intensive Spezialfaltung, die eine Klärung der stratigraphischen Verhältnisse erschwert. Da eine Feinuntersuchung infolgedessen längere Zeit beansprucht hätte, ergab sich für mich nur die Möglichkeit einer groben Sichtung.

Das Gebiet wird zu großem Teil von Schiefen und Quarziten aufgebaut, die miteinander abwechseln. Die Quarzite sind weiß und dicht, oft etwas streifig geschichtet. Ich fand in ihnen östlich von Mainar an der Straße nach Zaragoza Lagen und Bänke mit Linguliden und in geschieferten Sandsteinen *Tigillites* ähnliche Ge-

bilde. Zwischen den Quarziten liegen in mehr oder weniger großer Mächtigkeit grünlichgraue Schiefer. Der petrographische Charakter der Schichtfolge entspricht vollkommen dem der höheren Atecaschichten westlich von Daroca; sie enthalten die gleichen weißen Quarzite mit *Lingula*-Bänken und werden bei Paniza von unter-silurischen, weißen, an *Scolithus* reichen Quarziten überlagert, die denen von Santed in den Westlichen Iberischen Ketten entsprechen und wie jene an der Basis ein Konglomerat führen.

Die Mächtigkeit der Schichtfolge beträgt jedenfalls viele hundert Meter.

3. Das Kambrium von Ateca.

Nördlich von Ateca in den Westlichen Iberischen Ketten treten infolge einer axialen Heraushebung der Schichten (vgl. geologische Übersichtskarte, Taf. I) unter- und mittelkambrische Bildungen auf. So gelangt man aus dem weiten Revier oberkambrischer Atecaschichten allmählich in ältere Horizonte, wenn man von der Stadt aus im Tal des Rio Manubles aufwärts gegen Nord vordringt. Besonders gut ist die Schichtfolge längs des Camino de la Veguilla zu studieren, der, das Flußtal auf seiner Westseite begleitend, zu einem aufgelassenen Bergbau südlich von Moros führt⁷⁴⁾.

Wir betrachten im folgenden die Schichtserie, vom Älteren zum Jüngeren aufsteigend, wie man sie nacheinander antrifft, wenn man in umgekehrter Richtung, von Nord nach Süd, längs dieses Pfades das Tal durchschreitet.

Bei dem steilen Felsen der Peña Aguila⁷⁵⁾, wo sich das Manublestal schluchtartig verengt, treten als tiefste Ablagerungen⁷⁶⁾ Bunte Jalónschichten auf. Sie haben die gleiche Ausbildung wie im Jalónprofil bei Huérmeda und bestehen wie dort aus einer Wechsellagerung von mehr oder weniger dickbankigen quarzitischen Sandsteinen, bunten, violettblau bis schwärzlich gefärbten Tonschiefern und braun anwitternden Dolomitbänken. Die petrographische Übereinstimmung mit den Bunten Jalónschichten der Östlichen Iberischen Ketten ist vollständig. Wie in der Nähe der Peña Aguila zu erkennen ist, treten im tieferen Teil grünliche

74) Vgl. hierzu Mapa topográfico nacional 1 : 50000, Blatt 409 : Calatayud.

75) So heißt im Volksmunde die Höhe 785 unmittelbar südlich des Moreroberges.

76) Noch ältere Schichten, die allerdings in keinem direkten Verband mit dem Hangenden stehen, treten in dem saxonischen Sattel auf, der sich östlich von Torrijo findet. Es sind mächtige Grauwacken, die zu den Embider Schichten zu stellen sind.

Grauwacken auf von derselben Art, wie sie im östlichen Gebiet in den unteren Horizonten der Bunten Jalónschichten, im Übergangsbereich zu den Embider Grauwacken, entwickelt sind. Im höheren Teil der Schichtfolge kommen genau so wie am Saumpfad von Calatayud nach Embid (vgl. S. 25) Mergelschiefer mit z. T. sehr großen, schön geformten Pyritkristallen vor. Die Mächtigkeit der aufgeschlossenen Schichtfolge beträgt ca. 150 m.

Überlagert wird die Folge der Bunten Jalónschichten von Dolomiten, die größte Ähnlichkeit mit dem Ribotadolomit haben. Sie sind in dem Felsen der Peña Aguila stellenweise metasomatisch in Eisenstein verwandelt und führen etwas Kupfererz und Bleiglanz auf Gangspalten. Die Mächtigkeit des Dolomits beträgt ca. 60 m; er enthält mergelige Einschaltungen in ähnlicher Weise wie im Osten.

Überlagert wird der Ribotadolomit südlich der Peña Aguila von Mergelschiefern, die ihrer stratigraphischen Position nach den Huérmedaschiefern entsprechen, aber von diesen petrographisch abweichen. So sind sie kalkreicher als jene und sehr viel ärmer an Biotit. Doch führen sie die gleiche Fauna, da ich in ihnen zwei Kopfschilder von *Ptychoparia? ribotana* RUD. et E. RICHTER manusc. fand.

Die Mächtigkeit ist sehr viel geringer als im Jalóntal und im Jilocaprofil und beträgt schätzungsweise 20 m. Auch fehlen die sandigen Einschaltungen, die im Südosten auftreten.

Über den Huérmedaschiefern folgt eine geringmächtige Schieferserie von grünlicher Farbe mit eingeschalteten Sandsteinbänken. Diese Schichten sind dem Darocaquarzit zu parallelisieren, da sie dessen stratigraphisches Niveau einnehmen. Ihre Mächtigkeit ist jedoch erheblich geringer als bei Daroca und beträgt nur etwa 25 m. Außerdem treten die Sandsteine gegenüber Mergelzwischenlagen ganz zurück, und eigentliche, feste Quarzite kommen überhaupt nicht vor.

Gegen Süden zu legen sich hierüber Mureromergel, die petrographisch denen des Jilocatales entsprechen. Da die Schichtfolge nicht lückenlos aufgeschlossen ist und man mit Störungen rechnen muß, läßt sich die Mächtigkeit nicht sicher angeben; ich schätze sie auf etwa 100—200 m. In den höheren Horizonten findet sich die Fauna von Murero wieder; und in großer Menge lassen sich wohl erhaltene Trilobiten längs des erwähnten Weges bis südlich zum Barranco de Banderas⁷⁷⁾ sammeln.

77) Es ist das jenes Tälchen, durch welches der auf dem Mapa topográfico, Blatt 409, verzeichnete Weg „Camino de Banderas“ führt.

Ich fand hier:

Conocoryphe heberti MUN.-CHALMAS et BERG.

Paradoxides barrandei BARROIS ⁷⁸⁾.

Hiernach gehört der Fossilfundpunkt dem höheren Horizont von Murero an.

Bei diesem Barranco beginnen sich in die Mergel grünliche Quarzitbänke und Sandsteine einzuschieben, mit denen man die Grenze zu den Villafelicheschichten ziehen könnte. Die Mächtigkeit derselben, die den liegenden Mureromergeln petrographisch recht ähnlich sehen, aber durch Sandführung und Fossilarmut von ihnen unterschieden sind, ist sehr beträchtlich, jedenfalls größer als die der Mureroschichten. Man bleibt in ihnen bis wenig südlich des Barranco Bagos ⁷⁹⁾, wo das Oberkambrium beginnt. Die Grenze zwischen diesem und den Villafelicheschichten ist schwer zu ziehen, da ein allmählicher Übergang stattfindet. Schichten des Oberkambriums bilden den Rest der Berghänge bis zu den Häusern von Ateca.

Ein schönes Profil durch das Oberkambrium ist am Saumpfad von Torrijo nach Cihuela aufgeschlossen. Hier findet sich ein Streifen von Oberkambrium zu beiden Seiten des Carabantes, eines westlichen Nebenflusses des Manubles. Das Profil beginnt auf der Höhe zwischen dem Bocado de Cañada und dem Carabantestal. Über grauen, sandigen Mergeln, die noch zu den Villafelicheschichten zu stellen sind, liegt eine Folge sandiger Schiefer mit Quarzitbänken, die überaus reich an „Kriechspuren“ sind, welche die Schichtflächen oft dicht erfüllen. Diese Schichten sind den Unteren Jilocaschichten gleichzusetzen. Im hangenden Teil der Schichtfolge finden sich in größerer Mächtigkeit mehr oder weniger dickbankige, reine Quarzite von grauen bis weißlichen, gelegentlich auch grünlichen Farben. Sie sind von dünnen Schieferzwischenlagen unterbrochen, führen aber keine Fossilien. Aufgeschlossen sind sie unmittelbar am Ufer des Carabantesflusses, wo sie steil gegen Westen einfallen. Die Gesamtmächtigkeit dieser insgesamt den Unteren Jilocaschichten entsprechenden Ablagerungen beträgt ca. 400 m.

Westlich des Carabantes folgen in großer Mächtigkeit Schiefer, die petrographisch den aus dem Jilocagebiet als Obere Jilocaschichten beschriebenen Schiefen gleichen. Sie sind grünlich-

78) Die Bestimmung geschah durch RUD. und E. RICHTER-Frankfurt.

79) Auf dem Mapa topográfico, Blatt 409, nicht verzeichnet. Es ist das Tälchen, das etwa in der Mitte zwischen Ateca und dem Camino de Banderas liegt.

grau bis bläulich oder gar dunkelblau. Meist sind sie recht sandig, und im höheren Teil finden sich auch einige reinere Quarzitbänke eingeschaltet. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 800 m.

Über ihnen folgt in den Hügeln von Catavalejo eine Serie von Quarziten, Schiefen und Sandsteinen, welche Linguliden führen und zu den Atecaschichten zu stellen sind. An ihrer Basis treten Sandsteine und Quarzite auf, die in der Mitte von einer schieferreichen Partie unterbrochen sind, sich aber gegen oben hin wieder zu einer dickbankigen Quarzitfolge zusammenschließen. Sie sind durch graue bis weiße Farben ausgezeichnet und führen wie bei Valconchán hornschalige Brachiopoden bank- und schichtweise; und unter diesen kommt *Lingulella* cf. *davisii* M'COY vor. Die Gesamtmächtigkeit dieser vorwiegend sandigen Schichtfolge, die etwa den „Basisbildungen“ der Unteren Atecaschichten von Valconchán entsprechen dürfte, beträgt gegen 800 m.

Darüber liegen Schiefer, deren genauere Beschreibung sich erübrigt, da sie petrographisch den aus den Unteren Atecaschichten von Valconchán beschriebenen Schiefen gleichen. An ihrer Basis scheint ebenso wie bei Valconchán an der Basis der „Unteren Schiefer“ der Unteren Atecaschichten ein Quarzkonglomerat entwickelt zu sein; ich fand Lesesteine davon bei den Häusern von Campo de Alvarés, konnte es jedoch im Anstehenden nicht beobachten.

Die Schiefer, die eine Mächtigkeit von ca. 500 m haben und in ihrer Mitte eine dünne Quarzitzone einschließen, dürften den drei oberen Horizonten der Unteren und vielleicht auch noch einem Teil der Mittleren Atecaschichten des Profils von Valconchán entsprechen.

Diese Schiefer werden von einer mehr als 400 m mächtigen Folge von Quarziten überlagert, die wohlgebankt und durch Tonschieferlagen unterbrochen sind. Sie sind sehr hart und fest und führen bankweise Linguliden. Ihr Hangendes ist nicht mehr aufgeschlossen, da sie nach Westen zu von miozänen Bildungen überdeckt werden. Ob diese sandigen Bildungen noch den Mittleren oder schon den Oberen Atecaschichten angehören, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden.

Wir müssen anschließend hieran auch noch des sehr gut aufgeschlossenen Profils des Jalóntals zwischen Ateca und Alhama gedenken, das die Atecaschichten in größerer Mächtigkeit zeigt.

Das Jalóntal stellt einen Schnitt durch den Westflügel eines Sattels dar, dessen Kern östlich von Ateca anzunehmen und dem

westlich, im Gebiet von Bubierca, eine Mulde vorgelagert ist. Man kommt also, wenn man von Ateca in Richtung auf Bubierca-Alhama geht, allmählich in jüngere Schichten. Während bei Ateca noch höhere Teile der Villafelicheschichten und die Jilocaschichten anstehen, folgen bald gegen Westen Quarzite mit hornschaligen Brachiopoden, die den basalen Quarziten der Unteren Atecaschichten entsprechen müssen. Die Quarzite sind durch den Túnel de Medio der Bahn nach Madrid durchbrochen. Weiter nach Westen folgen zunächst tonig-sandige Gesteine, bis jenseits des 2. Tunnels (Túnel de la Romera) eine Verflachung beginnt, die sich auch gegen Norden und Süden als Talung weiterzieht. Diese wird von Schiefeln eingenommen, die etwa 800 m mächtig sind und nach ihrem petrographischen Charakter den Schiefeln der Unteren und Mittleren Atecaschichten von Valconchán entsprechen. In ihrem höheren Teil finden sich dünne Lagen mit Linguliden, und es schalten sich zunächst in dünneren, bald auch in dickeren Bänken Sandsteine und Quarzite ein, die ebenfalls oft massenweise *Lingulella* und andere inartikulierte Brachiopoden führen. Weiterhin entwickelt sich eine mächtige Folge von Quarziten, Grauwacken und Sandsteinen, die sowohl petrographisch wie faunistisch den mächtigen sandigen Bildungen im unteren Teil der Oberen Atecaschichten zu entsprechen scheinen. Sie besitzen eine Mächtigkeit von ca. 500 m, während die oben beschriebenen sandigen Bildungen der Unteren Atecaschichten gegen 700 m mächtig waren. Unterbrochen sind die Sandsteine von mehr oder weniger mächtigen Schieferlagen, die meist grünlichgraue, im höheren Teil der Schichtfolge auch dunkelblaue Farben aufweisen.

Über diesen Gesteinen beginnen sich bei Bubierca Schiefer einzustellen, welche den Kern der schon erwähnten, bei dieser Ortschaft durchstreichenden Mulde bilden. Auch den Raum westlich von Bubierca bis zur Trias von Alhama nehmen noch Sandsteine und Schiefer der Oberen Atecaschichten ein, die jedoch intensiv spezialgefaltet sind.

So sehen wir, daß in den Montes de Ateca nördlich des Jalónflusses oberes Unter-, Mittel- und Oberkambrium entwickelt sind und zwar in einer Ausbildung, welche der des Jilocatales im großen und ganzen entspricht. So konnten die einzelnen Horizonte wiedererkannt werden, und es bestätigte sich gleichzeitig die Richtigkeit des oben abgeleiteten Normalprofils, indem sich die Aufeinanderfolge von Bunten Jalónschichten, Ribotadolomit, Huérmedaschiefern, Darocaquarzit usw. auch hier zeigte. Einzelne Abweichungen, die vor allem die Ausbildung und Mächtigkeit der Huérmedaschiefer

und des Darocaquarzits betreffen, lassen Schlüsse über die Faziesverhältnisse zu und werden noch ausgewertet werden.

4. Das Kambrium der Umgebungen von Jarque und Borobia in den Östlichen Iberischen Ketten.

Im nördlichen Teil der Östlichen Iberischen Ketten ist ein sehr schönes, von den Embider Schichten des Unterkambriums bis zur Grenze des Oberkambriums reichendes Profil an der Straße von Jarque nach Aranda aufgeschlossen. Die Schichten fallen hier durchweg gegen Nordwesten bis Westen mit Winkelbeträgen, die zwischen 60° und 20° variieren, ein. Dabei ist das Einfallen im Südosten am stärksten und verflacht sich gegen Nordwesten. Unter diesen Verhältnissen gelangt man allmählich in jüngere Horizonte, wenn man den Weg von Jarque nach Aranda verfolgt⁸⁰⁾.

Die ältesten, zu beiden Seiten der Ortschaft Jarque in schroffen Berghängen auftretenden Schichten bestehen aus grünlichgrauen Tongesteinen und Grauwacken vom Habitus der Embider Schichten. In ähnlicher Weise wie im Jalóntal finden sich im unteren Teil der Schichtfolge grünliche, durch Sandstreifen gebänderte Tonschiefer, während in dem oberen Teil feste Grauwackensandsteine und Grauwackenschiefer vorherrschen. Die Mächtigkeit der auftretenden Serie, die nach dem Liegenden zu jedoch nicht vollständig ist, beträgt ca. 300 m.

Überlagert werden die Grauwacken von Bunten Jalónschichten, welche die gleiche Ausbildung wie ihre Äquivalente im Jalóntal zeigen. Es treten dieselben so sehr charakteristischen, auffallend blau bis dunkelviolet gefärbten Schieferzwischenlagen auf. Die Schichten haben eine Mächtigkeit von ca. 300 m und gehen durch Vermittlung bläulicher Mergel in den nächst jüngeren Horizont der Ribotadolomite über, die eine mit dem Vorkommen im Jilocal bei Daroca übereinstimmende Ausbildung zeigen.

Darüber folgen mit einer Mächtigkeit von ca. 50—60 m Huérmegaschiefer, die als schmutzig grüngraue, sandige, glimmerreiche Schiefer mit kleinen Biotitschuppen ausgebildet sind; doch ist der Biotitgehalt nicht so hoch wie im Jilocagebiet.

Nach oben gehen die Schiefer in Darocaquarzite über, die hier eine ca. 40 m mächtige Folge von weißlichen bis grauen Sandsteinen und eingeschalteten grünlichen Schiefnern darstellen.

80) Vgl. Geologische Übersichtskarte (Tafel I) und Mapa militar itinerario 1 : 200 000, Blatt 36.

Nun schließen sich nach Westen zu als Hangendes Mureromergel an, welche grünlichgraue bis bläulichgraue, intensiver gefärbte Mergel darstellen, die z. T. einen recht beträchtlichen Kalkgehalt aufweisen. Ganz analog denen des Jiloca- und Manubles-ales schließen die Mergel in höheren Niveaus eine reiche, recht gut erhaltene Trilobitenfauna ein, die sich sowohl in den Einschnitten der Landstraße als auch auf der nördlichen Seite des Baches längs des Saumpfades nach Jarque sammeln läßt. Ich fand hier *Paradoxides* sp., Arten von *Conocoryphe* und *Solenopleura ribeiroi* BARRANDE, Formen der höheren Mureroschichten.

Der petrographische Charakter entspricht dem des Jilocatales; es zeigt sich jedoch insofern eine Abweichung, als in gewissen Niveaus an dem erwähnten kleinen Saumpfad ähnliche violettblau gefärbte Mergel in einzelnen Bänken auftreten, wie sie für die Bunten Jalónschichten charakteristisch sind.

Nun folgen weiter gegen Westen Mergel und Sandsteine in recht großer Mächtigkeit; sie sind längs des Straßenprofils gut aufgeschlossen. Dieselben stellen Äquivalente der Villafelicheschichten dar; jedoch scheint in ihnen der Sandgehalt größer als in den betreffenden Schichten von Villafeliche selbst zu sein; reinere Mergel in größerer Mächtigkeit scheinen sich nicht zu finden. Die sandigen Horizonte, die aus einer feinen Wechsellagerung von dünnbankigen Sandsteinen und grünlichen Tonschiefern bestehen, enthalten mitunter „Kriechspuren“ in Menge; hierdurch kann der Gesteinscharakter dem der Unteren Jilocaschichten recht ähnlich werden, doch treten in den zwischengelagerten Mergeln gelegentlich mittelkambrische Trilobiten auf, mitunter in enger Nachbarschaft der Sandsteinbänke. So fand ich *Paradoxides*-Reste und *Agraulos* cf. *ceticephalus* BARRANDE.

Die Villafelicheschichten sind spezialgefaltet, sie bilden eine gegen Norden weiterstreichende Mulde, in deren Kern noch Schichten des Oberkambriums und zwar tiefere Jilocaschichten auftreten.

In der weiteren Umgebung von Jarque sind Schichten des Mittelkambriums westlich und nordwestlich von Mesones in einer denen des Jilocatales entsprechenden Ausbildung verbreitet. Genauere stratigraphische Untersuchungen in diesem Gebiete stehen noch aus.

In der Fortsetzung des mittelkambrischen Gebietes von Jarque nach Nordwesten traf ich südwestlich des Moncayo an dem Wege von Cueva nach Borobia und zwar in dem flachen Paß der Sierra

Tablado wieder Schichten des Mittelkambriums an⁸¹). Auf der Südostseite des Passes ist die Serie der Bunten Jalónschichten gut aufgeschlossen, die durch ihre leuchtenden, dunkelblauviolettten Farben schon aus der Ferne leicht erkennbar sind. Sie sind von Ribotadolomit überlagert, der hier nicht in so geschlossener Masse wie im Süden auftritt, sondern stärkere Schiefereinlagerungen besitzt. Er ist z. T. grobkristallin und stark von Brauneisenstein durchsetzt.

Die normal darüber folgenden Huérmedaschiefer und Darocasandsteine sind anscheinend sehr reduziert, sodaß bald die Mureroschichten kommen, welche hier die gleiche petrographische Ausbildung wie im Süden zeigen und wieder reich an Fauna sind. Ihr Habitus erscheint jedoch durch eine stärkere Durchschieferung verändert. Westlich des Passes folgen Villafelicheschichten, die hier ähnlich wie bei Jarque sehr sandreich sind und aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonschiefern bestehen; auch mächtigere feste Quarzitbänke treten in ihnen auf. Sie zeigen eine erhebliche Mächtigkeit und scheinen sich gegen Westen noch weiter fortzusetzen, bis Schichten des Oberkambriums beginnen.

Die betrachteten Profile aus dem Gebiet von Jarque und Borobia zeigen, daß die verschiedenen Horizonte des kambrischen Normalprofils auch noch weit gegen Norden erkennbar bleiben.

E. Die Faziesverhältnisse im Kambrium des Keltiberischen Gebirges.

Bei einer vergleichenden Betrachtung der Schichtentwicklungen in den verschiedenen Einzelgebieten zeigt sich, daß eine große Konstanz der Fazies über weite Gebietsräume hin besteht. Dem gegenüber sind die Faziesunterschiede nur gering; sie ermöglichen aber trotzdem Schlüsse über die Sedimentationsverhältnisse.

1. Die Konstanz der Fazies.

Die Ablagerungen des Keltiberischen Kambriums stellen eine mächtige Folge von Sedimenten in Geosynklinalfazies dar: Kon-

81) DE VERNEUIL und LARTET (1863) erwähnen den Fund eines zweifelhaften *Paradoxides*-Restes vom „Fuß des Moncayo unweit Beratón“. Ich halte es für höchstwahrscheinlich, daß derselbe aus der Sierra Tablado stammt. (DONAYRE, 1873, S. 57, zitiert den Fund DE VERNEUIL's, bemerkt aber, daß er selbst keine Fossilreste in diesen Gebieten gefunden habe.)

glomerate, Sandsteine, Grauwacken, Quarzite, Tonschiefer, Mergel und ganz zurücktretend Dolomite wechseln miteinander ab.

Wie schon gezeigt, gliedert sich die gesamte Schichtfolge in drei Hauptabschnitte, in eine untere vorwiegend sandige, eine mittlere vorwiegend mergelige, und eine obere vorwiegend tonig-sandige Abteilung. Nicht nur diese petrographische Großgliederung gilt für alle kambrischen Gebietsteile Keltiberiens, sondern auch die feinere Einteilung in Unterabteilungen usw. zeigt im Vergleich zu manchen anderen paläozoischen Sedimentfolgen, wie z. B. zum Devon des Rheinischen Schiefergebirges, eine sehr weite regionale Gültigkeit.

Schon der *Bámolaquarzit* läßt dieses erkennen. In seinem ganzen Verbreitungsgebiet zwischen der Sierra de la Virgen westlich von Jarque bis in die Gegend von Villarreal nordöstlich von Daroca, d. h. längs eines ca. 55 km langen Streifens, besteht er aus den gleichen groben, weißen Quarzsanden mit diskordanter Parallelstruktur, er weist die gleichen eingestreuten Quarzkiesel und in der Nähe der Basis die gleichen, vorwiegend aus Quarzgeröllen bestehenden Konglomeratbänke auf.

Der nächste Horizont, der der Embider Schichten, ist ebenfalls mit gleichbleibender Ausbildung über weite Gebietsteile hin verbreitet. Wo er sich nur studieren läßt, bei Jarque, bei Torrijo, im Jalóntal, südöstlich von Illueca, überall treten gleiche Grauwacken und Schiefer auf, sodaß es nicht schwer ist, selbst diesen nicht einmal durch besonders charakteristische Merkmale ausgezeichneten Horizont allein an seinen petrographischen Merkmalen zu erkennen.

Die Schichten des nächst höheren Horizonts vollends, die Bunten Jalónschichten, sind von so auffallender petrographischer Konstanz, daß sie einen vorzüglichen Leithorizont für das ganze weite Gebiet darstellen. Überall fallen die intensiven blauvioletten bis dunklen Farben der zwischengelagerten Tongesteine und die große Mannigfaltigkeit der petrographischen Zusammensetzung auf. Überall ist derselbe Gesteinscharakter ausgebildet, wie ich ihn für das Jalóntal beschrieb, in der Sierra Tablado bei Borobia, bei Jarque, bei Illueca, bei Ateca, selbst bei Lagueruela südöstlich von Daroca, wo sich ein kleines Vorkommen höheren Unterkambriums findet⁸²⁾. Ja, östlich von Morés, wo das tiefere Kambrium infolge gewisser tektonischer Erscheinungen, auf

82) In der Literatur wird dieses kleine Vorkommen von Paläozoikum ohne erweisbaren Grund als Devon aufgeführt.

die später eingegangen wird, metamorphisiert ist, sind doch noch die bunten Farben der Jalónschichten erkennbar, wenngleich die dolomitischen Schichten z. T. in Talkphyllite umgewandelt sind. So sind die Bunten Jalónschichten über einen Raum von über 100 km nord-südlicher und von wenigstens 30 km ost-westlicher Erstreckung in gleichförmiger Fazies verbreitet. Dabei ist die jetzige Ausstrichbreite noch durch eine starke Schuppung und Deckenbildung gegenüber der ursprünglichen erheblich verkürzt.

Die Ribotadolomite haben eine gleich weite Verbreitung. Sie treten nördlich von Ateca auf, bei Daroca, bei Sn. Martin, bei Lagueruela, im Jalóntal, bei Jarque, bei Borobia, in der stark durchbewegten Zone von Morés. Die Übereinstimmung der Fazies innerhalb dieses großen Gebietsraumes betrifft weithin selbst die Unterteilung der Ribotadolomite, die sich in verschiedenen Profilen als übereinstimmend erwies. Doch sind auch gewisse Unterschiede bemerkbar, über die späterhin zu sprechen ist.

Das letztere gilt in besonderer Weise für die beiden nächst höheren Horizonte, die biotitreichen Huérmedaschiefer und den Darocaquarzit. Und doch ist es bei der Fazies und der geringen Mächtigkeit dieser Horizonte zu verwundern, daß sie überhaupt im ganzen Untersuchungsgebiet auftreten und erkennbar bleiben.

Auch die Mureroschichten sind von großer petrographischer Konstanz und besitzen überall, wo ich sie untersuchen konnte, in ihrem höchsten Teil wenig unterhalb der sandführenden Villafelicheschichten eine trilobitenreiche Fossillage. Auch die paläontologische Fazies ist überall, wo die Schichten auftreten, die gleiche.

Die Villafelicheschichten zeichnen sich in dem ganzen Gebiet, im Jilocal, bei Ateca, bei Jarque, bei Borobia, westlich von Torrelapaja durch starken Sandgehalt und gleiche Fossilführung aus. Dabei scheint allerdings der Sandgehalt in den mehr nördlichen Gebieten größer als in den mehr südlichen zu sein.

Über das Oberkambrium liegen nicht so ausgedehnte Beobachtungen vor; sie beschränken sich auf die Westlichen Iberischen Ketten u. z. auf einen Streifen, der aus den Gebieten westlich von Daroca bis westlich von Torrijo reicht, aber immerhin eine Länge von mehr als 50 km besitzt. Bei Villafeliche wie bei Torrijo zeigt sich dabei die gleiche Schichtentwicklung: die Unteren Jilocaschichten bestehen aus einer Wechsellagerung von Tonschiefern und Sandsteinen und sind durch eine ungeheure Anzahl von „Kriechspuren“ ausgezeichnet, von denen die Schichtflächen

bedeckt sind; die Oberen Jilocaschichten bestehen dagegen aus blaugrauen, sandigen Tonschiefern. Auch die Atecaschichten sind — sowohl was ihre Großgliederung als auch was ihren petrographischen und faunistischen Gehalt angeht — in ihrem gesamten Verbreitungsgebiet verhältnismäßig gleichförmig; in den Mächtigkeiten zeigen sich dagegen erhebliche örtliche Unterschiede.

So erweist sich für die gesamte kambrische Schichtfolge eine recht weitgehende räumliche Konstanz der Faziesausbildung. Zum mindesten sind keine stärkeren Gegensätze erkennbar.

2. Die Unterschiede in der Fazies.

Die Faziesunterschiede betreffen vor allem die quantitative Seite, d. h. die Mächtigkeit der Schichten, während der petrographische Charakter, wie aus dem Vorstehenden hervorgeht, nur wenig wechselt.

Einen solchen Mächtigkeitsunterschied zeigen vor allem die Huérmedaschiefer und der Darocaquarzit.

Die ersteren besitzen südöstlich von Daroca, in den Tälern östlich von Bágüena, Burbágüena, in der Rambla de la Magdalena und bei Luco de Jiloca, wo sie stark spezialgefaltet die Hügelzüge auf der Ostseite der Jilocatalung aufbauen, eine sehr beträchtliche Mächtigkeit, die jedenfalls wenigstens 150 m betragen dürfte. Auch sind die Huérmedaschiefer hier recht sandreich; außerdem erscheint ihr Gehalt an sedimentärem Biotit hier besonders groß, und die einzelnen Schüppchen sind z. T. von erheblichen Dimensionen.

Von diesen Gebieten ist gegen Nordwesten eine stetige Mächtigkeitsabnahme festzustellen. So sind die Schiefer in der Umgebung von Daroca noch etwa 60—70 m mächtig, bei Ateca dagegen nur noch 20 m. Sie verlieren gleichzeitig in dieser Richtung ihren Sandgehalt; zusammen damit nimmt auch die Biotitführung ab, indem bei Ateca Biotitschüppchen nur noch relativ selten sind. Die Schichten werden dafür kalkreicher; und so sind sie nördlich von Ateca ähnlich wie das Mittelkambrium als Mergelschiefer ausgebildet. In den Östlichen Iberischen Ketten sind die Mächtigkeitsverhältnisse einem analogen Wechsel in südost-nordwestlicher Richtung unterworfen. Während bei Huérmeda die Mächtigkeit der Schiefer auf ca. 60 m geschätzt wurde (s. S. 28), beträgt sie bei Jarque weniger als 60 m und ist bei Borobia so reduziert, daß der Horizont zwischen den anderen Bildungen nicht mehr auffällt. Auch der Sandgehalt nimmt in gleicher Weise wie die Mächtigkeit gegen Nordwest ab.

Tragen wir die gemessenen Mächtigkeiten in eine Kartenskizze ein, wie es in Abb. 2 geschehen ist, und ziehen Linien gleicher Mächtigkeit, soweit das bei den noch dürftigen Beobachtungen möglich ist, so will es scheinen, als ob ein Mächtigkeitsgefälle in Ost-West-Richtung bestände, und da sich gleichzeitig in dieser Richtung der Sand- und vor allem auch der Biotitgehalt⁸³⁾ verringern, darf man hierin einen Hinweis darauf erblicken, daß die Sedimentzuführung aus östlicher Richtung erfolgt ist.

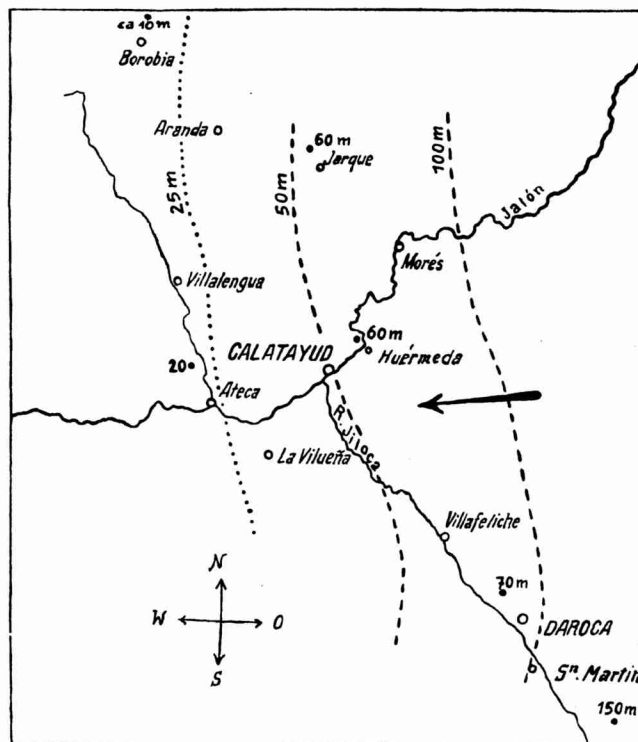


Abb. 2. Die Mächtigkeitsverhältnisse der Huérmedaschiefer im Iberischen Gebirge.

Die Kurven stellen Linien gleicher Mächtigkeit dar. Der Pfeil zeigt die Richtung der Sedimentzuführung an. Die Zahlenangaben bei den eingetragenen Punkten bedeuten gemessene Mächtigkeiten.

Eine weitere Bedeutung gewinnt diese Tatsache dadurch, daß der Horizont des Darocaquarzits analoge Verhältnisse zeigt.

83) Gerade dem Biotit kommt wohl eine besondere Bedeutung für eine Beurteilung der Strömungsrichtung zu. Ist doch dieses Mineral so wenig beständig, daß es nur selten in feinklastischen Bildungen auftritt, da es keine lange Transportzeit erträgt.

So hat derselbe in der Umgebung von Daroca die recht erhebliche Mächtigkeit von 150 m, während im Manublestal nördlich von Ateca nur noch ca. 25 m Schiefer mit Sandsteinbänken — also nicht einmal reinere Quarzite — vorhanden sind. Auch in den Östlichen Iberischen Ketten läßt sich eine derartige Mächtigkeitsabnahme gegen Nordwesten erkennen. So sind im Jalóntal bei Huérmeda feste, dickbankige Quarzite und Grauwacken entwickelt,

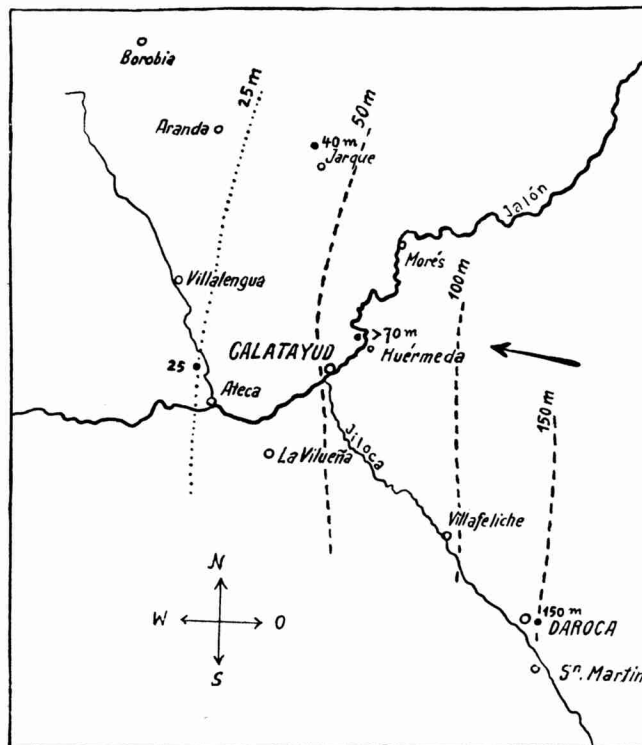


Abb. 3. Die Mächtigkeitsverhältnisse des Darocaquarzits im Iberischen Gebirge.

Vgl. die Bemerkungen zu Abb. 2.

deren hier zutage tretender Teil ca. 60—70 m beträgt und deren gesamte Mächtigkeit noch größer sein dürfte. Bei Jarque beobachtete ich dagegen nur noch etwa 40 m Sandsteine mit zwischengelagerten Tonschiefern, und bei Borobia vollends ist ein sich auch im Gelände heraushebender Horizont fester Sandsteine nicht mehr zu erkennen (vgl. Abb. 3).

Auch die Mureroschichten scheinen ein ähnliches Mächtigkeitsgefälle in Ost-West-Richtung aufzuweisen, wenn auch in verschwächtem Maße.

Alles in allem will es so scheinen, als ob in der Zeitspanne, die zwischen der Bildung des Ribotadolomits und der des reichen Fossilagers der oberen Mureromergel liegt, die Sedimentzuführung aus östlicher Richtung erfolgt sei. Man hat aber noch in Rechnung zu setzen, daß durch eine recht bedeutsame Überschiebungstektonik der ehemalige Raum in ost-westlicher Richtung erheblich verkürzt ist, indem einzelne, ehemals in größerem Abstand voneinander gelegene Stücke einander genähert oder übereinander geschoben sind. So geben die beiden Abbildungen jedenfalls ein verzerrtes Bild der ursprünglichen Mächtigkeitsverteilung. Da die Überschiebungstektonik in ostnordöstlicher bis nordöstlicher Richtung gewirkt hat, mag dabei gerade die Ostkomponente des Gefalles verstärkt sein; das ursprüngliche Bild würde wohl eine Sedimentzuführung aus etwa südöstlicher Richtung ergeben.

Anders aber scheinen die Verhältnisse in den Jilocaschichten des Oberkambriums zu liegen, ja sogar schon in den höheren Villafelicheschichten, die durch Übergang mit den ersteren verknüpft sind. In diesen höheren Ablagerungen des Kambriums deutet sich nämlich eine Mächtigkeitsabnahme von Norden nach Süden an, also in umgekehrter Richtung wie beim Mittelkambrium. Es scheint jedenfalls so, als ob die Villafelicheschichten bei Jarque sandreicher wären als in den südlichen Gebieten, und auch die Mächtigkeit der Jilocaschichten, die bei Torrijo auf insgesamt etwa 1200 m zu veranschlagen ist, nimmt von Norden nach Süden ab, sodaß sie bei Murero kaum 500 m beträgt. Etwas Ähnliches scheint sich — wenngleich in verschwächtem Maße — bei den Atecaschichten zu vollziehen; doch da eine Parallelisierung der einzelnen Horizonte derselben wegen des Fehlens charakteristischer Fossilien oder Gesteine über weitere Gebietsräume hin nicht möglich ist, sind die Mächtigkeitsunterschiede noch nicht mit Sicherheit quantitativ zu erfassen.

Jedenfalls will es scheinen, als sei die in den Villafelicheschichten neu einsetzende Sandschüttung aus mehr nördlichen oder nordöstlichen Richtungen gekommen. Es wäre denkbar, daß epirogene Bewegungen, die zugleich das Ende der Mergelbildung und der Lebensbedingungen für Trilobiten bedeuteten, eine Änderung des Abtragungsraumes und der Zuzugsgebiete geschaffen hätten.

F. Zusammenfassung. Allgemeinere stratigraphische Beziehungen des keltiberischen Kambriums zu dem übrigen spanischen Kambrium.

Entgegen der verbreiteten Vorstellung⁸⁴⁾, daß in den westlichen Mediterrangebieten Unter- und Oberkambrium fehle und nur Mittelkambrium vertreten sei, ist in den vorigen Abschnitten gezeigt, daß das Kambrium des Keltiberischen Gebirges, welches eine mehr als 4000 m mächtige Schichtfolge darstellt, alle drei Abteilungen der Formation enthält. So wurde im Jalóntal eine Fauna aufgefunden, die auf hohes Unterkambrium hinweist, sodaß die mächtigen, unter diesem Horizont liegenden Schichten dem Unterkambrium zuzurechnen sind. Das Mittelkambrium ist sehr fossilführend, reich an Paradoxiden und anderen Trilobiten, die sich auf zwei nach ihrem faunistischen Gehalt verschiedene Zonen verteilen⁸⁵⁾, während das Oberkambrium in der Fazies der englischen *Lingula*-flags entwickelt ist.

Die gesamte Schichtfolge konnte eingehend gegliedert werden, wie aus der Übersicht auf S. 46 hervorgeht. Aus einem Vergleich der Schichtentwicklungen verschiedener Einzelgebiete ergab sich, daß die Fazies innerhalb Keltiberiens verhältnismäßig konstant ist; es wurden nur stärkere Unterschiede in der Mächtigkeit gewisser Horizonte festgestellt, Unterschiede, die darauf hinweisen, daß die Sedimentzuführung während des Mittelkambriums aus Südost erfolgt ist, daß sich aber mit dem Oberkambrium ein Umschwung vollzog, indem sich nunmehr ein Mächtigkeitsgefälle von Nordost nach Südwest einzustellen scheint. —

Man empfindet noch das Bedürfnis, das Kambrium des Keltiberischen Gebirges mit dem des übrigen Spanien in Vergleich zu setzen, um so zu einem größeren Überblick zu gelangen.

Da aber andere spanische Kambriumgebiete noch nicht eingehend erforscht sind, kann man bei einem Vergleich nur zu vorläufigen Ergebnissen gelangen.

Die folgenden drei Gebiete sind für die Stratigraphie des spanischen Kambriums wichtig: 1. das Kantabrische Gebirge der Provinz León, 2. der Nordwestwinkel Spaniens, die Grenzgebiete von Asturien and Galizien, und 3. die Sierra Morena⁸⁶⁾.

84) Vgl. z. B. E. KAYSER, Formationskunde I, S. 83.

85) Genaueres hierüber findet sich auf S. 46.

86) Die übrigen spanischen Vorkommen von Kambrium oder sogenanntem Kambrium (Provinz Ciudad-Real, Caceres, Badajoz, Zamora usw.) sind noch zu wenig bekannt.

Aus dem ersten dieser Gebiete liegen erst dürftige Nachrichten von CASIANO DE PRADO (1860), MALLADA und BUITRAGO (1878), NERY DELGADO (1879) und BARROIS (1882) vor, die sämtlich das Profil längs der Straße von León nach Buzdongo studiert haben. Ein komplizierter und noch nicht geklärter Schuppenbau verschleiert aber die stratigraphischen Verhältnisse derartig, daß weitere Untersuchungen abzuwarten sind⁸⁷⁾.

Innerhalb der Provinz León ist am längsten das Kambrium des Gebietes zwischen Grado und Belmonte bekannt, das von CASIANO DE PRADO (1860) entdeckt wurde. Eingehender untersucht wurde es von MALLADA, BUITRAGO (1878) und DELGADO (1879). Die beiden von hier mitgeteilten Profile⁸⁸⁾ zeigen als älteste, bei Pedrorio auf Devon überschobene Bildungen dolomitische Kalke, die als zuckerkörnig und kompakt, graugelblich oder leicht rötlich beschrieben werden; außerdem ist von einem mergeligen, eisenhaltigen Kalk die Rede, welcher die dolomitischen Kalke überlagern soll. Hierüber sollen glimmerhaltige Mergelschiefer von graugrüner Farbe liegen, welche *Paradoxides pradoanus* DE VERN. et BARR., *Conocephalites ribeiroi* DE VERN. et BARR., *Trochocystites bohemicus* BARR. führen. Diese hinwiederum sollen von tonig-sandigen Schiefern überlagert sein, welche in Psammite, Sandsteine und Quarzite übergehen und mit den im übrigen Spanien als intermediär zwischen der Primordial- und der Silurfauna erkannten Ablagerungen identisch sein sollen.

Vergleicht man diese Schichtfolge mit der Keltiberiens, so muß man die fossilführenden Mergel nach ihrer Fauna als Äquivalente der höheren Murero- und der Villafelicheschichten auffassen, denen sie auch petrographisch ähnlich zu sein scheinen; dann aber dürften die darunter liegenden Kalke, wenigstens die tieferen, kristallinen, dolomitischen Kalke, dem Ribotadolomit entsprechen⁸⁹⁾. Die sandige Schichtfolge über den fossilführenden Mergeln wäre dann dem höheren Teil der Villafelicheschichten und

87) Hier spielt ein dolomitischer Kalk eine besondere Rolle, der eine an Brachiopoden und Pelecypoden reiche Fauna einschließt. Er wird von MALLADA und BUITRAGO (1878, S. 7) mit dem weiter unten zu besprechenden Kalk von Belmonte verglichen, welcher unter den *Paradoxides*-Schichten liegt. BARROIS (1882, S. 435) will diesen faunistischen Unterschied durch die Altersdifferenz erklären.

88) Das erste stammt aus der Gegend südlich von Pedrorio (MALLADA und BUITRAGO, 1878, S. 3), das zweite von Ferredal (vgl. auch MALLADA, 1896, S. 56 bis 57).

89) Dieser kompakte Kalk scheint gern als Überschiebungsbasis zu dienen. Denn wie er in Asturien auf Devon überschoben ist, liegt er auch im Jilocagebiet an der Basis einer deckenartigen Überschiebung.

dem Oberkambrium gleichzustellen, womit auch der petrographische Charakter im Einklang stände.

Für die Gebiete weiter westlich von hier, die Provinzen Galizien und Asturien, stellte BARROIS (1882) für das Kambrium das folgende Normalprofil auf:

Silur	{	b. Sande v. Cabo Busto mit <i>Scolithus linearis</i> und <i>Bilobites</i> . a. Verschiedenfarbige Sandsteine, Konglomerate (50 m) u. Schiefer						
Kambrium	{	<table style="border-collapse: collapse; margin-left: 2em;"> <tr> <td style="vertical-align: middle; padding-right: 10px;">Kalke und Schiefer von LaVega</td> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle; padding-right: 10px;">{</td> <td style="vertical-align: middle;"> b. Grobe Schiefer, fossilführend, und dicke Bänke v. grünen Quarziten (50—100 m) a. Kalke (20—60 m) und Eisensteinbank (1,50—2,00 m) </td> </tr> <tr> <td style="vertical-align: middle; padding-right: 10px;">Schiefer von Rivadeo (3000 m), nach unten übergehend in Archäikum</td> <td style="font-size: 3em; vertical-align: middle; padding-right: 10px;">{</td> <td style="vertical-align: middle;"> b. Grüne Schiefer und Quarzite a. Blaue Tonschiefer und grüne Schiefer </td> </tr> </table>	Kalke und Schiefer von LaVega	{	b. Grobe Schiefer, fossilführend, und dicke Bänke v. grünen Quarziten (50—100 m) a. Kalke (20—60 m) und Eisensteinbank (1,50—2,00 m)	Schiefer von Rivadeo (3000 m), nach unten übergehend in Archäikum	{	b. Grüne Schiefer und Quarzite a. Blaue Tonschiefer und grüne Schiefer
Kalke und Schiefer von LaVega	{	b. Grobe Schiefer, fossilführend, und dicke Bänke v. grünen Quarziten (50—100 m) a. Kalke (20—60 m) und Eisensteinbank (1,50—2,00 m)						
Schiefer von Rivadeo (3000 m), nach unten übergehend in Archäikum	{	b. Grüne Schiefer und Quarzite a. Blaue Tonschiefer und grüne Schiefer						

Man erkennt hier die Aufeinanderfolge einer unteren tonig-sandigen, einer mittleren kalkigen und einer höheren (die oberen Teile der La Vegaschichten und Teile des „Silurs“ umfassenden) sandig-tonigen Abteilung und muß hierin eine zunächst ganz grobe Analogie zu der Schichtfolge Aragoniens erblicken. Das mächtige System der Rivadeoschiefer vermag dagegen wohl kaum allein Äquivalent des aragonischen Unterkambriums zu sein. Es ist möglich, daß hierunter verschiedenaltige Bildungen vereint sind, auch ist der allmähliche Übergang ins Archäikum auffallend (vgl. S. 16). Innerhalb der La Vegaschichten zeigt sich jedoch eine deutliche Analogie zum Mittelkambrium Keltiberiens: zu unterst liegen Kalke und Eisensteine⁹⁰⁾, darüber zum Teil kalkige Mergel und Schiefer von graugrünlichen Farben, und in diesen trifft man eine reiche Mittelkambriumfauna mit *Paradoxides pradoanus* DE VERN.-BARR., *Paradoxides barrandei* BARR., *Conocephalites sulzeri* ZENK., *Conocephalites ribeiroi* DE VERN.-BARR., *Conocephalites castroi* BARR., *Arionellus ceticephalus* BARR. Die Fauna stimmt in ihren wichtigsten Formen

90) Im Jalón- und Manublestal zeigen die unter den Ribotadolomiten liegenden hohen Jalónschichten einen großen Pyritgehalt, und auch die Ribotadolomite selbst sind recht eisenschüssig.

mit der Keltiberiens überein; auch ihre stratigraphische Position über dolomitischen Kalken ist beachtenswert ⁹¹⁾.

So ist eine gewisse Beziehung zu dem Kambrium Keltiberiens unverkennbar, eine Beziehung, die in einer gleichen Großgliederung der Schichtfolge und in der Übereinstimmung zweier wichtiger Horizonte zum Ausdruck kommt. In einem Gegensatz zum keltiberischen Kambrium stehen jedoch die Mächtigkeitsverhältnisse. Abgesehen von den noch zum Teil problematischen Rivadeoschichten zeigt das nicht viel mehr als 100 m umfassende Mittelkambrium gegenüber dem aragonischen eine beträchtliche Verringerung der Mächtigkeit. Dieses scheint aber ganz im Sinne des in Aragonien beobachteten Mächtigkeitsgefälles zu liegen, da ja dort eine Abnahme der Mächtigkeit in nordwestlicher Richtung zu erkennen ist. Über das Oberkambrium läßt sich nichts Bestimmtes aussagen, da man, ohne die asturischen Verhältnisse aus eigener Anschauung zu kennen, nicht beurteilen kann, ob die Kambrium-Silurgrenze, so wie sie BARROIS zieht, mit der von mir gezogenen zeitlich übereinstimmt. Zudem wäre es sehr wohl möglich, daß hier Oberkambrium zum erheblichen Teil vor Bildung der anscheinend mit einem Konglomerat einsetzenden Cabo-Busto-Sandsteine des Silurs (Armorikanischer Quarzit) denudiert ist.

Nachrichten über das Kambrium der Sierra Morena im nördlichen Andalusien verdanken wir vor allem MACPHERSON (1880) und HERNÁNDEZ - PACHECO. Der erstere beschreibt aus dem Gebiet zwischen Guadalcanal und Malcocinado im Norden der Provinz Sevilla die folgenden Verhältnisse: das Kambrium ruht diskordant auf Graniten und Glimmerschiefern, die dem Archäikum zugeordnet werden, mit einem Basalkonglomerat, das vor allem aus Quarzgeröllen besteht, aber auch Gerölle von Granit und grünen, diabasischen Gesteinen enthalten soll. Darüber soll eine ziemlich mächtige Folge von Grauwacken ⁹²⁾, Sandsteinen und Schiefern mit eingeschalteten Diabasen liegen, die durch Vermittlung von Mergeln in Kalke übergehen sollen. In diesen Kalken fand MACPHERSON (1880) bei El Pedroso unweit Cazalla de la Sierra (im Norden der Provinz Sevilla) ein Exemplar von *Archaeocyathus marianus*

91) An den beiden asturischen Fundpunkten, zwischen Casua und Presa am Rivadeofluß und beim Pont Radical am Narcefluß, findet sich die Fauna über den Kalken. So ist es auch zwischen Grado und Belmonte. Auch BARROIS (1882, S. 429 unten) betont dieses.

92) Diese sollen vorwiegend aus feinen Körnern von Quarz und Feldspat bestehen, sind also petrographisch mit den unterkambrischen Arkosen Aragoniens wohl vergleichbar.

F. RÖMER, und in neuerer Zeit entdeckte HERNÁNDEZ-PACHECO (1918)⁹³) eine reiche Archaeocyathidenfauna bei Cerro de las Eremitas nördlich von Córdoba; er hielt sie für zugehörig zum höheren Unterkambrium oder tieferen Mittelkambrium. 1926 fand RUD. RICHTER in grünlichgelben, mit den Kalken verbundenen Schiefen von der Fazies südfranzösischen Mittelkambriums ein Phyllocarid der Gattung *Isoxys*, das RUD. und E. RICHTER (1927) mit dem Namen *Isoxys carbonelli* belegten. Da dieses Fossil mit einer Art dieser Gattung Ähnlichkeit hat, die im nordamerikanischen Mittelkambrium vorkommt, glauben die beiden Autoren, daß das Alter der *Archaeocyathus*-Bildungen mittelkambrisch sei.

Nun ist aber trotz des großen Unterschiedes der paläontologischen Fazies in der Ablagerungsfolge eine Ähnlichkeit mit dem Kambrium des übrigen Spaniens unverkennbar. Wie in Keltiberien ist auch in der Sierra Morena eine sandig-schiefrige, grauackenföhrnde untere Abteilung⁹⁴) entwickelt, die ihrem Untergrunde mit einem Quarzkonglomerat aufliegt. Und hier wie dort geht diese nach oben in eine kalkig-mergelige Ablagerungsfolge über.

Wenn nun die Fauna, wie auch RUD. und E. RICHTER zugeben, noch keinen sicheren Entscheid liefert, ob die *Archaeocyathus*-Bildungen der Sierra Morena unter- oder mittelkambrisch sind, so mag hier eine Betrachtung der Faziesanalogien am Platz sein. Wenn sich in Aragonien zeigt, daß hier anscheinend bereits im Unterkambrium eine kalkige Ausbildung einzusetzen beginnt, ja überhaupt reinere und mächtigere Kalk- bzw. Dolomitbildungen auf das höhere Unterkambrium beschränkt zu sein scheinen, und wenn sich ferner im Nordwesten Spaniens erweist, daß eine ähnliche Kalkfolge unter dem *Paradoxides*-Niveau liegt, so dürfte man wohl mit Recht in Erwägung ziehen, ob nicht auch die Bildung der *Archaeocyathus*-Kalke bereits im höheren Unterkambrium einsetzte. Es mag überdies sein, daß sie über Teile des Mittelkambriums hin fort dauerte, wie ja auch die Murero- und Villafeliche-schichten noch recht kalkreich sind.

Zusammenfassend können wir sagen, daß das spanische Kambrium über weite Teile der Halbinsel hin eine recht gleichförmige Entwicklung zu haben scheint. Über einer aus Konglomeraten, Sandsteinen, Grauackern und Schiefen zusammengesetzten, dem Unteren Kambrium zuzurechnenden Schichtfolge, die bisher noch keine deutbare Fauna lieferte, liegt ein recht mächtiger Kalk

93) Vgl. auch CARBONELL (1926).

94) Vgl. Anm. 91.

oder Dolomit, der in Keltiberien eine auf hohes Unterkambrium hinweisende Fauna enthält. Über ihm folgen Mergel mit mittelkambrischen Trilobiten in Aragonien sowohl wie in Asturien und Galizien; nur in der Sierra Morena scheint auch dieser Horizont mehr kalkig entwickelt zu sein. In Aragonien folgt darüber in großer Mächtigkeit sandig-schiefriges, an Linguliden reiches Oberkambrium, während in Nordwestspanien diesem äquivalente Bildungen nur andeutungsweise erscheinen und aus der Sierra Morena noch nicht bekannt geworden sind⁹⁵).

Man muß annehmen, daß alle kambrischen Bildungen Spaniens Absätze eines und desselben Meeresraumes darstellen, und daß dieses Meeresgebiet die ganze Meseta einnahm. Im östlichen Teil desselben scheint zur Zeit des hohen Unterkambriums und des Mittelkambriums die Sedimentzuführung aus südöstlicher Richtung erfolgt zu sein, da von Südosten nach Nordwesten die Mächtigkeit abnimmt, wie sowohl eine vergleichende Betrachtung des Mittelkambriums verschiedener spanischer Gebiete als auch insbesondere desjenigen des Keltiberischen Gebirges lehrt. Auch die Zunahme der gröberklastischen Komponente nach Südosten zu scheint darauf hinzuweisen, daß man im Südosten von Spanien das Abtragungsgebiet zu suchen hat, welches die Sedimente des Mittelkambriums lieferte. Während des Oberkambriums scheint ein allgemeiner Umschwung der Sedimentationsverhältnisse eingetreten zu sein. Es wäre denkbar, daß es nun zur Ausbildung einer inselförmigen Schwelle im nördlichen Spanien kam, womit die äußerste Reduktion postmittelkambrischer Bildungen in Asturien-Galizien zusammenhängen könnte, einer Insel, die bis ins tiefste Silur fort-dauerte und sich im Tremadoc oder tieferem Arenig sogar noch zu einem ausgedehnteren Schwellengebiet zwischen einem Nordmeer und einem Südmeer erweiterte.

95) Nur kurz möchte ich über das Kambrium der Montagne Noire anhangsweise bemerken, daß hier Mittelkambrium mit Paradoxiden usw. auftritt, in dessen Liegendem Kalke mit *Archaeocyathiden* entwickelt sind. Ebenfalls ist von Sardinien trilobitenführendes Mittelkambrium bekannt und *Archaeocyathus*-Kalk. Die stratigraphischen Beziehungen des letzteren zu dem ersteren sind aber nicht klar; denn während ihn FRECH (1897) ins Unterkambrium stellt, hält ihn POMPECKI (1901) für mittelkambrisch, und neuerdings pflichtet dem auch GORTANI (1927) bei. Mir scheint aber, daß bezüglich der Stratigraphie des sardinischen Kambriums und der Positionsverhältnisse zwischen den *Archaeocyathus*-Bildungen und den Paradoxidenschichten noch manche Fragen zu klären sind.

2. Das Silur.

Historische Daten.

- 1754 TORRUBIA entdeckt die ersten untersilurischen Fossilien (*Calymene tristani* BRONGN.) bei Pardos in der Sierra de Aragocillo.
- 1851 SANTIAGO RODRIGUEZ erwähnt als erster das Silur von Albarracín.
- 1852 MORTZ WILLKOMM entdeckt auf seiner Reise von Zaragoza nach Molina das „Silur“ der Iberischen Ketten.
- (1850) 1853 DE VERNEUIL und COLLOMB finden Graptolithen des Obersilurs bei Albarracín und sammeln weitere untersilurische Fossilien bei Molina de Aragón an dem von TORRUBIA entdeckten Fundpunkt.
- 1854 DE VERNEUIL und DE LORIÈRE bestätigen die Entdeckung WILLKOMM's.
- 1863 JUAN VILANOVA gibt in seiner Beschreibung der Provinz Teruel eine petrographische, aber stratigraphisch bedeutungslose Darstellung des „Silurs“ der Provinz Teruel (Albarracín, Gea, Calamocha, Montalbán). Seine Karte der Provinz Teruel gibt die Verbreitung des „Silurs“ in sehr roher Form.
- 1881 CARLOS CASTEL beschreibt das Silur des östlichen Guadarramagebirges und führt von Atienza Obersilur an, in welchem schon PALACIOS Monograpten gefunden hatte.
- 1885 CORTAZAR gibt eine mineralogisch-petrographische Beschreibung der Sierra del Tremedal und Sierra del Collado de la Plata nördlich und südlich von Albarracín und erwähnt Graptolithenschiefer aus der Gegend von Orihuela.
- 1892 PALACIOS beschreibt das (in Wirklichkeit vorwiegend Kambrium darstellende) „Silur“ der Westlichen und Östlichen Iberischen Ketten. Er führt von verschiedenen Orten Schichten mit *Cruziana* und *Scolithus* und aus dem Gebiet von Aranda Schiefer mit *Orthis calligramma* und *Orthis redux* auf.
- 1898 DEREIMS gibt eine zusammenfassende Darstellung des Silurs der Hesperischen und Iberischen Ketten. Er führt eine artenreichere Untersilurfauna aus dem Östlichen Iberischen Gebirge an. In den Westlichen Iberischen Ketten hält er gewisse — in Wahrheit kambrische — Ablagerungen für untersilurisch.
- 1928 JOHANN TRICALINOS gibt eine Ergänzung zu der von DEREIMS versuchten Gliederung des Silurs von Molina de Aragón und Albarracín und weist eine Tarannonfauna bei Torres nach.

Vorbemerkungen.

Nach den vorliegenden geologischen Karten, besonders dem Mapa geológico de España, Hoja 7, scheint das Silur die am weitesten verbreitete paläozoische Formation Keltiberiens zu sein. Dieses Bild erklärt sich daraus, daß man alle nicht durch Fossilfunde als Kambrium oder Devon erwiesenen Schichten als „Silur“ bezeichnete, sodaß man zunächst unter diesem Sammelbegriff, der hier also eine ähnliche Bedeutung wie BARRANDE'S „Silur“ hat, verschiedenalterige Sedimente vereinigte⁹⁶). So ist das ganze Mittel- und Unterkambrium des Östlichen Iberischen Gebirges mit Ausnahme eines kleinen Areals bei Badules als Silur dargestellt; des weiteren finden sich die oberkambrischen Atecaschichten, Teile des Devons usw. mit den Farben dieser Formation ausgezeichnet⁹⁷).

Durch meine Untersuchungen hat sich gezeigt, daß den Hauptanteil am Aufbau der Iberischen Ketten das Kambrium besitzt und daß echtes Silur in den Westlichen Iberischen Ketten nur in einem schmalen Streifen am Westrand des Gebirges auftritt, der sich von dem Santa-Cruzberge über Santed nach Calamocha erstreckt; in den Östlichen Iberischen Ketten erwies sich südlich des Jalón als silurisch nur das relativ kleine Gebiet östlich von Daroca zwischen Badules und Luesma-Nogueras bis Paniza (vgl. Geolog. Übersichtskarte Taf. I). Nördlich des Jalón gehören der Formation wahrscheinlich nur geringe Gebirgsstücke nordöstlich von Mesones an⁹⁸).

Das Grundgebirge der Hesperischen Ketten besteht dagegen ausschließlich aus Silur⁹⁹). Auch der östliche Teil des Gua-

96) PALACIOS (1892) hat später diese als echte silurische, d. h. als postkambrische und prädevonische Bildungen aufgefaßt und sie zu gliedern versucht (vgl. Anm. 100).

97) Die Abtrennung des Kambriums vom Silur wurde für Spanien zuerst von EGOSCUE und MALLADA (1876) vorgeschlagen.

BARROIS (1882) fragt jedoch (S. 409), ob man nicht vielleicht auch zum Kambrium die Silurinseln der Provinzen Zaragoza und Teruel ziehen müsse.

98) PALACIOS (1892) führt sandige Schiefer mit *Orthis calligramma* und *Orthis redux* von verschiedenen Orten auf. Mehrere dieser Vorkommen besuchte ich, und es erwies sich dabei, daß es sich nicht um silurische, sondern um kambrische Ablagerungen handelt (vgl. Anm. 100). Allein im Gebiet von Aranda könnte in den von meinen Exkursionen nicht berührten Gebirgsteilen auch Untersilur enthalten sein.

99) Kleinere Oberkarbonvorkommen bei Molina de Aragón gehören bereits zum Deckgebirge.

Die Devonvorkommen von Henarejos in der Provinz Cuenca liegen schon nicht mehr in den eigentlichen Hesperischen Ketten.

darramagebirges wird vorwiegend von Schichten dieser Formation eingenommen.

Die ersten Silurfossilien wurden in den Hesperischen Ketten und zwar in den Gebieten bei Albarracín und nördlich von Molina de Aragón aufgefunden. In der Umgebung der letztgenannten Stadt entdeckte TORRUBIA bereits gegen Mitte des 18. Jahrhunderts untersilurische Trilobiten, und um die Mitte des 19. sammelten an gleicher Stelle DE VERNEUIL und COLLOMB und später CASIANO DE PRADO u. a. Die ersten Graptolithen des Obersilurs wurden bei Albarracín gefunden.

Das Silur der Iberischen Gebirge ist dagegen erst vor etwa 30 Jahren von DEREIMS genauer erforscht, von dem durch Auffindung reicher Fauna insbesondere das Vorkommen von Ordovicium auch paläontologisch nachgewiesen wurde¹⁰⁰).

DEREIMS versuchte auch, eine Gliederung des Silurs zu geben. Er behandelte dabei die Westlichen und Östlichen Iberischen Ketten getrennt und kam zu dem Ergebnis, daß für das Untersilur ein eingreifender Faziesgegensatz zwischen diesen beiden Gebieten bestehe. In dem Westlichen Iberischen Gebirge hielt er die Schichtfolge zwischen Valconchán und Santed westlich von Daroca für untersilurisch und glaubte, daß bei Santed selbst das Gotlandium begänne. Dabei sollte die eintönige, mächtige Schicht-

100) Von den früheren Untersuchungen sind nur die von PALACIOS (1892) erwähnenswert. Dieser spanische Geologe stellte die nachstehende Schichtfolge auf:

5. Sandige Schiefer mit Quarzitbänken, *Scolithus*-Resten (Sierra de Tabuena, Monegré, Morés etc.).
4. Sandige Schiefer mit *Orthis calligramma* und *Orthis redux* (Sierra de la Virgen, Aranda, Ateca usw.).
3. Dolomitische Kalke mit rötlichen und grünen Schiefern usw. (Puerto Caveró, Huérmeda, Jarque).
2. Sandige und chloritische Schiefer mit Quarziten (Sierra de Vicort, Ateca, Huérmeda etc.).
1. Quarzite und sandige Schiefer mit *Scolithus* (Santa Cruz, Herrera, San Bartolomé etc.).

In den meisten dieser Horizonte sind Bildungen der verschiedensten Altersstellung vereinigt. Während die unter 1 aufgeführten Quarzite wirklich an die Silurbasis gehören (Armorikanischer Quarzit), sind unter 2 z. T. unter-, z. T. oberkambrische Schichten vereinigt; 3 umfaßt die oben besprochenen Ribotadolomite des Oberen Unterkambriums; unter 4 sind zum kleineren Teil wirklich untersilurische, zum größeren Teil jedoch unter- oder oberkambrische Bildungen enthalten; Horizont 5 endlich enthält wohl teils silurische (Monegré), teils ober-, teils mittelkambrische Schichten.

Eine eingehendere Diskussion dürfte sich erübrigen.

folge, die sehr arm an Fossilien ist, Untersilur in Flyschfazies darstellen. In den Östlichen Iberischen Ketten dagegen vermochte er das hier petrographisch ganz anders zusammengesetzte und viel geringer mächtige Untersilur eingehend zu gliedern und eine Fauna von Trilobiten, Brachiopoden, Cystoideen usw. aufzufinden.

Dieses scheinbare Bild eines eingreifenden Faziesgegensatzes erklärt sich daraus, daß DEREIMS Schichten für gleichaltrig hielt und miteinander verglich, die nichts miteinander zu tun haben. So ist das „Untersilur“ der Westlichen Iberischen Ketten älter als das Untersilur der Östlichen, und die ganze Ablagerungsfolge liegt tiefer im Schichtprofil und muß dem Oberkambrium zugerechnet werden (Atecaschichten)¹⁰¹⁾.

Wir müssen entgegen der Vorstellung von DEREIMS annehmen, daß die Entwicklung des Silurs im ganzen Keltiberischen Gebirge verhältnismäßig gleichförmig ist. Dies ergibt sich daraus, daß die Schichtfolge der Östlichen Iberischen Ketten mit der der Hesperischen von Albarracín und Molina de Aragón, wie später gezeigt wird, übereinstimmt, obgleich die Entfernung dieser Gebiete gegen 100 km beträgt. Bei dieser Sachlage wäre es sehr verwunderlich, wenn in dem zwischengelegenen Gebiete der Westlichen Iberischen Ketten die Verhältnisse anders lägen¹⁰²⁾.

Ich behandle zunächst die Silurentwicklung der beiden räumlich so weit entfernten Gebiete der Iberischen und Hesperischen Ketten getrennt und versuche dann, sie vergleichend auf einander zu beziehen.

A. Das Silur der Iberischen Ketten.

Vorbemerkungen: Diskussion der Silurgliederung von DEREIMS.

DEREIMS (1898) gibt für die Östlichen Iberischen Ketten, seine „Bande de Badules“, folgende Gliederung des Silurs¹⁰³⁾:

101) Vgl. S. 40.

102) Auch im übrigen Spanien ist nirgendwo eine ähnliche Untersilurentwicklung festgestellt, wie sie nach DEREIMS in den Westlichen Iberischen Ketten herrschen soll.

103) Vgl. sein Profil auf S. 40 der Recherches géologiques.

- | | | |
|------------|---|--|
| Gotlandium | } | 9. Kalkknollen führende Schiefer mit <i>Cardiola interrupta</i> , |
| | | 8. Sandsteine und Quarzite mit <i>Tigillites</i> und <i>Cruziana</i> , |
| | | 7. Schiefer ohne Fossilien, |
| | | 6. Cystoideenkalke und Schiefer mit <i>Orthis actoniae</i> , |
| | | 5. Schiefer mit <i>Orthis actoniae</i> , |
| Ordovicium | } | 4. Quarzite, |
| | | 3. Schiefer mit <i>Calymene tristani</i> und <i>Iliaenus</i> , |
| | | 2. Armorikanischer Sandstein mit <i>Tigillites</i> , nach unten
übergehend in |
| | | 1. rötliche, sandige Schiefer mit <i>Cruziana</i> und <i>Vexillum</i> . |

Oberkambrium: Grünbraune Schiefer ohne Fossilien.

Mittelkambrium: Schiefer mit *Conocoryphe*.

Diese Gliederung ist in dem Gebiete zwischen Fombuena und Luesma - Nogueras östlich von Daroca gewonnen und basiert auf folgender Vorstellung vom tektonischen Aufbau des Gebirges:

Das bei Badules auftretende Mittelkambrium befindet sich nach DEREIMS' Anschauung in Sattelstellung. Dabei sollen die bei Badules gegen Westen einfallenden Schichten den Westflügel dieses Sattels darstellen, östlich von Badules soll die Sattelachse durchziehen, und noch weiter im Osten, gegen Fombuena zu, soll man die gleiche Schichtfolge wie auf dem Westflügel des Sattels antreffen, nur in umgekehrter Reihenfolge und mit einem Einfallen gegen Osten, sodaß man sich hier auf dem Ostflügel des durchaus regelmäßig gebauten Sattels befände. Demgemäß soll man auch noch weiter gegen Osten, über Fombuena hinaus, allmählich in immer jüngere Schichten gelangen. So soll sich östlich von Fombuena auf das Kambrium ganz normal Silur auflegen, dessen Schichtfolge man auf dem Wege nach Nogueras allmählich durchschreiten soll, bis man kurz vor der letztgenannten Ortschaft in das Silur normal überlagerndes Devon gelange.

Diese schematisch-einfache Vorstellung entspricht keineswegs der Wirklichkeit, wie das durch diese Gebiete gelegte Profil der Abb. 27 zeigt¹⁰⁴). Das Kambrium befindet sich nicht in Sattelstellung, und das Silur stellt nicht das normale Hangende des Kambriums dar, sondern das Kambrium liegt längs flacher Überschiebung auf dem Silur. Das letztere aber ist im ganzen Gebiet zwischen Badules und Luesma tektonisch stark gestört und

¹⁰⁴) Vgl. bei den nachfolgenden Darstellungen dieses Profil und das von DEREIMS (1898, Seite 40) gegebene.

DEREIMS' (1893) schematische Auffassung des tektonischen Baues der Iberischen Ketten ist in der weiter unten stehenden Abb. 30 wiedergegeben.

stellt nicht eine einheitliche Schichtfolge dar, wie DEREIMS meinte; so sind die in seinem Normalprofil als verschiedene Horizonte übereinandergestellten Bildungen z. T. gleichaltrig.

DEREIMS' Vorstellung von einem einfachen kambrischen Sattel beruht auf verschiedenen Mißverständnissen.

So ist zunächst DEREIMS' Mittel- und Oberkambrium von Fombuena in Wirklichkeit Silur¹⁰⁵⁾. In die „mittelkambrischen“ Schiefer nämlich, in denen DEREIMS *Conocoryphe* gefunden haben will, sind Kalke eingelagert, die sehr reich an Cystoideen und untersilurischen Brachiopoden und mit den von dem Forscher aus der Gegend von Luesma beschriebenen Cystoideenkalken ident sind. So ist es nicht anders denkbar, als daß DEREIMS bei der Bestimmung der *Conocoryphe* ein Fehler unterlaufen ist¹⁰⁶⁾. Die im Liegenden dieses „Mittelkambriums“ auftretenden Quarzite, die DEREIMS überhaupt für die ältesten Bildungen des ganzen Gebirges hielt, sind hingegen mit dem Armorikanischen Quarzit des tieferen Silurs ident.

Das fossilfreie „Oberkambrium“ gleich östlich von Fombuena besteht aus Graptolithenschiefern und anderen Ablagerungen des Obersilurs. Auch die „rötlichen, sandigen Schiefer“ von DEREIMS' Silurhorizont 1 (s. die Übersicht S. 74), die der Forscher als Äquivalente der *Euloma*-Schiefer der Bretagne Noire, also des Tremadocium, ansehen will, gehören in das höhere Silur und gehen nach oben nicht in Armorikanischen Quarzit über, sondern grenzen längs einer Störung an denselben. Das Liegende dieser Quarzite ist in diesen Gebieten überhaupt nicht zu beobachten. Es ist deswegen auch DEREIMS' Angabe, daß die Sedimentation zwischen Kambrium und Silur nicht unterbrochen war, hinfällig.

105) Es ist auffallend, welche verschiedene Ansichten über das Alter der Fombuena-Gesteine geäußert sind. DONAYRE (1873) faßte sie als devonisch auf; er erwähnt „Kalke mit großem Reichtum an zumeist unbestimmbaren Fossilresten, die keinen Zweifel lassen, daß die Bildungen zum Devon gehören“ (S. 62). Hier handelt es sich wohl um die westlich der Ortschaft auftretenden untersilurischen Cystoideenkalken. Nach DEREIMS (1898, S. 35) sind die Gesteine von Fombuena mittelkambrisch. — Befremdlich ist, daß neuerdings JOLY (1927, S. 530) wieder das Paläozoikum von Fombuena für devonisch erklärt. Er meint mit den „devonischen, die Täler bildenden“ Schiefern anscheinend obersilurische Graptolithenschiefer.

In den von mir berührten Gebieten der näheren Umgebung von Fombuena tritt kein Devon auf. Ablagerungen dieser Formation könnten allein weiter im Süden oder Südosten vorkommen.

106) DONAYRE erwähnt von Fombuena (vielleicht aus denselben Schichten?) *Homalonotus* sp. Es dürfte sich bei beiden Funden in Wirklichkeit um untersilurische Trilobiten handeln.

DEREIMS' Horizont 2 ist dagegen mit Recht als Armorikanischer Quarzit aufzufassen, und Horizont 3 bildet tatsächlich das normale Hangende dieses Quarzits.

Unter 4 ist; von DEREIMS ein zweiter Quarzit aufgeführt als das Liegende von Schiefeln mit *Orthis actoniae* und von Cystoideenkalken. In Wirklichkeit aber bildet dieser Quarzit das Hangende der Cystoideenkalken, deren Vorhandensein unter diesen Quarziten von DEREIMS anscheinend übersehen ist.

Daß er die Kalke als das Hangende der Quarzite auffaßte, liegt daran, daß er sie weiter im Osten, bei Luesma, beobachtete, wo er gemäß seiner tektonischen Grundvorstellung in jüngeren Horizonten zu sein glaubte. Das Wiederauftauchen der Kalke bei Luesma beruht auf der Spezialtektonik (vgl. Abb. 27). So hätte DEREIMS, wenn er das mehr westliche Vorkommen nicht übersehen und gleichzeitig die Vorstellung einer einheitlichen Schichtfolge aufrechterhalten hätte, von zwei verschiedenen, durch Quarzite und Schiefer unterbrochenen Cystoideenkalkfolgen sprechen müssen.

Unter dem Horizont 5 begreift DEREIMS verschiedenaltige Bildungen. Zum Teil sind es wirklich Sandsteine und Schiefer mit Orthiden, die im Liegenden der Cystoideenkalken und des Quarzits 4 auftreten und in dem Normalprofil zwischen 3 und 4 hätten eingereiht werden müssen; zum Teil aber sind es — so in den Vorkommen des Val Negro und des Val de Ocino — Graptolithenschiefer aus dem Hangenden von Horizont 4. In dem von DEREIMS gezeichneten Profil (S. 40) ist in den „Schiefern des Val de Ocino mit *Orthis actoniae*“ in Wirklichkeit beides enthalten; im westlichen Teil stellen sie Graptolithenschiefer dar, im östlichen untersilurische Schichten mit *Orthis actoniae*, und zwischen beiden liegt eine Störung.

Die Cystoideenkalken (Horizont 6) liegen im Hangenden der echten Orthiden führenden Schichten. Sie bilden jedoch nicht mehrere, durch Schiefer getrennte Bankfolgen übereinander, wie das DEREIMS in seinem Profil angibt, vielmehr gibt es nur eine einzige, verhältnismäßig geringmächtige Entwicklung von Cystoideenkalken. Die Wiederholung geht auf Spezialtektonik zurück.

Über den Cystoideenkalken liegen jene Quarzite, die von DEREIMS als Horizont 4 bezeichnet sind, und dann folgen die recht mächtigen Schiefer des Horizonts 7 (Schiefer von Luesma). DEREIMS bezeichnet diese als fossilfrei, hält sie für untersilurisch und parallelisiert sie den „Schiefern mit *Acidaspis buchi*“ von Valconchán. Letztere sind, wie bereits gezeigt wurde, älter als der Armorikanische Quarzit und müssen ins Obere Kambrium gestellt werden,

die „fossilfreien Schiefer des Horizonts 7“ von Luesma sind dagegen typische Graptolithenschiefer, in denen ich östlich von Luesma Monograpten sammelte; sie sind also nicht, wie DEREIMS meint, unter-, sondern obersilurisch.

Verfehlt ist weiter die Stratigraphie des *Gotlandium*s.

Die Quarzite der Virgen de Herrera (Horizont 8), die DEREIMS nach dem Einfallen der Schichten als Hangendes der Schiefer von Luesma auffaßte, gehören in das Liegende derselben und stellen Armorikanische Quarzite dar, also Basalbildungen des Unter-, nicht des Obersilurs. Die Graptolithenschiefer von Luesma werden nämlich gleich südöstlich der Ortschaft von Sandsteinen überlagert, die in Devon überführen. Dieses Devon, das bei Luesma eine flache Mulde bildet, biegt südöstlich dieser Ortschaft nach Süden hin aus und umzieht in großem Bogen die Virgen de Herrera; so tritt es bei Nogueras südöstlich der Herrera wieder auf und liegt hier im Hangenden der Herreraquarzite und des Horizonts 8 von DEREIMS. Konform mit dem Devon ziehen sich in großem Bogen die Schiefer von Luesma von der Westseite auf die Südostseite der Herrera herum und bilden hier das Hangende der Herreragesteine. So sind die Schiefer von Luesma, die DEREIMS als Liegendes der Herreraquarzite und als untersilurisch ansah, ident mit dem von DEREIMS mit Recht als Hangendes der Herreraquarzite und als obersilurisch aufgefaßten Horizont 9. Die Herreraquarzite können bei dieser Sachlage nur älter als die Graptolithenschiefer von Luesma sein; und da Quarzite von dieser Mächtigkeit und Ausbildung allein an der Silurbasis als „Armorikanische Quarzite“ auftreten, muß man sie mit diesen identifizieren.

Die Schiefer von DEREIMS' Horizont 9 stellen z. T. Graptolithenschiefer dar und sind dann mit Horizont 7 ident, z. T. gehören sie in das Hangende derselben.

So erkennt man, daß DEREIMS' Silurgliederung einer Änderung bedarf. Die Gliederung, die ich an deren Stelle setze, verdeutlicht die auf der nächsten Seite gegebene Übersichtstabelle ¹⁰⁷⁾.

107) Für die Einstufung der Schichten ist beim Ordoviciem die neuere Einteilung von MARR benutzt worden, beim *Gotlandium* jedoch die ältere. So ist es am leichtesten, den natürlichen Verhältnissen Rechnung zu tragen. — Bei der Einordnung der spanischen Schichtfolge fallen die Grenzen der einzelnen Horizonte mit denen der Silurstufen nicht immer genau zusammen; so kann die Übersicht nur die ungefähre Altersstellung der Schichten geben.

Übersichtstabelle des keltiberischen Silurs.

Gotlandium	}	Downton	9. Obere Grauwacken, Sandsteine und Quarzite
		Wenlock	8. Graptolithenschiefer
		Tarannon	
		Oberes Llandovery	
Ordovicium	}	Unteres Llandovery	7. Weißer Quarzit
			6. Grauwacken und Schiefer
		Ashgillium	5. Cystoideenkalke
		Caradocium	4. Grauwacken u. Sandsteine mit Bryozoen und Orthiden
		Llandeiliium	3. Schiefer mit <i>Calymmene tristani</i> BRONGN.
	}	Skiddawium (Arenig)	2. Armorikanischer Quarzit
		1. Basalbildungen	
		Tremadocium	fehlt

Oberkambrium

I. Das Untersilur.

a) Tremadocium.

Das einzige bisher in der Literatur angeführte „Tremadoc“-Vorkommen Spaniens, das von Papiol bei Barcelona, hat sich als Unterkarbon herausgestellt (vgl. SCHRIEL, 1929). Somit ist Tremadoc in Spanien wie auf der ganzen Iberischen Halbinsel nicht nachgewiesen¹⁰⁸⁾. Auch im Keltiberischen Gebirge scheint das Tremadoc zu fehlen. Es besteht hier nämlich kein Übergang zwischen Kambrium und Silur, wie DEREIMS (1898) und nach ihm TRICALINOS (1928) behaupten, es ergeben sich vielmehr Anzeichen einer Diskordanz an den Stellen der Iberischen Ketten, wo das Auflager des Silurs auf dem Kambrium erkennbar ist.

An den beiden Stellen, an welchen DEREIMS die Kambrium-Silurgrenze vermutete, befand er sich in Wirklichkeit nicht in diesem Grenzbereich. Denn östlich von Fombuena, wo er einen allmählichen Übergang von Kambrium zu Silur zu sehen glaubte, stand er inmitten silurischer Schichten; und bei Valconchán war er nicht an der Basis des Armorikanischen Quarzits, sondern tief im Oberkambrium.

In den Westlichen Iberischen Ketten stellt der bei

¹⁰⁸⁾ Das nächste Tremadocvorkommen findet sich in der Montagne Noire in Südfrankreich (Schiefer von Saint-Chinian und Caunes).

Auch vom Armorikanischen Massiv ist Tremadoc nicht bekannt (vgl. HAUG, *Traité de Géologie*, S. 635, und PÉNEAU, 1928).

Santed durchziehende weiße Quarzit, welchen DEREIMS für ober-silurisch ansah, Armorikanischen Quarzit (Arenig) dar; und unter diesem liegt, wie westlich des Dorfes Santed auf dem Boden des Weges nach Valconchán - Daroca zu sehen ist, ein Quarzkonglomerat, in welchem Gesteine der Unterlage aufgearbeitet enthalten sind. Dieses Konglomerat scheint zu dem Kambrium in schwacher Diskordanz zu stehen.

In den Östlichen Iberischen Ketten ist im Gebiet westlich von Paniza die Kambrium-Silurgrenze zu erkennen, und hier findet sich unter dem Armorikanischen Quarzit ebenfalls ein Konglomerat, das den gleichen Habitus wie das von Santed aufweist.

Alles in allem will es so scheinen, als träte der Armorikanische Quarzit transgredierend auf — wie es anscheinend auch im übrigen Spanien und nach HAUG sicher im Armorikanischen Massiv der Fall ist — und als befände sich zwischen Kambrium und Silur eine Lücke.

Wann die Sedimentationsunterbrechung, die während des Skiddawium ihr Ende fand, begann, ist in den Iberischen Gebirgen nicht zu entscheiden. Es ist sowohl möglich, daß Tremadoc noch abgelagert und dann wieder zerstört wurde, als auch, daß während der Tremadoc-Zeit in diesen Gebieten festländische Bedingungen herrschten.

b) Skiddawium (Arenig).

1. Basalbildungen des Silurs.

Die tiefsten Ablagerungen des Silurs sind, wie bereits gesagt, grobklastisch. Sie stellen Quarzkonglomerate von allerdings nur geringer Mächtigkeit dar. Ich konnte sie an drei Stellen beobachten, einmal westlich von Santed, wo sie im Weg nach Daroca aufgeschlossen sind, zweitens bei Paniza in den Östlichen Iberischen Ketten und drittens bei Villarreal nordöstlich von Daroca. An der ersten Stelle setzen sich die hier etwa 1—2 m mächtigen Konglomerate aus gröberem Geröll zusammen, die vorwiegend aus Quarz, aber auch aus aufgearbeiteten Quarziten, Sandsteinen und Tonschiefern des unmittelbaren Liegenden bestehen. Unter diesen finden sich Brocken von einem Durchmesser bis zu 10 cm. Nach oben hin werden die Gerölle feiner, und die Konglomerate gehen in grobe Arkosen über. Diese werden von einigen Sandsteinbänken überlagert, und dann folgen sandige Tonschiefer von etwas größerer Mächtigkeit, die als glimmerreiche, graugrüne, von Sandsteinbänken durchsetzte Tonschiefer bis an den Abhang des

Berges reichen, der die Burg von Santed trägt und von weißen „Armorikanischen Quarziten“ gekrönt wird.

Ganz ähnlich ist die Ausbildung der basalen Bildungen des Silurs bei Paniza. Auch hier ist ein geringmächtiges Konglomerat entwickelt, das nach oben in eine einige Meter mächtige, sandig-tonige Schichtserie übergeht, die dann vom weißen Armorikanischen Quarzit überlagert wird. Bei der Eremita von Villarreal fand ich ebenfalls Konglomeratbrocken unterhalb des Armorikanischen Quarzits.

Fossilien konnten in den beschriebenen Bildungen an allen erwähnten Stellen nicht festgestellt werden. Da die Schichten als Basalbildungen des nächstfolgenden Horizonts auftreten, möchte ich sie mit diesem ins Skiddawium (Arenig) stellen.

2. Armorikanischer Quarzit.

Der „Armorikanische Quarzit“¹⁰⁹⁾, der über diesen konglomeratisch-sandig-tonigen basalen Ablagerungen liegt, stellt eine mächtige Folge fester Quarzite dar und baut die höchsten Berge der Iberischen Ketten auf, so in den Westlichen Iberischen Ketten den Santa Cruz-Gipfel und die Höhen, die sich von hier aus über Santed gegen Südwesten fortsetzen. In den Östlichen Iberischen Ketten werden die Sierra de Herrera, die steilen Bergzüge zwischen Fombuena und Luesma und einige andere Höhen von ihm gebildet.

In dem Gebiet von Santed und der Santa Cruz in den Westlichen Iberischen Ketten beträgt die Mächtigkeit des zu Tage tretenden Teiles der Quarzite etwa 250 m; da jedoch die Hangendgrenze nicht aufgeschlossen ist, muß diese Zahl als Mindestmächtigkeit betrachtet werden.

Die Schichtfolge zeigt hier eine deutliche Gliederung in zwei einzelne, durch sandig-schiefrige Ablagerungen getrennte Quarzithorizonte, von denen jeder eine besondere Geländestufe hervorruft. Auch in der Sierra de Herrera ist eine ähnliche Gliederung innerhalb der Quarzitmasse erkennbar.

In allen Vorkommen bleibt der Gesteinshabitus des Armorikanischen Quarzits der gleiche. Er ist ein teils grob-, teils feinkörniger, harter, fester, sehr reiner Quarzit von weißer oder hell-

109) Der Name „Grès Armoricain“ ist für Arenig-Quarzite des Armorikanischen Massivs (Nordwestfrankreich) gegeben worden. In der Literatur findet er sich seit langem auch für gleichaltrige und gleichartige Bildungen Südfrankreichs und der Iberischen Halbinsel.

grauer Farbe, der in mächtigen, meist voneinander deutlich abgesetzten Bänken abgelagert ist. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke kann bis zu 2 m betragen; und da eine Feinschichtung meist nicht erkennbar ist und oft eine starke Klüftung auftritt, ist es mitunter sehr schwierig, das Schichtfallen festzustellen. Oft gelingt das wegen der groben Bankung aus größerer Entfernung leichter als aus der Nähe.

In einzelnen Bänken ist der Quarzit reich an den meist als Wurmbauten angesehenen Gebilden, die man als *Scolithus* (*Scolithus dufrenoyi*, *Scolithus linearis*), *Tigillites* oder *Arenicolites* bezeichnet. Diese Gebilde sind für den Armorikanischen Quarzit geradezu charakteristisch, wenngleich ihnen natürlich eine biostratigraphische Bedeutung nicht zukommt. Außerdem kommen noch „Bilobiten“ und Brachiopoden vor, unter denen inartikulate Formen wie *Lingula* u. a. bei weitem die Vormacht besitzen. Einzelne Bänke innerhalb der mächtigen Schichtfolge sind von Schalen dieser Brachiopoden ganz erfüllt; leider sind diese aber fast immer zerbrochen. Solche Bänke trifft man im Westlichen Iberischen Gebirge z. B. westlich von Santed an.

Über die Altersstellung des Quarzits läßt sich zunächst aussagen, daß er älter als paläontologisch belegtes Llandeillum ist. Wegen der weitgehenden Analogien in der petrographischen und paläontologischen Fazies und in dem stratigraphischen Verhalten zu dem „Grès Armoricaïn“ des Armorikanischen Massivs oder des französischen Zentralplateaus, für welchen Arenigalter erwiesen ist, steht nichts im Wege, auch den „Armorikanischen Quarzit“ des Iberischen Gebirges als Arenig und als Äquivalent jener Bildungen Frankreichs, für die der Name zuerst gegeben ist, aufzufassen. Er muß ferner für identisch mit dem Cabo-Busto-Sandstein Asturiens (BARROIS, 1882, vgl. S. 455) gehalten werden.

c) Llandeillum.

3. *Tristani*-Schichten.

Überlagert wird der Armorikanische Quarzit in den Östlichen Iberischen Ketten von einer Folge sandig-toniger, in ihrem unteren Teile vorwiegend toniger Schichten von dunkelgraugrüner Farbe. Ihr Kontakt mit dem Armorikanischen Quarzit ist östlich von Fombuena am Wege nach Luesma, ferner auch am Wege Luesma-Villarreal zu beobachten. Die Schichten sind gelegentlich schwach kalkig und führen an ihrer Basis eisenschüssige Knollen mit Fossilien, in denen DEREIMS fand:

Calymmene tristani BRONGN.

Iliaenus sp.

Asaphus sp.

Orthis budleighensis DAVIDSON

Redonia duvaliana M. ROUAULT.

Nach der Fauna, besonders dem Auftreten von *Calymmene tristani* sind die Schiefer dem „Llandeiliium“ des Armorikanischen Massivs und der Montagne Noire zu parallelisieren¹¹⁰⁾.

d) Caradocium.

4. Grauwacken und Sandsteine

mit Bryozoen und Orthiden bilden das Hangende des vorigen Horizonts. Diese Schichten sind längs des mehrfach erwähnten Saumpfades nach Luesma, besonders aber östlich des Val de Ocino am südlichen Ende jenes Hügels, der sich zwischen diesem Tal und Luesma erhebt, aufgeschlossen. Hier zeigt der Horizont die folgende Entwicklung:

Zu unterst liegen quarzitische Grauwacken, welche mit kalkreichen, *Orthis*-Arten führenden Sandsteinbänken wechsellagern. Diese haben eine Mächtigkeit von mehr als 20 m¹¹¹⁾. Darüber liegen ca. 10 m kalkreiche Grauwacken, die lagenweise voll von Bryozoen sind, die in mehreren Arten auftreten. An Brachiopoden enthalten sie die folgenden Formen¹¹²⁾:

Orthis alternata SOW.

„ *budleighensis* DAV.

„ cf. *ellipsoides* BARR.

„ cf. *testudinaria* DALM.

Strophomena expansa SOW.

Hierüber folgt mit einer Mächtigkeit von ca. 25 m eine Wechsellagerung von dünnen quarzitischen Bänken mit dunkelbläulichen

110) Mit der Stratigraphie der *Tristani*-Stufe des südwestlichen Europa befaßte sich vor allem BORN (1916). Bezüglich der Parallelisierung der *Tristani*-Stufe mit der englischen Gliederung zeigt derselbe (vgl. die Tabelle auf Seite 333), daß die Stufe mit ihrem untersten Teil (Zone des *Didymograptus purchisoni*) noch das Obere Arenig umfasse.

111) In sie eingeschaltet ist am Val de Ocino ein größeres Diabaslager.

112) Aus diesem Horizont dürfte auch die von DEREIMS (1898, S. 42) angeführte Fauna, nämlich *Orthis actoniae* SOW., *Orthis alternata* SOW., *Orthis budleighensis* DAV. stammen. Doch möchte ich bemerken, daß ich eine echte *Orthis actoniae* SOW. in diesen Gesteinen nicht fand.

bis graugrünlichen Schiefeln; die Quarzitbänke sind dabei meist nur einige Zentimeter mächtig, und nur im oberen Teil finden sich auch dickere Sandsteinbänke. Die Schichtflächen sind unregelmäßig wellig und oft von jenen problematischen Gebilden dicht bedeckt, die man *Vexillum* und *Cruziana* nennt.

e) Ashgillium.

5. Cystoideenkalk.

In der Fortsetzung des zuletzt beschriebenen Profils nach oben folgt ein ca. 12 m mächtiger, gebankter Kalk, der in seinem unteren Teil mergelig und mit seinem Liegenden durch eine Wechselagerung von kalkig-mergeligen Bänken mit sandig-tonigen verknüpft ist. Nach oben aber, gegen den nächsthöheren Horizont zu, endet die Kalkfolge mit scharfer Grenze. Im unteren Teil sind die Bänke dünnplattig, während sie im oberen mächtiger werden.

Der Horizont der Cystoideenkalk tritt außer an dieser Stelle etwas weiter nordöstlich hiervon, in Richtung auf Luesma, nochmals auf. Auch unmittelbar westlich von Fombuena sind die Kalken auf dem Plateau der kleinen Höhe, die sich links des Weges nach Badules erhebt, zu beobachten. Auch hier sind sie in ihrem unteren Teil plattig und mergelig, während sie oben dickbankiger und reiner sind. Besonders die unteren, plattigen Bänke sind reich an Fossilresten und stellen zum Teil richtige Cystoideenbrekzien dar, während die oberen Bänke ärmer an Fauna oder ganz frei von solcher sind.

DERREIMS (1898, S. 42) führt aus dem Kalk *Echinospaerites* und *Caryocystites* als besonders häufige Formen an. Doch kommen auch noch andere Gattungen vor; auch fand ich ein schönes Asteroidenexemplar¹¹³⁾. Außerdem finden sich zahlreiche Bryozoen und die folgenden Brachiopoden:

Orthis actoniae Sow.

Triplecia sp.

Wilsonia sp. 1

„ sp. 2

Porambonites sp.

113) Ich beabsichtige, über die Fauna an anderer Stelle ausführlicher zu berichten.

6. Tonschiefer

von schwarzgrüner Farbe überlagern die Cystoideenkalke; sie sind gegen diese scharf abgegrenzt und haben eine Mächtigkeit von ca. 5 m. Fossilien konnte ich in ihnen nicht auffinden.

II. Das Obersilur.

a) Unteres Llandovery.

Die dunkelgrüngrauen Schiefer, welche über den Cystoideenkalcken liegen, werden von einer sandigen Schichtfolge überlagert. In dieser lassen sich zwei petrographisch sehr verschiedene Horizonte unterscheiden. Der untere setzt sich vorwiegend aus dunkelgefärbten Grauwacken zusammen, während der obere aus einem reinen, weißen Quarzit besteht.

7. Die Grauwacken

und Grauwackenschiefer des unteren Horizontes zeigen dunkelgrüngraue Farbe und sind den sandigen Bildungen des tieferen Untersilurs sehr ähnlich. Im unteren Teil dieser ca. 40 m mächtigen Schichtfolge herrschen grünlichgraue Tonschiefer vor, während im oberen festere Grauwacken entwickelt sind, die zum Teil sehr grobkörnig sind und oft auffallend dicke Quarzkörner und kleine Schieferbrocken enthalten. Fossilien sind in ihnen nicht häufig und meist schlecht erhalten. Ich fand außer Bryozoen nur unbestimmbare Bruchstücke von Brachiopoden.

8. Weiße Quarzite

vom Habitus des Armorikanischen Quarzits, doch von nur geringer, ca. 10—15 m betragender Mächtigkeit überlagern die Grauwacken. Sie sind zuckerkörnig, marmorähnlich, grau bis schneeweiß und in dicken Bänken von je ca. 1 m Mächtigkeit abgelagert. Durch dünne, dunklere Streifen erscheinen sie feingeschichtet. Fossilien fand ich in ihnen nicht.

Dieser Horizont spielt für die Morphologie eine beachtensame Rolle, indem die Quarzite trotz ihrer Geringmächtigkeit im Gelände stark in Erscheinung treten, da sie von weichen Tönen überlagert sind und da sich auch in ihrem Liegenden leichter verwitternde Gesteine befinden. Sie bilden meist eine steil aufragende Wand, so z. B. am Wege von Fombuena nach Luesma östlich des vom Armorikanischen Quarzit aufgebauten Grates.

Durch eine große Anzahl von Querverwerfungen ist die Quarzitwand zerstückelt und von kleinen Bachrissen, welche diesen Verwerfungen folgen, durchteilt.

b) Oberes Llandovery, Tarannon, Wenlock, Ludlow.

9. Graptolithenschiefer¹¹⁴⁾.

Über den grobklastischen Ablagerungen des vorigen Horizonts, die ich als Äquivalente des Unteren Llandovery auffasse, liegt eine mächtige Folge vorwiegend sehr milder Schiefergesteine, die sich nach ihrer petrographischen Zusammensetzung noch weiter gliedern lassen.

Wie man am Westhange des Val de Ocino bemerkt, erscheinen über dem weißen Quarzit des Liegenden zunächst in ganz geringer (kaum 1 bis 2 m betragender) Mächtigkeit schwarze, milde Alaunschiefer. Dann folgt ein ziemlich mächtiger, aus einer Wechselagerung von dünnen, gelblichgrauen Quarzitbänkchen mit milderer, grünlichen und bläulichen Schiefen bestehender Horizont. Die Quarzitbänkchen, die nur wenige Zentimeter dick sind, haben wellig-rauhe Oberflächen. Ihr stratigraphischer Verband mit dem Liegenden und dem Hangenden ist sowohl am westlichen Rand des Val de Ocino wie auch in der Talung, die sich zwischen der Virgen de Herrera und Noguerras findet, zu beobachten. An beiden Stellen beträgt die Mächtigkeit der Schichten ca. 50 m.

Über diesen sandigen Bildungen liegt eine recht mächtige Folge von Graptolithenschiefern. Diese stellen z. T. feinblättrige, schwarz oder dunkelblau gefärbte Alaunschiefer dar, zum Teil zeigen sie mehr grünlichgraue Farben und weisen dabei einen gewissen Kalkgehalt auf. Eingelagert sind gelegentlich dünne, graue Quarzitbänkchen. Außerdem finden sich häufiger Diabasgänge und anscheinend auch dünne Diabasdecken eingeschaltet¹¹⁵⁾.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtfolge mag ca. 140 m betragen. Für das Landschaftsbild sind die Schiefer von sehr großer Bedeutung; sie rufen — besonders in der Umgebung von Luesma

114) Es ist merkwürdig, daß diese petrographisch so auffallenden Schiefer meist für devonisch gehalten wurden. DEREIMS stellte sie ins Untersilur und parallelisierte sie mit gewissen, zu den Atecaschichten des Oberkambriums gehörigen Bildungen der Gegend westlich von Daroca.

115) In diesem Gebiet treten gleichzeitig auch jüngere Ophite auf, wie z. B. in dem Triasvorkommen von Fombuena und bei Noguerras. Dort, wo solche das paläozoische Gebirge durchdringen, sind sie von silurischen Diabasdurchbrüchen nicht leicht unterscheidbar.

und im oberen Teil des Val de Ocino — weite, von vielen Bachläufen durchflossene Talungen hervor, in denen sie, da Vegetation und Ackerboden fehlen, überall aufgeschlossen sind.

Etwa in ihrer Mitte ist in die Graptolithenschieferfolge eine ca. 5 m mächtige, aus dicken, grauen Quarzitbänken bestehende Zone eingeschaltet. Infolge ihrer im Vergleich zu den weichen Alaunschiefern relativ sehr hohen Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung bildet sie überall — z. B. östlich von Luesma am Weg nach Nogueras — eine deutliche Geländekante.

Graptolithen sind in den Schiefen nicht häufig. Ich fand lediglich an dem Weg von Luesma nach Nogueras gleich östlich der kleinen Anhöhe, die der Weg unmittelbar hinter dem Dorfe Luesma überquert, die folgende Fauna:

Monograptus cf. *riccartonensis* LAPW.

„ *priodon* BRONN

„ sp.

Orthoceras sp.

Die Formen beweisen zunächst nur, daß in den Graptolithenschiefern von Luesma Wenlock enthalten ist. Da aber in den Hesperischen Ketten eine ganz gleiche Schichtentwicklung herrscht und hier Graptolithenfaunen gefunden wurden, die auf Oberes Llandovery bis Ludlow hinweisen, muß man annehmen, daß auch die Schiefer von Luesma diese Obersilurstrufen umfassen.

DERREMS (1898, S. 44) beschreibt aus der Gegend von Badenas Schiefer mit kalkigen Bänken und Kalkknollen, aus denen er den Fund einer *Cardiola interrupta* anführt. Hier muß es sich um eine besondere Fazies höherer Teile der Graptolithenschiefer oder um Einlagerungen darin handeln.

c) Downton.

Nach oben gehen die Graptolithenschiefer, wie man südöstlich von Luesma und nordwestlich von Nogueras beobachten kann, in eine bei Luesma ca. 60 m mächtige sandige Schichtfolge über, die zu unterst aus einer Wechsellagerung dünner, hellgrauer Quarzitbänkchen mit grünlichgrauen Schiefen besteht. Die Quarzitbänke sind unrein und nicht sehr fest. Sie zeigen unregelmäßig wellige Oberflächen und führen große Orthoceren, die in einzelnen Bänken besonders häufig sind (so z. B. im Val de la Casa am Weg Luesma-Nogueras, wo dieser kurz vor der letzteren der beiden Ortschaften das Tal verläßt).

Nach oben hin stellen sich in diesen sandigen Bildungen dickere

Bänke quarzitischer Grauwacken ein, während die Tonschieferlagen zurückzutreten beginnen. Diese enthalten keine Orthoceren mehr, sie führen statt derselben horizontweise Crinoidenstielglieder in reicher Fülle. Ich fand insgesamt die folgenden Fossilien:

Strophomena sp.

Orthis sp. 1

„ sp. 2

Rhynchonella sp.

Lamellibranchier und Gastropoden

Cystoideenreste

3 Crinoidenkelche ¹¹⁶⁾.

Nach oben folgen bei Nogueras noch einige Meter milder, gelblich verwitternder Schiefer, in denen ich keine Fossilien auffand. Diese werden überlagert von fossilführendem Gedinne. Nach ihrer stratigraphischen Stellung zwischen Ludlow und Gedinne muß man die sandigen Ablagerungen dem Downton zurechnen.

B. Das Silur der Hesperischen Ketten.

Wie früher (Seite 71) gesagt, besteht das Grundgebirge der Hesperischen Ketten ausschließlich aus Silur. Wir können dabei zwei Hauptverbreitungsgebiete unterscheiden, einmal die Umgebung von Molina de Aragón, nämlich die Aragoncilloberge, die Torremochazone und die Sierra Menera, und zweitens das Gebirge nördlich und südlich von Albarracín und zwar die Sierra del Tremedal im Nordwesten und die Sierra del Collado de la Plata (Sierra del Saldón) im Süden dieser Stadt. Jenes erste Gebiet gehört den nordwestlichen, dieses zweite den südöstlichen Hesperischen Ketten an.

1. Das Silur der nordwestlichen Hesperischen Ketten (Gebiet von Molina de Aragón) ¹¹⁷⁾.

In der näheren Umgebung von Molina de Aragón finden sich zwei Aufsattelungen von Silur, die Sierra de Aragoncillo nordöstlich und die Torremochazone südwestlich der Straße Molina-Sigüenza.

In beiden Vorkommen fallen die Schichten im allgemeinen gegen Südwesten ein, sodaß am Ostrande des Aragoncillosattels die älteren, in der Torremochazone die jüngeren Horizonte auftreten.

116) Die genauere Bearbeitung der Fauna steht noch aus. Eine eingehendere Mitteilung soll später erfolgen.

117) Vgl. hierzu Abb. 9 und Abb. 32.

Die ältesten Gesteine der Sierra de Aragoncillo stellen sandige Ablagerungen dar, welche die höchsten Höhen des Gebirges aufbauen und sich von der Sierra Alta nordöstlich von Selas über den Aragoncillo nordöstlich der Ortschaft gleichen Namens, die Hontezula, die Cabezas und Majadillas bis zum Mojón Alto westlich von Rueda de la Sierra hinziehen¹¹⁸⁾. Auch am Aufbau der Sierra Menera zwischen Molina de Aragón und Monreal del Campo nehmen diese Quarzite großen Anteil.

Diese sandige Gesteinsfolge setzt sich aus mehreren Quarzitzonen mit eingeschalteten, aus einer Wechsellagerung dünnplattiger Sandsteine mit dünnen Tonschieferlagen bestehenden Zwischenzonen zusammen. Meist sind nur die aus festen, kompakten, in mächtigen Bänken abgesetzten Quarzitzonen aufgeschlossen, die das Gebirge als Felspartien durchziehen. Die weicheren Zwischenzonen sind dagegen meist von Verwitterungsschutt der Quarzite überdeckt und bilden kleine Einsenkungen im Gelände. Aufgeschlossen aber ist eine solche Zwischenzone südöstlich der Hontezula unweit des Saumpfades Aragoncillo-Tartanedo.

An Fossilien finden sich *Tigillites (Scolithus)* und Brachiopoden. Die letzteren sind, wie man vor allem östlich des Cerro Garcia beobachten kann, auf dünne Bänke beschränkt, erfüllen diese aber gleich in großen Mengen. Die meisten der Schalen sind leider vollkommen zerbrochen, sodaß eine genaue Bestimmung gewöhnlich nicht möglich ist. Vorwiegend handelt es sich um Reste hornschaliger Brachiopoden der Gattungen *Lingula*, *Dinobolus* usw.; daneben kommen gerippte, den Articulata zuzurechnende Formen vor.

Dem petrographischen Charakter, der Fossilführung und den Lagerungsverhältnissen nach müssen die sandigen Bildungen als Armorikanischer Quarzit angesehen und dem Arenig zugerechnet werden. Da das Liegende nicht aufgeschlossen ist, läßt sich die Gesamtmächtigkeit nicht feststellen. Sie ist aber jedenfalls recht erheblich, da der auftretende Teil der Schichten bereits ca. 250 m umfaßt.

Überlagert werden die Quarzite von dunkel-grünlichgrauen bis bläulichgrauen, sandigen Schiefern mit eingeschalteten glimmerreichen Grauwackenbänkchen. Bei der „Eremita en ruinas“ in der Nähe des Weges von Rillo de Gallo nach Pardos¹¹⁹⁾ fand ich in diesen Schichten, die hier besonders sandreich sind, dünne, von *Orthis ribeiroi* SHARPE erfüllte Bänkchen. Demnach muß man die

118) Die Lokalitäten finden sich in der Kartenskizze Abb. 9 verzeichnet.

119) Der Fundpunkt ist auf Abb. 9 mit einem Fossilzeichen vermerkt.

Schiefer BORN'S (1916) Zone der *Orthis ribeiroi* einordnen, die nach ihm auch bei Almadén den Armorikanischen Quarzit überlagern und das Obere Arenig und Untere Llandeilo umfassen soll.

Einem etwas höheren Niveau scheinen kalkhaltige Schiefer mit Trilobiten anzugehören, die in der Umgebung von Pardos¹²⁰⁾ zu beobachten sind und in denen ich die folgenden Arten sammelte¹²¹⁾:

Calymene tristani BRONGNIART

Placoparia tourneminei ROUAULT

Illaenus sp.

Wir haben es also hier mit der *Tristani*-Stufe zu tun und zwar mit der von A. BORN (1916) ausgeschiedenen Zone der *Placoparia tourneminei*, die nach ihm über der Zone der *Orthis ribeiroi* liegen — wie das auch hier der Fall zu sein scheint — und dem Mittleren Llandeilo entsprechen soll.

Der Art nach unbestimmbare Trilobitenreste stellte ich auch bei der Fuente de la Morrionera nordöstlich von Aragoncillo fest¹¹⁹⁾.

Jüngere Schichten treten in der Sierra de Aragoncillo nicht mehr auf. Weiter im Südwesten nun, von den Aragoncillobergen durch ein Trias-Juragebiet getrennt, erscheinen in der schmalen Sattelzone von Torremocha del Pinar Graptolithenschiefer des Obersilurs. Sie ziehen sich von Torremocha bis Corduente hin und sind vielerorts in den Bachrissen und am Wege zu beobachten. Die leichte Verwitterbarkeit dieser milden, nur von wenigen dünnen Quarzitbänken durchsetzten, mächtigen Alaunschiefer ist der Grund dafür, daß der paläozoische Sattelkern der Torremocha-Achse nicht, wie es bei allen übrigen Grundgebirgshorsten der Fall ist, einen Höhenzug bildet, sondern ein langes, schmales, dem Gebirgstreichen folgendes Tal.

Da die Schiefer überall reich an Graptolithen sind, ist es zu verwundern, daß diese bisher nicht bemerkt zu sein scheinen. Ich fand südlich von Torremocha in der Nähe des Cerro Gordo die folgende Fauna:

Monograptus colonus BARR.

„ *dubius* SUESS

„ cf. *vomerinus* NICH.

Cardiola interrupta SOW.

120) Der Fundpunkt liegt südlich von den Cabezas zwischen Aragoncillo und Pardos. Die bereits vor 175 Jahren von TORRUBIA (1754) gefundenen Trilobiten scheinen den gleichen Schichten zu entstammen. Auch die von DE VERNEUIL und COLLOMB (1853) gesammelten Untersilurfossilien sind wohl von hier.

121) Die Bestimmung geschah durch RUD. und E. RICHTER-Frankfurt.

Hiernach gehören die Schiefer dem Unteren Ludlow an.

Über die Mächtigkeit der Schiefer ist nichts Bestimmtes auszusagen, da dieselben aus ihrem stratigraphischen Verbandsverbande herausgelöst sind.

2. Das Silur der südöstlichen Hesperischen Ketten (Gebiet von Albarracín).

Das Silur der Umgebung von Albarracín wurde von SANTIAGO RODRIGUEZ (1851) entdeckt, während die ersten Fossilien — und zwar die ersten Graptolithen des ganzen Keltiberischen Gebirges — von DE VERNEUIL und COLLOMB (1853a) aufgefunden wurden. Später beschäftigten sich VILANOVA (1863), CALVO (1893), CORTAZAR (1885), DEREIMS (1898) und TRICALINOS (1928) mit diesem Gebiet.

Für die Sierra del Tremedal unterschied schon CALVO (1893) zwei Abteilungen: eine untere aus Quarziten bestehende, eine obere aus milden Schiefen mit Monograpten zusammengesetzte. Auch DEREIMS (1898) gibt diese Einteilung und führt aus den Graptolithenschiefen eine größere Anzahl von Arten auf, die dem Tarannon und Wenlock angehören. Die darunter liegenden Quarzite hielt er für Vertreter des untersten Gotlandiums und des Ordoviciums.

Für das Gebiet südöstlich von Albarracín, wo Silur in nur geringer Ausdehnung als Kern eines Sattels zwischen Albarracín und Bezas auftritt, macht DEREIMS (1898, S. 50) folgende Angaben:

„Dans toute cette région, le Silurien est constitué par une série très régulière de quartzites et de schistes, dont l'inclinaison vers l'ouest varie de 40° à 80°; les quartzites forment plusieurs collines parallèles séparées par des vallées schisteuses. L'axe silurien . . . ne m'a fourni aucun fossile.“

Ich habe nun gerade dieses gegenüber der Sierra del Tremedal nordwestlich von Albarracín vernachlässigte Gebiet einer besonderen Untersuchung unterzogen und dabei eine Silurentwicklung feststellen können, die der Iberischen Ketten und der von Molina de Aragón entspricht.

Der östliche Teil der Sierra de Gea Carbonera nordwestlich von Bezas besteht aus ziemlich steil gegen Westen einfallenden weißen Quarziten von gewiß mehrere hundert Meter betragender Mächtigkeit. Die Quarzite führen Tigilliten und zeigen das Gepräge des Armorikanischen Quarzits, dem man sie parallelisieren muß.

Wie man auf der Höhe des Berges östlich der Rambla de Marcos beobachten kann, wenn man von Osten kommend gegen

Westen wandert, gehen die Quarzite nach oben hin in Sandsteine über, aus denen sich durch Abnahme des Sandgehalts dunkelgrün-graue, glimmerreiche Grauwackenschiefer entwickeln, in die dünne Sandsteinbänke eingelagert sind. Die Schiefer enthalten im höheren Teil eine Brachiopodenfauna mit *Orthis* cf. *porcata* M'COY und müssen dem Llandeiliun und Caradociun zugerechnet werden.

Nach oben wird der Sandgehalt wieder größer, und es entsteht eine Wechsellagerung dünner, plattiger Sandsteine mit sandigen Tonschiefern. Die Sandsteine zeigen rauhe, mit unregelmäßigen Gebilden bedeckte Oberflächen. Zu oberst schließen sich die Bänke zusammen und bilden eine ca. 5 m mächtige, reinere Sandsteinfolge, über der wieder von neuem eine Wechsellagerung dünner Sandsteine mit Tonschiefern folgt.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten oberhalb des Armorikanischen Quarzits bis zu dem letzterwähnten Horizont beträgt ca. 200 m.

Nun folgt ein wenige Meter mächtiger, vollständig dolomitierter und tektonisch stark beanspruchter Kalk, der Crinoiden- und Cystoideenreste enthält. Er muß mit dem Cystoideenkalk der Gegend von Fombuena und Luesma in den Östlichen Iberischen Ketten identifiziert werden, wenngleich er bei Albarracín nicht so fossilreich und mächtig wie dort ist.

Der Kalk wird von einige Meter mächtigen Schiefen und Grauwacken von dunkelgrüner Farbe überlagert, über denen ein ca. 20 m mächtiger, dickbankiger, weißer Quarzit liegt, der so fest und hart ist, daß er eine starke, sich weithin fortsetzende Felswand bildet.

Leider ist das unmittelbare Hangende des Quarzits nicht aufgeschlossen, sondern liegt unter Schutt verborgen. Jedenfalls aber muß dasselbe aus weicheren Schichten bestehen, da sich jenseits der Quarzitwand das Gelände stark senkt und sich die flache, von einem Bachsystem durchzogene Talung der Rambla de Marcos bildet. Auf dem Boden dieses Tales stehen in den Einschnitten des Hauptbaches und seiner Zuflüsse Graptolithenschiefer an. Diese haben den bekannten Habitus; sie stellen schwarze, feinblättrige, milde Alaunschiefer mit einigen dünnen Quarzitbänken dar. Sie bilden als jüngste Ablagerungen der Sierra de Gea Carbonera den Kern einer Mulde; denn wenn man sich auf die Westseite der Rambla begibt, trifft man wieder auf weiße Quarzite als das Liegende der Graptolithenschiefer; sie fallen gegen die letzteren ein.

Unmittelbar über diesen Quarziten fand ich hier in den tiefsten Graptolithenschiefern die folgende Fauna:

- Monograptus communis* LAPW.
 „ cf. *involutus* LAPW.
Diplograptus cf. *folium* HIS.
 cf. *Cyrtograptus attenuatus* HOPK.
Rastrites sp.

Einige zehn Meter aufwärts im Schichtprofil sammelte ich:

- Diplograptus folium* HIS.
Monograptus halli BARR.
 „ sp.

Während die erste Fauna auf höheres Llandovery hinweist, dürften die Schiefer des letztgenannten Vorkommens dem Alter nach etwa an der Grenze von Llandovery und Tarannon stehen. In den Hesperischen Ketten beginnt also die Graptolithenschieferfolge ebenso wie in Katalonien (vgl. W. SCHRIEL, 1929) und in den Karnischen Alpen mit dem Oberen Llandovery. Man darf daraus aber nicht ohne weiteres auf eine Schichtlücke an der Grenze von Unter- und Obersilur schließen; die Verhältnisse besagen vielmehr zunächst nur, daß im Oberen Llandovery ein Faziesumschwung stattfand. Eine Schichtlücke ist darum unwahrscheinlich, weil sowohl im Iberischen Gebirge wie in diesen Gebieten der Umgebung von Albarracín zwischen Ashgillium und Graptolithenschiefern die gleiche Schichtentwicklung herrscht. Sollte eine größere Schichtlücke bestehen, so wäre zu erwarten, daß innerhalb dieses weiten Raumes das Llandovery doch auch einmal über die geringmächtigen Ashgilliumkalke hinweg auf etwas ältere Schichten übergriffe. Ich möchte daher glauben, daß das Untere Llandovery durch die fossilfreien Quarzite und Grauwacken vertreten ist, welche die Graptolithenschiefer unterlagern.

Insgesamt konnte in der Sierra de Gea Carbonera nachstehende Entwicklung des Silurs festgestellt werden, deren Einordnung in die Stufengliederung ich folgendermaßen vornehme:

- | | | |
|---|---|----------------------|
| 8. Graptolithenschiefer, mehr als 50 m | } | Oberes Llandovery |
| | | bis Tarannon |
| 7. weiße Quarzite, ca. 20 m | } | Unteres Llandovery |
| 6. Grauwacken, ca. 10 m | | |
| 5. sandige, dunkelgrüne Schiefer, ca. 5 m | } | Ashgillium |
| 4. Cystoideenkalk, ca. 5 m | | |
| 3. Sandsteine und Grauwacken, ca. 100 m | } | Caradocium und |
| 2. sandige Schiefer mit Orthiden, ca. 100 m | | |
| 1. weiße Quarzite (Armorikanischer Quarzit) | | Skiddawium (Arenig). |

In diesem Profile ist nur noch die Stratigraphie der Graptolithenschiefer problemhaft, da die höheren Horizonte entweder fehlen oder unter Schutt liegen. Einige Beobachtungen zur Klärung dieser Frage konnte ich jedoch in der Sierra del Tremedal nordwestlich von Albarracín in der Nähe von Torres sammeln.

Hier hatte schon TRICALINOS (1928) Studien angestellt und eine Tarannonfauna mit folgenden Arten aufgefunden:

- Monograptus griestoniensis* NICH.
- „ *prionon* BRONN
- „ *regularis* TORNQUIST
- „ cf. *revolutus* KIRSTE
- „ cf. *vomerinus* NICH.
- „ *colonus* BARRANDE
- Retiolites geinitzianus* BARRANDE
- Orthoceras* sp.
- Spirifer* sp.

Er gab dabei an Stelle der DEREIMS'schen Gliederung der Schichten der Sierra del Tremedal in ein unteres System von Quarziten und ein oberes von Graptolithenschiefern eine Dreigliederung in

3. Graptolithenschiefer,
2. quarzitische Schiefer,
1. Quarzite.

Es zeigte sich nun bei meinen Untersuchungen in dem gleichen Gebiete, daß die quarzitischen Schiefer des Horizonts 2 wenigstens im Gebiet von Torres eine Einlagerung in Graptolithenschiefern darstellen, und es ergab sich das folgende genauere Profil:

- | | | |
|----------------|---|---|
| Ober-
silur | } | <ol style="list-style-type: none"> 5. Milde Alaunschiefer mit einzelnen Quarzitbänkchen 4. Milde, pyritreiche Alaunschiefer mit großen kalkigen Konkretionen, ca. 30 m mächtig 3. Wechsellagerung von Alaunschiefer und Kieselbänken, ca. 30 m 2. Basale Graptolithenschiefer: Alaunschiefer mit wenigen Quarzitbänken und kieseligen Konkretionen, ca. 10 m 1. Liegender Quarzit: Quarzite und Grauwacken in dicken Bänken. |
|----------------|---|---|

Im Horizont 2, in welchem Graptolithen noch verhältnismäßig selten sind, sammelte ich folgende Arten:

- Monograptus* cf. *leptotheca* LAPW.
- „ cf. *revolutus* KIRSTE
- „ sp.

Horizont 3, der aus einer Wechsellagerung von Graptolithenschiefern mit Quarziten oder Kieselbänken besteht, ist ebenfalls nicht besonders reich an Graptolithen, doch konnte ich die folgenden Formen feststellen:

Monograptus cf. *sedgwicki* PORTL.
 „ cf. *gemmatus* BARRANDE
 „ sp.

Die Schiefer des Horizonts 4 enthalten runde, abgeplattete Kalkkonkretionen, die einen Durchmesser von 20—40 cm erreichen. Diese Gebilde werden schon von CALVO erwähnt und führen nach ihm im Volksmunde den Namen „Cabezas de Moros“ (Mohrenköpfe). An Graptolithen sind die Schiefer bankweise sehr reich; ich stellte die folgenden Formen fest:

Monograptus turriculatus BARR.
 „ *crispus* LAPW.
 „ *becki* BARR.
 „ *halli* BARR.
Diplograptus cf. *folium* BARR.

Die obersten der bei Torres auftretenden Graptolithenschiefer enthalten die folgenden, in einzelnen Lagen massenweise auftretenden Graptolithen:

Monograptus griestoniensis NICH.
 „ *pridon* BRONN
 „ cf. *vomerinus* NICH.
Retiolites geinitzianus BARR.

Die aufgeführten Faunen erweisen, daß die Graptolithenschiefer dieses Gebietes in ihren unteren Teilen noch dem Llandovery und zwar den höheren Horizonten desselben angehören und daß sie nach oben hin bis in höheres Tarannon hinaufreichen. Jüngere Horizonte konnten hier nicht mehr beobachtet werden.

C. Das Silur des östlichen Guadarramagebirges¹²²⁾.

Nur kurz möchte ich das Silur des östlichen Guadarramagebirges behandeln. Hier wurden schon von PALACIOS um 1860 Monograpten aufgefunden, deren Vorkommen später von CASTEL bestätigt wurde.

Die tieferen Teile des Silurs sind, wie bei der Besprechung des „Präkambriums“ bereits gezeigt ist, stark metamorph und stellen

122) Die Lage der im folgenden aufgeführten Ortschaften ist aus Abb. 35 zu ersehen.

Glimmerschiefer und Gneise dar. Gegen das Hangende, von der Ortschaft La Bodera aus gegen Norden auf Atienza zu, nehmen die metamorphen Erscheinungen ab, und es kommt so zu einer auch stratigraphisch noch analysierbaren Schichtreihe, in der sich die im folgenden zu besprechenden Horizonte von unten nach oben erkennen lassen.

Den Gipfelzug der Sierra de la Bodera südlich von Atienza bauen weiße Quarzite auf, die flach gegen Norden einfallen. Sie streichen südost-nordwestlich und haben bei La Miñosa, wo das Liegende weniger metamorph ist und aus graugrünen, seidig glänzenden, durchgeschieferten Grauwacken besteht¹²³⁾, eine Mächtigkeit von ca. 20 m. Die Quarzite sind mit den petrographisch gleichen Bildungen des tiefsten Obersilurs der Iberischen Ketten zu identifizieren. Über ihnen folgen nämlich, wie man südwestlich von Atienza an dem Wege nach La Miñosa und in den Höhen um diese Ortschaft erkennt, stark durchbewegte, aber nicht eigentlich metamorphe, schwärzlichblaue bis schwärzlichgrüne, z. T. fast kohlschwarze Schiefer, in die dünne Quarzitbänke und kleinere oder auch größere Diabasdecken eingelagert sind. Die Schiefer machen schon petrographisch den Eindruck von — allerdings etwas metamorphisierten — Graptolithenschiefern. Sie stellen jedenfalls die Schichten dar, in denen PALACIOS bei La Miñosa *Monograptus priodon* und *Monograptus nilssoni* auffand (vgl. C. CASTEL 1881).

Von hier aus gegen Osten zu legt sich über die Graptolithenschiefer eine Folge sandiger Ablagerungen, die sich besonders gut im Tal des Alcoleaflusses studieren lassen. Sie bauen die steile Ostwand dieses Tales auf und bestehen aus einer Wechselagerung vorwiegend dünnplattiger, in einzelnen Horizonten aber auch dickerer Quarzitbänke mit Tonschiefern. Die Quarzite sind grünlich bis weißlichgrau und weisen wulstige, von unregelmäßigen Gebilden bedeckte Oberflächen auf. Die zwischengelagerten Schiefer sind rau, grünlichgrau bis bläulich und in einzelnen Lagen — besonders im oberen Teil der Schichtfolge — auch schwärzlich wie Alaunschiefer; in letzterem Falle nehmen sie bei der Verwitterung weißliche Farben an.

In diesen mindestens 100 m mächtigen, sehr gleichförmigen Schichten fand ich keine Fossilien. Auf den Höhen jenseits des Tales gehen sie nach oben hin in mehr dickbankige, weiße Quarzite über, welche Fauna enthalten und allmählich zu den Basal-

123) Siehe Abb. 57, Taf. VIII.

bildungen des Devons überleiten. Silur und Devon sind also durch einen petrographischen Übergang miteinander verknüpft, indem die silurischen Graptolithenschiefer in fossilfreie Quarzite übergehen, die weiter in fossilführende Quarzite und Sandsteine des tieferen Devons überführen.

D. Zusammenfassung und vergleichende Übersicht.

Im vorstehenden sind die drei Hauptverbreitungsgebiete silurischer Schichten, die Iberischen Gebirge, die Hesperischen Ketten und die östliche Sierra de Guadarrama, gesondert behandelt worden. Es hat sich dabei ergeben, daß allein in den Iberischen Ketten — und zwar in den Östlichen — die gesamte Schichtfolge des Silurs von ihrer Liegend- bis zu ihrer Hangendgrenze zu Tage tritt, während in den beiden übrigen Verbreitungsgebieten die Schichtfolge nicht vollständig ist, indem hier die Verbindung mit dem Liegenden, dort mit dem Hangenden unbeobachtbar bleibt. Jedoch konnte auch in den Hesperischen Ketten — und hier vor allem bei Albarracín — noch der größte Teil der silurischen Schichtfolge beobachtet werden; nur die höchsten Horizonte, die Übergangsschichten zum Devon, sind in diesen Gebieten nicht mehr vorhanden. Im Guadarramagebirge dagegen ist das Obersilur und die Verbindung mit dem Devon gut ausgebildet, statt dessen aber ist das Untersilur durch Metamorphose unkenntlich geworden.

Soweit sich nun nach den jeweils auftretenden Teilen der Schichtskala urteilen läßt, ist die Schichtentwicklung in allen diesen Gebieten sehr gleichförmig. Dieses läßt sich durch einen Vergleich der verschiedenen Vorkommen miteinander leicht erkennen.

Als Bezugssystem für einen solchen Vergleich ist die Schichtfolge der Östlichen Iberischen Ketten, nämlich die des Gebietes zwischen Fombuena und Noguerras am geeignetsten, weil sie am vollständigsten ist.

Das Silur beginnt hier mit dem mächtigen, weißen Armorikanischen Quarzit der Arenigstufe, der über Kambrium zu transgredieren scheint. Über ihm liegen sandig-tonige Schichten von grüngrauer Farbe, welche zu unterst *Calymene tristani* BRONGN. und andere Formen des Llandeilo führen, zu oberst reich an Orthiden und Bryozoen sind. Dieser obere Teil muß bereits ins Caradoc gestellt werden, und dem Ashgillium ist eine geringmächtige Kalkfolge zuzurechnen, welche die sandigen Schichten überlagert und zum erheblichen Teil aus Resten von Cystoideen besteht.

Das Obersilur beginnt mit fossilfreien Sandsteinen und Quarziten vom Habitus des Armorikanischen Quarzits, worüber eine mächtige Graptolithenschiefermasse liegt, welche die Stufen Ober-Llandovery bis Ludlow umfaßt. Nach oben gehen diese Schiefer in sandige, dem höchsten Silur angehörende Bildungen über und sind so mit dem Devon verknüpft.

Ganz ähnlich ist die Silurentwicklung in den Hesperischen Ketten. Auch hier tritt an der Basis Armorikanischer Quarzit auf, und darüber folgen grüngraue, sandig-tonige Ablagerungen, die bei Pardos *Orthis ribeiroi* SHARPE und *Calymmene tristani* BRONGN. lieferten. Bei Albarracín, in der Sierra de Gea Carbonera, liegt über diesen Ablagerungen ein geringmächtiger Cystoideenkalk. Das Obersilur besteht, ganz wie in den Iberischen Ketten, vorwiegend aus Graptolithenschiefern. Nur an der Basis findet sich eine geringmächtige Folge weißer, fester Quarzite. Es ist beachtenswert, wie weit hier die Übereinstimmung zwischen den Hesperischen und Iberischen Ketten geht; denn die Ausbildung, der petrographische Charakter und die Mächtigkeit dieses Quarzits der Gotlandiumbasis stimmen bei Luesma und in der Sierra de Gea Carbonera bei Albarracín trotz der großen Entfernung vollständig überein.

Auch bei der Spezialgliederung der Graptolithenschiefer zeigen sich auffallende Parallelitäten; denn bei Luesma wie bei Torres nordwestlich von Albarracín liegt über dem Basalquarzit zunächst eine geringmächtige reinere Graptolithenschieferfolge, über der eine Wechsellagerung von Schiefen mit dünnbankigen Quarzitbänken und dann erst die eigentlichen Graptolithenschiefer folgen.

Auch die Entwicklung des Obersilurs am Ostende des Guadarramagebirges im Gebiet von Atienza stimmt mit der der anderen Vorkommen überein. Auch hier beginnt die Abteilung mit weißen Quarziten, welche von einer recht mächtigen Folge von Graptolithenschiefern überlagert werden. Und hier ist wie bei Luesma und Noguerras der höchste Teil des Silurs wieder sandig und geht so allmählich in die Basalbildungen des Devons über. Dabei äußert sich eine weitgehende Übereinstimmung auch darin, daß die Graptolithenschiefer in beiden Gebieten nach oben zunächst in eine Wechsellagerung dünner Quarzitbänke mit Schiefen übergehen, die sich weiterhin zu einer reineren, fossilführenden Quarzitfolge zusammenschließen.

So ist eine recht große Übereinstimmung zwischen den Silurentwicklungen der drei untersuchten Gebiete zu erkennen, wie auch aus der nachstehenden Übersichtstabelle hervorgeht.

Stufen	Iberische Ketten (Luesma)	Hesperische Ketten		Guadarrama-gebirge (Atienza)
		südöstliche (Albarracín)	nordwestliche (Molina de Aragón)	
Downton	{ Sandst. u. Quarzite	?	?	Sandst. und Quarzite
Ludlow Wenlock Tarannon Ober-Llandovery	{ Graptolithenschiefer	{ Graptolithenschiefer	{ Graptolithenschiefer	{ Graptolithenschiefer
Unter-Llandovery	Grauwacken u. Quarzite	Grauwacken u. Quarzite	?	Quarzite
Ashgill	{ Schiefer Cystoideenkalk	sand. Schiefer Cystoideenkalk	? ?	? ?
Caradoc	{ Sandst. u. sand. Schief. m. Bryozoen u. Orthiden	{ Sandsteine u. sandige Schiefer mit Orthiden	sandige Schiefer mit Orthiden	?
Llandeilo	{ sand. Schiefer m. <i>Calymmene tristani</i>	{ Sandsteine u. sandige Schiefer mit Orthiden	sand. Schiefer m. <i>Calymmene tristani</i>	?
Skiddaw	Armor. Quarzit	Armor. Quarzit	Armor. Quarzit	?
Tremadoc	fehlt	?	?	?

Ein auffallender Faziesgegensatz, wie ihn DEREIMS (1898) zwischen den Westlichen und Östlichen Iberischen Ketten erkennen wollte, indem er in ersteren eine rund 2000 m mächtige oberkambrische Schichtfolge für Untersilur in „Flyschfazies“ hielt und mit der wirklichen Untersilurentwicklung der Östlichen Iberischen Ketten in Parallele setzte, besteht keineswegs. Nur ganz geringe Unterschiede sind erkennbar, die vor allem die Verteilung der Fauna betreffen. Es will so scheinen, als ob die Östlichen Iberischen Ketten in den Sedimenten des Untersilurs einen größeren Fossilgehalt als die anderen Gebiete beherbergten. Jedenfalls konnte ich einen solchen Reichtum an geradezu bankbildend auftretenden Bryozoen, wie ihn die Caradocgesteine von Luesma aufweisen, in den Hesperischen Ketten nicht wiederfinden. Und auch die Cystoideenkalk, die bei Luesma überall sehr fossilreich sind, scheinen in der Sierra de Gea Carbonera recht verkümmert zu sein und nur sporadisch Fauna zu führen. Auch die *Calymmene*-Fauna des Llandeilium konnte ich hier nicht beobachten.

Gerade umgekehrt liegen die Verhältnisse im Obersilur. Hier sind in den Graptolithenschiefern des Östlichen Iberischen Gebirges Graptolithen recht selten, und es bedarf langen Suchens, um einzelne Exemplare aufzufinden. Nur so ist es möglich, daß

Charakter und stratigraphische Position der „Schiefer von Luesma“ bisher verkannt wurden und daß DEREIMS, der sonst eine glückliche Hand im Auffinden von Fauna zeigt, sie für fossilfrei hielt. In den Graptolithenschiefern der Hesperischen Ketten dagegen — und zwar sowohl bei denen der Gegend von Albarracín wie auch bei denen der Torremochazone nordwestlich von Molina de Aragón — herrscht ein solcher Reichtum an Graptolithen, daß sie in einzelnen Bänken zu unzähligen zusammengehäuft sind.

Den Unterschied in der paläontologischen Fazies der Hesperischen und Iberischen Ketten kann man folgendermaßen zusammenfassen:

In den Iberischen Ketten zeigen die mehr litoralen Faunenelemente eine stärkere Entwicklung, während die mehr pelagischen schwächer vertreten sind. In den Hesperischen Ketten ist es umgekehrt; hier zeigen die pelagischen Elemente einen ganz bedeutend größeren Individuenreichtum als in den Iberischen Ketten, die litoralen dagegen einen geringeren.

Ich möchte mich mit der Feststellung dieser Tatsache begnügen, da zur Deutung der Ursachen dieser Unterschiede die Kenntnis paläogeographischer Einzelheiten vonnöten wäre, zu der man nicht gelangen kann, ohne weitere Gebietsteile zu berücksichtigen¹²⁴⁾.

Die Silurentwicklung des Keltiberischen Gebirges stimmt in ihren großen Zügen mit der des übrigen Spanien überein. Von vielen Stellen weiß man, daß das Silur mit weißem Armorikanischen Quarzit beginnt, der anscheinend transgrediert und vielerorts Konglomerate führt. Solche Konglomerate werden z. B. aus der Gegend von Almadén (Sierra Morena)¹²⁵⁾ und aus Asturien (BARROIS, 1882)¹²⁶⁾ erwähnt. Fossilreiche Schiefer und Sandsteine mit *Calymene tristani* sind besonders aus Asturien (BARROIS, 1882), aus der Estremadura (EGOZCUE und MALLADA, vgl. DOUVILLÉ, 1911),

124) Es wäre noch darauf zu verweisen, daß auch in Asturien und León kein solcher Reichtum an Graptolithen zu herrschen scheint wie in den Hesperischen Ketten.

125) Originalbeschreibungen geben DELGADO (1879), CORTAZAR (1879) und KUSS (1878). BARROIS (1882, S. 460 ff.) faßt diese zusammen, und BORN (1916) gibt eine eingehende Beschreibung der *Calymene tristani*-Stufe.

126) Bei den asturischen Konglomeraten ist es nicht ganz sicher, ob sie an der Basis des Arenigsandsteins liegen. BARROIS (1882), der die Frage diskutiert, möchte es aber für sehr wahrscheinlich halten.

der Provinz Badajoz (GONZALO Y TARIN, 1879), der Sierra Morena (DE VERNEUIL und BARRANDE, 1855; BORN, 1916) und aus Portugal (DELGADO, 1908) bekannt¹²⁷⁾.

Das Gotlandium ist in ganz Spanien durch Graptolithenschieferentwicklung ausgezeichnet, so im Gebiet von Barcelona, in den Pyrenäen, in der Estremadura, der Provinz Badajoz, der Sierra Morena usw.

Auch in Teilen Frankreichs, so vor allem im Armorikanischen Massiv, finden sich die gleichen Grundzüge in der Entwicklung des Silurs, wie ich sie aus Spanien beschrieb. Hier fehlt ebenfalls das Tremadoc, und Armorikanischer Sandstein des Arenig liegt nach BIGOT (1907) transgressiv und mit Diskordanz über Algonkium und Kambrium. Er wird von Schiefern mit *Calymmene tristani* überlagert, über denen vorwiegend sandige Bildungen (May-Sandstein) folgen. Das Obere Ordoviciun ist meist sandig, doch mitunter auch schiefrig oder kalkig (Kalke mit *Orthis actoniae*)¹²⁸⁾. Das Gotlandium beginnt fast überall im Armorikanischen Massiv mit fossilfreien Sandsteinen, mit einer ähnlichen Fazies also wie im Keltiberischen Gebirge. Darüber liegt eine Masse milder Schiefer mit Graptolithen, und das Silur endet mit *Bolbozoe*-Schichten, welche in Konkordanz Devon tragen.

So erkennen wir, daß das keltiberische Silur in sehr gutem Einklang mit der allgemein im südwestlichen Europa bemerkbaren Entwicklung steht, und wir sehen das keltiberische Silurmeer sich als ein Stück der südwesteuropäischen Silurgeosynklinale erweisen.

3. Das Devon.

Historische Daten.

1853a DE VERNEUIL und COLLOMB entdecken im südwestlichen Randgebiete (1852) des Keltiberischen Gebirges bei Henarejos (Provinz Cuenca) devonische Ablagerungen.

127) Eingehender befaßt sich hiermit BORN (1916), der eine zusammenfassende und vergleichende Betrachtung des Mittleren Untersilurs gibt.

128) S. HAUG, *Traité de Géologie*, S. 651. Vgl. auch die Zusammenfassung bei BORN (1916 und 1926).

Vom Südosten des Armorikanischen Massivs ist neuerdings (1928) von PÉNEAU eine zusammenfassende Darstellung gegeben. Hier liegen über dem Armorikanischen Quarzit zunächst *Didymograptus*-Schiefer, die auch sonst im Armorikanischen Massiv weit verbreitet sind, in Keltiberien aber fehlen. Überlagert werden sie von Schiefern mit *Calymmene tristani*, über denen als Äquivalente des Caradoc-Ashgill Schiefer und Sandsteine ohne Fossilien folgen.

- 1854 DE VERNEUIL und DE LORIÈRE finden devonische Fossilien bei (1853) Atienza am Ostende des Guadarramagebirges.
- 1863 DE VERNEUIL und LARTET finden die ersten devonischen Versteinerungen im Östlichen Iberischen Gebirge (zwischen La Hoz de la Vieja und Segura).
- 1866 JACQUOT gibt einige Einzelheiten über das Devon der Serranía de Cuenca (s. 1853).
- 1873 DONAYRE gibt weitere Nachricht vom Devon der Östlichen Iberischen Ketten und führt Devonfauna von Nogueras an.
- 1879 PALACIOS berichtet vom Devon von Atienza und führt als fragliches Devon auch Schichten im Gebiet westlich der Stadt auf.
- 1881 CARLOS CASTEL ergänzt die Kenntnisse vom Devon des Gebietes von Atienza (s. 1854 und 1879).
- 1885 CORTAZAR gibt Einzelheiten über das Devon des Östlichen Iberischen Gebirges, besonders über das von Nogueras.
- 1892 PALACIOS berichtet über Ausdehnung und mineralogische Zusammensetzung des Devons des Östlichen Iberischen Gebirges.
- 1898 DEREIMS gibt Einzelheiten über das Devon des Östlichen Iberischen Gebirges und teilt ausführliche Faunenlisten besonders aus der Gegend von Nogueras mit.

Vorbemerkungen.

Das Devon hat eine noch geringere Verbreitung im Keltiberischen Gebirge als das Silur. Es findet sich in den Östlichen Iberischen Ketten in einer Zone, die sich von Montalbán im Süden bis gegen Luesma im Norden erstreckt. In den Hesperischen Ketten treten Ablagerungen der Formation allein in kleinen Arealen bei Henarejos (Serranía de Cuenca) auf. Im übrigen ist Devon nur noch vom äußersten Ostende des Guadarramagebirges bekannt, wo es einen nur sehr kleinen Gebietsraum einnimmt.

Von diesen Vorkommen ist das des Östlichen Iberischen Gebirges am besten bekannt, da es seit der Entdeckung durch DE VERNEUIL und LARTET mehrmalige Untersuchung erfuhr. Die jüngste und gründlichste Darstellung finden wir bei DEREIMS (1898), der auch eine genauere Gliederung der Schichtfolge gibt.

Er unterschied bei Nogueras von oben nach unten¹²⁹⁾:

129) Vgl. DEREIMS' Abb. 14 auf S. 58 (1898), der ich die Einteilung der Schichten in vier Stufen entnehme.

4. Schiefer mit Kalkbänken (Fauna von Nogueras)
3. Quarzite und Grauwacken
2. Mergel und Kalke, oben mit sandigen Ablagerungen
1. Fossilfreie Quarzite.

Von diesen Horizonten soll der unterste dem Gedinnium und untersten Koblenz entsprechen, während die Horizonte 2—4 auf Grund ihrer reichen Fauna dem Unteren Koblenz zugewiesen werden. Weiter im Süden, bei La Hoz, sollen sich über diese Bildungen mächtige Quarzite und Sandsteine legen, in denen DEREIMS keine Fossilien fand und die er für Oberkoblenz und für Teile des Mitteldevons hält.

Die letztgenannten Schichten habe ich selbst nicht aufsuchen und in ihren stratigraphischen Beziehungen zu dem Liegenden studieren können. Das Gebiet um Nogueras dagegen, für das nach DEREIMS die oben aufgeführte Schichtgliederung gültig sein soll, habe ich eingehender untersucht. Hierbei fand ich im untersten Horizont Fossilien, die eine stratigraphische Einordnung der Quarzite erlauben. Des weiteren zeigte sich, daß die von DEREIMS gegebene Gliederung der Berichtigung bedarf. Die Horizonte 1 und 3 und die Horizonte 2 und 4 erwiesen sich als ident, indem die Kalke von Horizont 2 eine — allerdings gestörte — Mulde zwischen den Quarziten des Liegenden bilden¹³⁰⁾. So erklärt sich auch die bereits DEREIMS aufgefallene Tatsache, daß die beiden Kalkhorizonte 2 und 4 die gleiche Fauna führen.

Ich gebe im folgenden zunächst eine Berichtigung der Stratigraphie des Devons von Nogueras und dann eine Beschreibung des bisher erst wenig bekannten und noch nicht gegliederten Devons von Atienza¹³¹⁾.

A. Das Devon der Östlichen Iberischen Ketten (Gebiet von Nogueras).

Das Devon ist mit dem Silur durch petrographischen Übergang verknüpft, sodaß es, da in der Grenzzone auch Fossilien selten sind, kaum möglich ist, eine scharfe Trennungslinie zwischen den beiden Formationen zu ziehen. Dieser Übergang wird durch eine sandige Schichtfolge vermittelt, die, selbst mit den Graptolithen-

130) Dieser Fehler DEREIMS' ist auch in DOUVILLÉ's „Espagne“ übernommen, wo auf Seite 22 unter 3 und 4 idente Horizonte und Faunen als altersverschieden aufgeführt werden.

131) Das Vorkommen von Henarejos, das ebenfalls noch nicht genügend erforscht ist, habe ich selbst nicht besucht.

schiefern des Obersilurs verknüpft, in ihrem unteren Teil noch ins Silur zu stellen ist¹³²). Der oberste Teil der sandigen Ablagerungen ist aber, wie die aufgefundene Fauna anzeigt, devonisch und gehört dem Gedinne an. Die Silur-Devongrenze liegt also innerhalb der Sandsteinfohge; aus praktischen Gründen zieht man sie am besten mit der Basis jener festen, weißen Quarzite, die den oberen Teil der sandigen Ablagerungen einleiten und die Höhen südlich von Luesma und westlich von Nogueras krönen.

Diese Bildungen des tiefsten Devons können in einzelnen Bänken recht grobsandig werden und gelegentlich sogar in ein feines Konglomerat übergehen. Im unteren Teil fehlen Fossilien anscheinend ganz, und gleichzeitig damit fehlt ein Kalkgehalt; nach oben aber entwickeln sich Kalksandsteine und Kalkgrauwacken, die in einzelnen Lagen oft so reich an Fossilien sind, daß das Gestein nach Auflösung der kalkigen Schalensubstanz mürb und porös wird. In diesen Bänken fand ich bei Luesma und Nogueras die folgende Fauna¹³³):

- Spirifer mercurii* Goss.¹³⁴)
Orthis cf. *canaliculata* Lindstr.¹³⁵)
Orthis sp.
Rhynchonella aff. *dateidensis* F. Römer
" *nucula* Sow.
Pterinaea sp.
Tentaculites sp.
Acaste? sp.

Die Fauna hat große Ähnlichkeit mit der von M. Leriche (1912) aus den Ardennen beschriebenen. Auf Grund derselben, besonders des *Spirifer mercurii*, hat man die Schichtfolge als „Gedinne“ anzusehen, als tiefes Devon in grobklastischer Fazies.

Gegen das Hangende zu wird diese ca. 60 m mächtige Folge sandiger Bildungen recht kalkhaltig und geht allmählich in zunächst sandige, dann reinere, mergelige Tonschiefer über, die ca. 40 m mächtig sind, dunkelgraue bis grünlichgraue Farben zeigen und einzelne Kalkbänke enthalten.

132) Vgl. Seite 86—87.

133) Ich gedenke, später von dieser ersten spanischen Gedinnefauna eine ausführliche Beschreibung zu geben.

134) Ident mit der von M. Leriche (1912) als *Sp. sulcatus* Hisinger beschriebenen Form.

135) Diese *Orthis* tritt in überaus großer Menge auf. Es werden ganze Schichten von ihr gebildet.

Indem sich die letzteren weiter gegen das Hangende zu enger zusammenschließen, kommt es zur Ausbildung eines Kalkhorizonts. In diesem treten Fossilien in sehr großer Menge auf; sie sind in besonders schöner Erhaltung in der Nähe des Brunnens von Nogueras zu sammeln, einer schon DONAYRE (1873) bekannten Lokalität.

DEREIMS (1898) führt von diesem Fundpunkt die folgende Fauna an:

- Cryphaeus munieri* OEHL.
 „ sp.
Homalonotus laevicauda QU.
 „ cf. *multicostatus* KOCH
 „ nov. sp.
Phacops sp.
Tentaculites velaini MUN.-CH.
Pterinaea cf. *guerangeri* OEHL.
Lingula sp.
Craniella sp.
Chonetes sarcinulata SCHL. sp.
Leptaena sedgwicki D'ARCH. et DE VERN.
 „ sp.
 „ *rhomboidalis* WAHL. sp.
Orthothetes hipparionyx SCHNUR sp.
Hysterolites vulvarius SCHL. sp.
Rhipidomella hamoni ROUAULT sp.
Orthis gervillei DEFR. sp.
 „ sp.
Spirifer pellicoi DE VERN.¹³⁶⁾
 „ sp. aus der Gruppe des *Sp. venus* D'ORB.
Merista sp.
Atrypa reticularis var. *aspera* SCHL.¹³⁷⁾
Rhynchonella cypris D'ORB.¹³⁸⁾
 „ „ var. *baconnierensis* OEHL.¹³⁸⁾
 „ *subpareti* OEHL.¹³⁸⁾

136) *Spirifer pellicoi* (*paradoxus*), eine leicht kenntliche Art, konnte ich in keinem Stücke feststellen; hier muß ein Bestimmungsfehler von DEREIMS vorliegen. Der so sehr häufige *Spirifer* des Fundpunktes ist *Sp. hystericus* SCHLOTH.

137) Auch hier glaube ich, daß DEREIMS' Bestimmung nicht richtig ist.

138) Die Rhynchonellen, die ich hier fand, müssen als *Rhynchonella pareti* bestimmt werden. Ich halte es für verfehlt, mehrere Arten unterscheiden zu wollen, da *cypris* und *subpareti* aus einem so engen Formenkreis stammen, daß man sie aus einer Aufsammlung kaum trennen könnte, zumal die Variations-

Megalanteris inornata D'ORB. sp.
Trigeria (Centronella) guerangeri DE VERN. sp.
 " " cf. *gaudryi* OEHL.

Crinoiden
Zaphrentis sp.
Receptaculites sp.

Meine Aufsammlung ergab von der gleichen Stelle die folgenden Formen:

Phacops (Phacops) sp.
Homalonotus sp.
Cryphaeus sp.
Spirifer hystericus SCHLOTH. ¹³⁹⁾
 " *trigeri* DE VERN.
 " cf. *trigeri* DE VERN.
Rhynchonella paretii DE VERN.
 " sp.
Stropheodonta aff. *murchisoni* D'ARCH et DE VERN.
Schizophoria vulvaria SCHLOTH.
Megalanteris inornata D'ORB.
Centronella cf. *guerangeri* DE VERN.
Pentamerus sp.
Orthis cf. *orbicularis* D'ARCH. et DE VERN.
Orthothetes umbraculum SCHLOTH.
Chonetes sarcinulata SCHLOTH.
Atrypa reticularis L.
 Einzelkorallen
Favosites sp.
 Crinoiden.

Da zur Charakterisierung einer Fauna auch die Häufigkeitsverhältnisse der Formen gehören, gebe ich in Abb. 4 ein graphisches Bild des prozentualen Anteils der einzelnen Arten an der Zusammensetzung der Gesamtf fauna.

breite der *Rhynchonella paretii*, die vielleicht nur eine Lokalrasse von *Rhynchonella livonica* darstellt, recht groß ist.

139) DONAYRE (1873) führt *Spirifer speciosus* BUCH. und *Spirifer rousseaui* DE VERN. auf. Er meint damit sicher die vorliegende Form, die sich durch ihre deutlichen, starken Zahnstützen zweifelsfrei als *Sp. hystericus* SCHLOTH. erweist.

PÉNEAU (1928, S. 236) schließt *Spirifer rousseaui* DE VERN. eng an *hystericus* SCHLOTH. an und möchte ihn für eine Varietät des letzteren halten. — Mir scheint, daß unter dem Namen *Sp. rousseaui* verschiedene Formen zusammengefaßt sind, da SCUPIN (1900) unter dieser Bezeichnung den Steinkern einer französischen Form ohne Zahnstützen abbildet, die wohl in die Verwandtschaft von *Sp. paradoxus* gehört.

Wie man aus Abb. 4 ersieht, ist die bei weitem häufigste Form *Spirifer hystericus* SCHLOTH., der geradezu bankbildend auftritt und der Fauna das Gepräge verleiht. Sein massenhaftes Vorkommen zeigt, daß man die Kalke etwa als Äquivalentbildungen der Siegener Schichten aufzufassen hat. Die Fauna hat eine große Ähnlichkeit mit der von PÉNEAU (1928) aus dem Kalk von Vern im Armorikanischen Massiv angeführten, indem fast alle bei Noguerras gefundenen Formen auch aus diesem Kalk bekannt sind, der von PÉNEAU ebenfalls als Äquivalent der Siegener Stufe angesehen wird.

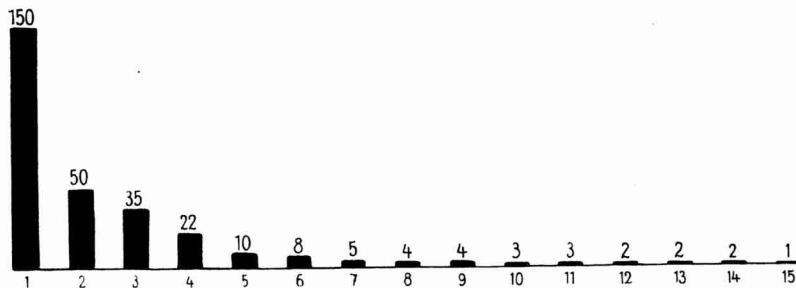


Abb. 4. Graphische Darstellung der Zusammensetzung der Unterdevonfauna von Noguerras.

Über den Säulen ist die Anzahl der von den einzelnen Arten gesammelten Stücke verzeichnet. Die Höhen der Säulen geben die Mengenverhältnisse wieder.

- 1 = *Spirifer hystericus* SCHLOTH.
- 2 = *Centronella* cf. *guérangeri* DE VERNEUIL
- 3 = *Orthis* cf. *orbicularis* D'ARCH. et DE VERN.
- 4 = *Rhynchonella paretii* DE VERNEUIL
- 5 = *Orthothetes umbraculum* SCHLOTH.
- 6 = Korallen
- 7 = *Chonetes sarcinulata* SCHLOTH.
- 8 = Trilobiten
- 9 = *Spirifer trigeri* DE VERNEUIL
- 10 = *Stropheodonta* aff. *murchisoni* D'ARCH. et DE VERN.
- 11 = *Schizophoria vulvaria* SCHLOTH.
- 12 = *Megalanteris inornata* D'ORB.
- 13 = *Atrypa reticularis* L.
- 14 = *Pentamerus* sp.
- 15 = *Spirifer* cf. *trigeri* DE VERNEUIL.

Ein zweiter Fossilfundpunkt findet sich im Tal östlich von Noguerras, an dessen gegenseitigem Hang, an welchem das Devon von Tertiärkonglomeraten überlagert zu werden beginnt. Dieser Fundpunkt gehört einem höheren Horizont der Kalkfolge an, und demgemäß ist seine Fauna von der oben aufgeführten ver-

schieden. So tritt hier *Spirifer paradoxus* SCHLOTH.¹⁴⁰⁾ und ein *Spirifer* aus der Verwandtschaft des *Sp. speciosus* auf¹⁴¹⁾.

Der faunistische Befund zeigt, daß die tiefsten Teile der Kalkfolge den Siegener Schichten entsprechen, während die höchsten bereits der Oberkoblenzstufe angehören. So umfassen die Kalke den größten Teil des Unterdevons, die Siegener und Koblenzschichten der deutschen oder das Coblencien der französischen Einteilung.

Die Mächtigkeit der kalkigen Zone beträgt etwa 30 m. Sie beginnt sich nach oben in Tongesteine mit einzelnen Kalkbänken aufzulösen, bis schließlich die Kalkbänke aufhören und sich eine Folge dunkelgrüngrauer Tonschiefer entwickelt, in die sich etwa 50 m höher im Schichtprofil einzelne Grauwacken- und Quarzitbänke einlagern. Ob diese Schichten noch dem höchsten Koblenz oder schon dem Mitteldevon angehören, ist, da keine Fauna gefunden wurde, nicht sicher zu entscheiden. Doch möchte ich glauben, daß sie wenigstens zum Teil auch Unteres Mitteldevon darstellen.

Das weitere Hangende dieser Schichtfolge habe ich nicht mehr beobachtet.

Zusammenfassung: Der von mir untersuchte Teil des Devons der Umgebung von Nogueras zeigt die folgende Gliederung:

Unt. Mitteldevon z. T.	}	Tonschiefer, oben mit Quarzitbänken, ca. 50 m
Koblenzer und Siegener Stufe		}
Gedinne	}	Sandsteine und Grauwacken mit <i>Spirifer mercurii</i> Goss., ca. 30 m

B. Das Devon des östlichen Guadarramagebirges¹⁴²⁾ (Gebiet von Atienza)¹⁴³⁾.

1. Beschreibung der Schichtfolge.

Wie schon erwähnt, besteht der paläozoische Kern des Guadarramagebirges an dessen äußerstem Ostende aus Devon. Die

140) Vielleicht stammt von hier auch der *Spirifer pellicoi* DE VERN. (= *paradoxus*), der in den älteren Fossilisten aufgeführt wird.

141) Es handelt sich um eine große Form mit 5 bis 6 Rippen beiderseits. Die Rippen sind aber schärfer als bei der bekannten Art.

142) MALLADA (1898, S. 69) unterscheidet zwei Devonvorkommen bei Atienza,

Schichten dieser Formation streichen in nordnordwest-südsüdöstlicher Richtung, während die Gebirgskontur ostnordost-west-südwestlich verläuft. Das Einfallen der Schichten ist gegen Osten gerichtet; und da gleichzeitig die Aufschlußverhältnisse sehr günstig sind, kann man, wenn man von Atienza aus dem Rande des Paläozoikums gegen Osten folgt, ein Profil durch die devonischen Bildungen aufnehmen¹⁴⁴).

Das Devon füllt hier fast den ganzen Raum zwischen dem Tal des Alcoleafusses und der Ortschaft Riba de Santiuste, indem es auf den Höhen unmittelbar östlich des genannten Tales beginnt und sich bis gegen Riba de Santiuste fortsetzt, wo die Achse des Guadarramagebirges abtaucht und das Paläozoikum unter Buntsandstein verschwindet.

Durchwandert man dieses Gebiet von West nach Ost, also senkrecht zum Schichtstreichen und in Richtung des Einfallens, so kommt man aus dem höchsten Silur nacheinander durch die folgenden, sämtlich gegen Osten einfallenden Schichten:

1. Grauwacken und Quarzite, in Silur übergehend,
2. Korallenkalk,
3. Grauwacken und Grauwackenschiefer, nach unten in kalkig-sandige Tone übergehend,
4. Brachiopodenkalk (Kalk von Imón),
5. *Orthoceras*-Schiefer,
6. *Orthoceras*-Kalk,
7. Styliolinenschiefer,
8. Kalk ohne Fossilien,
9. Tonschiefer mit Styliolinen,
10. Brachiopodenkalke und Kalkmergel,
11. Wechsellagerung sandiger, kalkiger und toniger Gesteine,
12. Grauwacken, sandige Schiefer und Sandsteine.

Wegen des gleichförmigen Ostfallens könnte man glauben, eine zusammenhängende, einfache Schichtfolge vor sich zu haben

eines im Westen der Stadt (seine „Manchita de Atienza“), das andere östlich davon („Asomo de Alcolea de las Peñas“). Bei der erstgenannten Lokalität handelt es sich jedoch nicht um Devon.

143) Vgl. hierzu Mapa topográfico nacional 1:50 000, Blatt Atienza.

144) Eine genauere stratigraphische Untersuchung fehlte noch. CARLOS CASTEL (1881) versuchte eine Gliederung. Er unterscheidet graugrüne und bläuliche mergelige Schiefer im unteren Teil, Kalke im mittleren, Quarzite und Sandsteine im oberen. In Wirklichkeit liegen die Verhältnisse, wie die nachstehenden Untersuchungsergebnisse zeigen, ganz anders. So bilden die sandigen Ablagerungen nicht die jüngsten, sondern die ältesten Schichten des Devons.

mit Horizont 1 als ältestem, Horizont 12 als jüngstem Schichtglied. Es könnte aber auch isoklinaler Faltenbau vorliegen, und dann stellte das obige Profil nicht eine einheitliche Schichtfolge dar. Da nun die tektonischen Verhältnisse wegen der Schmalheit des Devonstreifens nicht von vornherein klar sind, ist die Frage der Schichtfolge nur an Hand eines petrographischen und faunistischen Vergleichs der einzelnen Horizonte miteinander zu lösen. Ich beschreibe daher zunächst die einzelnen Schichten und diskutiere dann das Problem des Normalprofils.

1. Das Devon beginnt mit einer sandigen Schichtfolge, die durch Übergang mit den sandigen Bildungen, mit denen das Silur endet, verknüpft ist. Wo in dieser Übergangszone die Grenze zwischen den beiden Formationen genau liegt, ließ sich nicht entscheiden. Ähnlich wie im Gebiet von Nogueras könnte man hier das Devon mit den mächtigeren, härteren Quarzitmassen beginnen lassen, die auf den Höhen unmittelbar östlich des Alcoleatales anstehen. Über diesen festen, quarzitischen Gesteinen recht großer Mächtigkeit, die gelegentlich Crinoidenstielglieder enthalten, folgen nach oben Grauwacken und Sandsteine mit Tonschieferzwischenlagen, die eine Mächtigkeit bis gegen 100 m besitzen.

Diese sandigen Ablagerungen werden von geringmächtigem Schiefergestein überlagert, und dann folgen

2. Korallenmergel in einer Mächtigkeit von vielleicht 25 m. Es sind dieses Mergel mit eingelagerten kalkigen Bänken, welche von länglich-walzenförmigen Stöcken von *Favosites* sp.¹⁴⁵⁾ erfüllt sind. Sie treten am Westhang des Arrojo del Agua zutage, wo die Korallenstöcke aus ihrem mergeligen Zwischenmittel herausgewittert und über den ganzen Berghang verstreut sind. Außerdem kommen häufiger große Orthoceren vor, während Brachiopoden selten sind.

3. Durch eine Übergangszone mergeliger Tongesteine sind diese Korallenmergel mit schmutzig-graugrünen Grauwackenschiefern verknüpft. Es sind das stark geschieferte¹⁴⁶⁾, unreine, sandig-tonige Gesteine, die selbst einen Übergang zu noch stärker sandigen Ablagerungen bilden, nämlich zu grobkörnigen Grau-

145) DE VERNEUIL und DE LORIÈRE führen aus dem Atienzadevon *Favosites fibrosa* GOLDF. an; ich fand jedoch diese Form hier nirgendwo. Bei den vorliegenden Exemplaren sind die Einzelkelche sehr viel größer, etwa wie bei *Favosites basaltica* GOLDF.

146) Die Schieferung fällt unter ca. 45° gegen Osten ein.

wacken und Kalksandsteinen mit zwischengelagerten Tonschiefern. Ebenso wie der untere sandig-quarzitische Horizont baut auch dieser eine Anhöhe auf, der gegenüber die leichter verwitterbaren Korallenmergel von Horizont 2 zu einer tiefen, von einem Bach durchflossenen Senke Anlaß gegeben haben.

Die Mächtigkeit der gesamten Schichtfolge beträgt ca. 100—120 m; sie ist recht fossilarm und führt lediglich in ihrem höchsten, aus sehr groben und unreinen Grauwacken bestehenden Teil vereinzelte an Brachiopoden reiche Bänke. Ich fand hierin die folgende Fauna:

Spirifer sp.

Rhynchonella sp.

Wilsonia sp. und mehrere unbestimmbare Brachiopoden.

Pterinacea sp.

Pleurodictyum problematicum GOLDF.

Die Fossilien liegen als Abdrücke oder Steinkerne vor. Da das Gesteinsmaterial aber äußerst grobkörnig ist, sind sie so schlecht erhalten, daß eine Speziesbestimmung nicht möglich ist. Der *Spirifer* stellt eine kleine Form mit schwachen Zahnstützen und insgesamt ca. 15 Falten dar, er gehört anscheinend in die Verwandtschaft von *Sp. hystericus* SCHLOTH.

4. Nach dem Hangenden zu geht die sandige Schichtfolge des vorigen Horizonts in graugrüne, sandige Tonschiefer von etwa 5 m Mächtigkeit über, die weiterhin rasch kalkig werden und sich zu Mergeln mit eingeschalteten Kalkbänken entwickeln. Die unteren Horizonte derselben sind voll von Brachiopoden, welche aus dem weicheren Mergel oft in sehr guter Erhaltung herausgewittert sind und sich auf den Feldern des Hügels südwestlich der Cabeza Gorda in großer Zahl sammeln lassen. Ich fand in diesen Schichten an der bezeichneten Stelle die folgende Fauna:

Rhynchonella sp. (n. sp.?)¹⁴⁷⁾

Rhynchonella paretii DE VERN.

Uncinulus subwilsoni DE VERN.

Spirifer hystericus SCHLOTH.¹⁴⁸⁾

147) Eine kleine *Rhynchonella* von kugelig, abgerundeter Form, mit nur einer Falte im Sinus.

148) Es ist dieses die von DE VERNEUIL und COLLOMB (1853) als *Spirifer rousseaui* bezeichnete Form. Ein von La Baconnière stammendes Stück, von dem SCUPIN (1900) einen künstlichen Steinkern abbildet, hat keine Zahnplatten, sondern starke Schalenverdickungen und dürfte daher in die Verwandtschaft des *Spirifer*

Spirifer cf. *hystericus* SCHLOTH. ¹⁴⁹⁾

Spirifer cf. *venus* D'ORB. ¹⁵⁰⁾

Athyris sp.

Megalanteris inornata D'ORB.

Stropheodonta aff. *murchisoni* D'ARCH. et DE VERN. ¹⁵¹⁾

Chonetes aff. *plebeja* SCHNUR ¹⁵²⁾

Gastropod.

Nach oben gehen diese fossilführenden Mergel in dichtere, reinere Kalke über, welche sehr viel ärmer an Fauna sind als die tieferen Bänke der Kalkfolge. Die Gesamtmächtigkeit der mergelig-kalkigen Schichten mag etwa 100 m betragen.

5. Gegen Osten schließt der Kalkhorizont ziemlich unvermittelt ab und wird von einer ca. 150—200 m mächtigen Folge milder, feinblättriger, dunkelgraugrüner bis bläulich-schwarzer Schiefer abgelöst. Diese sind äußerst eintönig und sehr gleichförmig im Gesteinshabitus; es sind fast reine Tonschiefer, die nur gelegentlich bankweise kleine kalkige Konkretionen führen und im höchsten Teil auch dünne Sandstein- und Quarzitbänke einschließen. In verschiedenen Horizonten zeigen die

paradoxus zu stellen sein. Anders ist es dagegen bei der vorliegenden Art. Diese besitzt ausgeprägte, lange Zahnstützen. Auch die schmalen, von ziemlich breiten Zwischenräumen getrennten Rippen, deren Anzahl beiderseits 11 beträgt, lassen ihre Zugehörigkeit zu *hystericus* erkennen (vgl. auch Anm. 139).

149) Zwei unvollkommen erhaltene Exemplare eines kleinen *Spirifer* zeigen die Merkmale von *Sp. hystericus*, doch ist die Gestalt mehr gedrungen, schmaler und länger. Die Area erscheint etwas höher und steiler als beim typischen *hystericus*. Es handelt sich wohl um eine Varietät des *Sp. hystericus* wie die von PÉNEAU (1928, S. 236) als *Sp. rousseaui* beschriebene Form.

150) Stimmt mit der Abb. OEHLERT's (Bull. Soc. Géol. Fr. sér. 3, XII, Taf. 18, Fig. 3 a—d) und auch mit einem in der Sammlung des Geologisch-paläontologischen Instituts Göttingen vorhandenen Exemplar von Saint Jean sur Mayenne sehr gut überein. Die vorliegenden spanischen Stücke zeigen ebenso wie das französische Exemplar deutliche, $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ der Schalenlänge messende Zahnstützen, wonach die Form in die Verwandtschaft von *Spirifer hystericus* zu stellen wäre, nicht dagegen zu *speciosus*, wie OEHLERT will. Auch unter dem Namen *Sp. venus* erscheinen mir verschiedene Formen zusammengefaßt. So erscheint mir der von PÉNEAU (1928, Tafel XVII, Fig. 5) so benannte *Spirifer* nicht mit OEHLERT's Art identisch zu sein.

151) Berippung wie bei *Stropheodonta murchisoni*: ca. 15 starke, kantige Falten, überdeckt von sehr feinen Radialstreifen. Die Größe beträgt bei den vorliegenden Exemplaren jedoch nur etwa 1 qcm.

152) Kleine, recht stark gewölbte Formen, nach der Berippung zu *plebeja* zu stellen. Doch haben die Formen aus diesem Horizont einen anderen Umriss als die weiter unten als *plebeja* bezeichneten, aus einem höheren Niveau stammenden Stücke. Sie sind quadratisch, während jene jüngeren breiter als lang sind.

Schiefer den Charakter von Alaunschiefern; sie stellen petrographisch durchaus pelagische Sedimente dar von der Art der Wissenbacher Schiefer. Dem entspricht auch ihre paläontologische Fazies; sie sind nämlich sehr reich an kleinen, meist verkiesten Orthoceren (in mehreren Arten) und Styliolinen, von denen einzelne Schichten geradezu erfüllt sind. Außerdem fand ich eine kleine *Chonetes*-Art und 2 Exemplare eines nicht sicher bestimm- baren, langgeflügelten, kleinen *Spirifer*. Im unteren Teil der Schichtfolge sind einige mehr kalkige Lagen mit größeren Kalkknollen eingeschaltet. In solchen sammelte ich außer zahlreichen Orthoceren ein unbestimmbares Stück eines Trilobiten und einen *Spirifer*, der in die Verwandtschaft von *Sp. arduennensis* SCHNUR oder *Sp. speciosus* BRONN zu gehören scheint. Im oberen Teil sind die Schiefer etwas sandig und enthalten einige kieselige Bänke.

6. *Orthoceras*-Kalk. Überlagert werden die pelagischen *Orthoceras*-Schiefer von einem ca. 12 m mächtigen, zu unterst fossilfreien Kalk, der dicke Bänke bildet und nach oben in Mergelkalke mit großen Orthoceren übergeht.

7. Styliolinenschiefer. Der *Orthoceras*-Kalk stellt nur eine geringmächtige Unterbrechung der eintönigen pelagischen Schieferfazies dar. Gleich gegen Osten folgen nämlich im tektonischen Hangenden des Kalkes Schiefer ganz von dem Habitus der unter 5 beschriebenen. Sie stellen wie jene grünlichgraue bis blauschwarze, sehr milde und dünnblättrige Schiefer dar, die horizontweise den Charakter von Alaunschiefern zeigen und in ihrer Fazies fast vollständig mit den silurischen Graptolithenschiefern von Luesma im Östlichen Iberischen Gebirge übereinstimmen. Nur der faunistische Inhalt ist ein anderer. An Stelle von Graptolithen beherbergt das Gestein eine Unmenge von Styliolinen und vereinzelte kleinere Orthoceren, sodaß manche der Schichtflächen von diesen planktonischen Lebewesen dicht übersät sind. Außerdem kommen dünnchalige, kleine Brachiopoden in schlechter Erhaltung vor.

Die Schiefer scheinen eine Mächtigkeit von 50 m zu besitzen. Gegen Osten folgen auf sie zunächst

8. ca. 10 m unreine, spätige Kalke, dann

9. teils milde, feingeschieferete Tongesteine von Art der oben beschriebenen Styliolinenschiefer, teils mehr rauhe, sandige Schiefer.

An Fossilien fand ich außer Styliolinen in den Tonschiefern nur ein schlecht erhaltenes Brachiopod.

10. Auf diese milden, Täler bildenden Schiefer folgen gegen Osten wieder Kalke ganz von Art derjenigen des Horizonts 4.

Die (tektonisch) tieferen Bänke dieses Horizonts sind unrein, etwas dolomitisch; ich fand keine Fossilien in ihnen. Nach oben gehen sie in grobbankige, mehr spätige, braunverwitternde Kalke über, welche große Exemplare von *Spirifer* aff. *cultrijugatus* F. ROEM.¹⁵³⁾ enthalten.

Diese — tektonisch tiefere — Kalkzone hat eine Mächtigkeit von ca. 15 m. Über ihr¹⁵⁴⁾ stellt sich eine mehr mergelige Schichtfolge ein, die aus einer ca. 20 m betragenden Wechsellagerung von mergeligen Tongesteinen, schwärzlichen Schiefern und kalkhaltigen Sandsteinen mit unreinen Kalken besteht. Hierin fand ich die folgende Fauna:

- Spirifer* aff. *cultrijugatus* F. ROEM.
- „ *carinatus* SCHNUR
- „ sp.
- Orthis* cf. *gervillei* DEFR.
- „ sp.
- Chonetes sarcinulata* SCHLOTH.
- „ *subquadrata* F. ROEM.
- „ *plebeja* SCHNUR
- Atrypa* sp.

Dann wird die Schichtfolge wieder reiner kalkig. Es tritt eine Wechsellagerung von ziemlich dünnbankigen Kalkbänken mit dünnschieferigen Mergeln und Tonen ein, wobei jedoch die Kalke vorherrschen. Die gesamte Schichtfolge mag ca. 100 m betragen. Sie ist bankweise sehr reich an Fossilien, und ich sammelte in ihrem unteren Teil:

- Spirifer carinatus* SCHNUR
- „ cf. *carinatus* SCHNUR
- Chonetes plebeja* SCHNUR
- Trigleria* aff. *adrieni* D'ARCH. et DE VERN.
- Stropheodonta* aff. *murchisoni* D'ARCH. et DE VERN.¹⁵⁵⁾
- cf. *Cyrtina heteroclyta* DEFR.
- Orthis* sp.

153) Ich fand nur drei nicht ganz vollständige Exemplare. Es handelt sich bei allen dreien um große, dickschalige Formen. Eins der Stücke könnte gut eine Dorsalschale des echten *Spirifer cultrijugatus* darstellen.

154) „Über“ hier immer im tektonischen, nicht im stratigraphischen Sinne zu verstehen.

155) Flach gewölbte Form.

Uncinulus sp.
Megalanteris sp.
Tentaculites scalaris SCHLOTH.
 Crinoidenstielglieder.

In dem (tektonisch) oberen Teil der Kalkfolge fand ich zu Anfang des kleinen, ost-westlich verlaufenden Barrancos, welches zwischen den Höhen 1173 und 1144 seinen Anfang nimmt und südwestlich von der Ortschaft Riba de Santiuste mündet:

Uncinulus subwilsoni DE VERN.¹⁵⁶⁾
Athyris undata DEFR.
Spirifer hystericus SCHLOTH.¹⁵⁷⁾
 " cf. *hystericus* SCHLOTH.
Leptaena sp.
Atrypa reticularis L.
 cf. *Leptaena maestreana* DE VERN.
Stropheodonta aff. *murchisoni* D'ARCH. et DE VERN.¹⁵⁸⁾
Chonetes cf. *plebeja* SCHNUR
Schizophoria cf. *striatula* SCHLOTH.¹⁵⁹⁾
Chonetes sarcinulata SCHLOTH.
 Einzelkorallen
Tentaculites sp.

11. An die Kalke des vorigen Horizonts schließt sich gegen Osten zunächst eine Wechsellagerung verschiedenartiger Sedimente an. Diese besteht in ihrem (tektonisch) unteren, ca. 15—20 m umfassenden Teil aus streifigen, hellgrünlichgrauen Sandsteinen, in die einzelne Bänke mehr oder weniger reiner, grobspätiger bis dichter Crinoidenkalke eingelagert sind. Der (tektonisch) höhere, nicht ganz so mächtige Teil besteht aus Crinoiden mergeln und -kalcken in unreinen, braun anwitternden Bänken, welche mit feinblättrigen bläulichgrauen Schiefeln wechsellagern. Außer besonders großen Crinoidenstielgliedern, die einige der Bänke ganz erfüllen, kommen vereinzelt Brachiopoden — darunter *Rhynchonella* cf. *daleidensis* —, Bryozoen und Einzelkorallen vor.

156) Die Exemplare sind etwas größer als die von *Uncinulus subwilsoni* des Horizontes 4. Auch sind sie mehr kugelig.

157) Durch Anschleifen stellte ich auch bei den Exemplaren dieses Fundpunktes starke, lange Zahnplatten fest wie bei denen des Horizonts 4.

158) Stark gewölbte Form.

159) Das Zusammenvorkommen von *Spirifer hystericus* und *Schizophoria striatula* will etwas auffallend erscheinen, da die *Schizophoria*-Art im allgemeinen erst in jüngeren Horizonten erscheint.

Überlagert¹⁶⁰⁾ werden diese Schichten von ca. 15—20 m mächtigen, vorwiegend milden, schwärzlichen Schiefern mit bräunlichen, mehr oder minder dicken Kalkbänken. Während dabei unten die Schiefer vorherrschen, sind im höheren Teil einige mächtigere Kalkbänke entwickelt.

12. Die östlichsten, unmittelbar südwestlich von der Ortschaft Riba de Santiuste auftretenden, am Südostfuß der Höhe 1144 aufgeschlossenen Schichten stellen grünlichgraue, sehr glimmerreiche, unreine Sandsteine dar. Sie sind dünnbankig bis dünnschichtig. Im unteren Teil sind sie mürbe; ich fand hier ein *Orthoceras* in ihnen; nach oben werden sie fester und etwas quarzitisches und sind dabei auf ihren Schichtoberflächen von „Kriechspuren“ bedeckt. Fossilien sind im übrigen sehr selten, wenigstens konnte ich nur ein vereinzelt Exemplar von *Discina* sp. finden. Der aufgeschlossene Teil dieser Ablagerungen beträgt etwa 30 m.

2. Deutung der Lagerungsverhältnisse. Aufstellung des stratigraphischen Normalprofils.

Die beschriebene Schichtfolge darf nicht ohne weiteres als stratigraphisches Normalprofil aufgefaßt werden. Man hat zunächst die Frage zu entscheiden, ob nicht etwa durch die Tektonik eine Wiederholung oder ein Ausfall von Schichten bewirkt sei. Wir wollen diese Frage im folgenden diskutieren.

Zweifelsfrei liegt in den Horizonten 1 bis 6 eine einheitliche Schichtfolge vor, da im Gelände der Übergang des einen Horizonts in den anderen zu beobachten ist. Zweifelsfrei ist auch Horizont 1 das älteste, Horizont 6 das jüngste Schichtglied. Horizont 1 geht nämlich in jungsilurische Quarzite über, die weiter zum Liegenden hin mit Graptolithenschiefern verknüpft sind. Die Kalke des Horizonts 4 erweisen sich in ihrem unteren Teil durch ihren Reichtum an *Spirifer hystericus* SCHLOTH. und auf Grund ihrer übrigen Fauna als Äquivalente der Siegener Stufe. Auch Horizont 2 und der höhere Teil von 1, die auch noch Spiriferen aus der Verwandtschaft des *Sp. hystericus* führen, wären dieser Stufe zuzurechnen. Die Horizonte 5 bis 7 dagegen zeigen ganz das Gepräge von Wissenbacher Schiefern und lieferten Spiriferen, die in die Verwandtschaft von *Spirifer speciosus* BUCH zu stellen sind. Ich möchte sie darum als Unteres Mitteldevon auf-

160) Ich möchte nochmals betonen, daß hier „unten“ und „oben“ zunächst nur als Bezeichnungen der tektonischen Position zu verstehen sind.

fassen. Dann aber müssen die Brachiopodenkalke des Horizonts 4 (Kalk von Imón) einen Teil der Siegener Stufe und die ganze Koblenzstufe vertreten.

Weiter im Osten findet man in den Kalken des Horizonts 10 abermals einen sehr fossilführenden Horizont, für den man bei Annahme normaler Schichtfolge und eines eifelischen Alters der Styliolinenschiefer Obermitteldevonalter voraussetzen möchte. Die Fauna aber, welche die Kalke einschließen, gehört dem Unterdevon an. Es besteht dabei ein Unterschied zwischen der Fauna der (tektonisch) tieferen und der höheren Teile der Kalkfolge und zwar in der Weise, daß die höheren eine Siegener Fauna mit *Spirifer hystericus* enthalten, die nach ihrer Zusammensetzung im wesentlichen der aus den tieferen Teilen der Imónkalke angeführten entspricht, die tieferen dagegen eine Oberkoblenzfauna mit *Spirifer carinatus* SCHNUR und *Sp. aff. cultrijugatus*.

So hat man die Kalke des Horizonts 10 in das Unterdevon zu stellen und mit den Imónkalken zu identifizieren. Des weiteren ergibt sich gleichzeitig, daß sich die Kalke in überkippter Lagerung befinden, da sie in ihrem tektonisch tieferen Teil eine jüngere Fauna enthalten als in ihrem tektonisch höheren.

Man kommt so zu der Vorstellung, daß in dem Devon zwischen dem Tal des Alcoleabaches und der Ortschaft Riba de Santiuste eine große, isoklinale, gegen Westen überkippte Mulde vorliegt, in deren Kern sich Styliolinenschiefer finden¹⁶¹). Dabei möchte ich die jüngsten Schichten des Muldeninnern in den Styliolinenschiefern des Horizonts 7 sehen; denn von diesem aus zeigt sich sowohl gegen Osten wie gegen Westen die gleiche Schichtfolge. So läßt sich Horizont 8 mit Horizont 6, 9 mit 5, 10 mit 4, 11 mit 2 und 3, 12 mit 1 sehr wohl parallelisieren¹⁶²). Es würde dabei durchaus verständlich sein, daß die Mächtigkeit der Schieferhorizonte auf der Ostseite der Mulde geringer als auf der Westseite ist, da Schichtreduktionen auf der überkippten und tektonisch stärker beanspruchten Seite einer Mulde leichter einzutreten pflegen als auf der anderen.

Auf Grund dieser Auffassung ergibt sich für das Devon des östlichen Guadarramagebirges das folgende Normalprofil:

161) Später wird im tektonischen Teil hierauf weiter eingegangen werden. — Die sich aus den stratigraphischen Verhältnissen ergebende Deutung der Tektonik ist aus Abb. 34 zu ersehen, die ein Profil durch das Ostende des Guadarramagebirges gibt.

162) Vergl. Abb. 34.

Unteres Mittel-	{ 7. Styliolinschiefer 6. Orthocerenkalk 5. Orthocerenschiefer }	Fazies der Wissenbacher Schichten
devon		
Koblenzer und Siegener Schichten		
Gedinne	{ 4. Brachiopodenkalk von Imón, oben mit <i>Sp. carinatus</i> , unten mit <i>Sp. hystericus</i> 3. Grauwacken 2. Korallenkalk 1. Grauwacken und Quarzite, höchste Schichten wohl schon zur Siegener Stufe gehörig.	

Wie aus der Übersicht hervorgeht, stellt das Devon eine recht abwechslungsreiche Schichtfolge dar, deren petrographische Verschiedenheit auf eine recht bedeutsame zeitliche Änderung der Faziesbedingungen zurückgeht. Küstennähere Grauwacken- und Sandsteinablagerungen, fossilreiche Mergel und Kalke und feine pelagische, styliolinen- und orthocerenhaltige Sedimente folgen einander.

C. Vergleich des Nogueras-Devons mit dem von Atienza.

Leider ist die von mir untersuchte devonische Schichtfolge im Gebiet von Nogueras nicht von der gleichen Vollständigkeit wie die des östlichen Guadarramagebirges. Aber auch so zeigen sich schon recht beträchtliche Analogien zwischen beiden Vorkommen.

So ist das Devon in beiden Gebieten mit dem Silur durch Konkordanz und Übergang verknüpft und beginnt mit Quarziten, Sandsteinen und Grauwacken. Bei Atienza wie bei Nogueras liegt über diesen basalen, vorwiegend dem Gedinne zuzurechnenden klastischen Gesteinen eine Folge fossilführender Kalke, die in ihrem unteren Teil reich an *Spirifer hystericus* sind und in ihrem oberen Formen des Oberkoblenz enthalten, also Siegener und Koblenzer Stufe umfassen. In beiden Vorkommen wird ferner der Kalk von schwärzlichgrünen bis schwärzlichen Schiefern überlagert.

Bei einer genaueren Betrachtung der Schichtentwicklung lassen sich aber auch einige Unterschiede erkennen, die einerseits die petrographische Fazies, andererseits die Mächtigkeit betreffen.

So ist von einer kalkigen, korallenreichen Zone, wie sie innerhalb der basalen Sandsteine von Atienza auftritt, bei Nogueras nichts zu bemerken. Auch die Schieferfolge, die über den Koblenzkalken liegt, zeigt in den beiden Gebieten eine abweichende Ausbildung; denn während sie bei Atienza aus typisch pelagischen Sedimenten mit einer reichen planktonischen Lebewelt von Styliolinen, kleinen Orthoceren und ähnlichen Organismen besteht, ist

sie bei Nogueras mehr mergelig-tonig und gelegentlich etwas sandig und dazu fossilarm.

Über die Mächtigkeitsverhältnisse ist zu sagen, daß im Gebiet von Atienza die Schichten durchweg stärker entwickelt sind als in den Iberischen Ketten. Das macht sich vor allem bei den sandigen und den kalkigen Bildungen der unteren und mittleren Horizonte bemerkbar. Bei den ersteren stehen den mehr als 100 m, die dieser Horizont bei Atienza besitzt, im Gebiet von Nogueras nur etwa 60 m gegenüber. Und die kalkig-mergelige Folge, welche im östlichen Guadarramagebirge ca. 100 m umfaßt, ist bei Nogueras nur etwa 30 m mächtig.

Man kann diesen Faziesunterschied in folgendem zusammenfassen: Während des Unterdevons zeigt das Gebiet von Atienza gegenüber dem von Nogueras stärkere Schichtmächtigkeit; während des tieferen Mitteldevons herrschen bei Atienza pelagische Bedingungen in stärkerer, bei Nogueras in schwächerer Form.

D. Die Beziehungen der betrachteten Devonvorkommen zum Devon des übrigen Spanien.

Das Devon Spaniens bietet ein viel ungleichförmigeres Bild und beträchtlichere Faziesunterschiede als das Kambrium und Silur.

So fehlt auf der Halbinsel mancherorts das Unterdevon zum größten Teil oder ganz, und es transgrediert das höchste Unterdevon oder das Mitteldevon. Das letztere ist nach SCHRIEL (1929) in der Umgebung von Barcelona der Fall, dürfte aber auch noch für andere Gebiete zutreffen. Ebenso scheint auch in Asturien das Unterdevon nicht vollständig zu sein¹⁶³).

So scheint es verfrüht, allgemeinere Beziehungen der verschiedenen spanischen Devonvorkommen untereinander festlegen zu wollen. Erwähnen möchte ich nur, daß in dem kleinen Devonvorkommen der Serranía de Cuenca eine ähnliche Schichtfolge zu herrschen scheint wie in den beiden oben besprochenen Gebieten.

Kurz erwähnen möchte ich noch die Entwicklung des Unterdevons im Armorikanischen Massiv Frankreichs, weil hier — insbesondere in der Mulde von Cotentin — große Analogien zu den beschriebenen spanischen Vorkommen zu bestehen scheinen. Auch hier vollzieht sich nach BIGOT (1907) ein Übergang von Silur in

163) So führt BARROIS (1882) keine sichere Unterkoblenzfauna an. Der von ihm als *Spirifer hystericus* bezeichnete *Spirifer*, der mit *Spirifer elegans* und *subspeciosus* zusammen vorkommen soll (Zone von Nieva, s. S. 502), stellt nach SCUPIN (1900, S. 26) *Spirifer carinatus* SCHNUR dar.

Devon, das an seiner Basis sandig ist und zunächst aus Sandsteinen mit Lamellibranchiern, *Orthis monnieri* und *Pleurodictyum problematicum* besteht, über denen Schiefer mit *Athyris undata* liegen, in die Kalke mit *Goldius gervillei*, *Calymmene reperta*, *Megalanteris inornata*, *Pentamerus oehlerti*, *Wilsonia henrici*, *Wilsonia subwilsoni*, *Spirifer venus*, *Spirifer trigeri*, *Orthis vulvarius*, *Chonetes sarcinulata* usw. eingelagert sind¹⁶⁴). Bei einem Vergleich dieser Faunenliste mit der oben aus den Kalken von Atienza und Noguerras gegebenen zeigen sich deutlich übereinstimmende Züge.

Auf die Parallelitäten zwischen der Unterdevonentwicklung des östlichen Guadarramagebirges und der des südöstlichen Teiles des Armorikanischen Massivs wurde bereits mehrfach hingewiesen. Wie PÉNEAU'S (1928) zusammenfassende Arbeit zeigt, beginnt auch hier das Devon mit sandigen Bildungen, den *Monnieri*-Sandsteinen, über denen im Kalk von Vern ein volles Äquivalent des Kalks von Imón liegt. Die Beziehungen zwischen Silur und Devon sind hier zwar nicht klar; ich möchte aber glauben, daß die *Monnieri*-Sandsteine auch das Gedinne umfassen.

4. Das Karbon.

Historische Daten.

- 1853 DE VERNEUIL und COLLOMB finden einen *Spirifer* im „terrain houiller“ (1852) der Provinz Burgos.
 1898 LARRAZET gibt Unterkarbon aus der Sierra de la Demanda und von Valmala an.
 1898 CALDERON erwähnt Oberkarbon aus der Gegend von Molina de Aragón.
 1928 TRICALINOS verfolgt das von CALDERON gefundene Karbon (1925) und gibt ein Profil durch die Schichtfolge aus der Gegend von Rillo de Gallo an.

Das Karbon der Hesperischen Ketten¹⁶⁵).

In dem von mir untersuchten Gebiet tritt Karbon nur in sehr kleinen Arealen in der Umgebung von Molina de Aragón auf. Es handelt sich um das von CALDERON 1898 zuerst erwähnte, von TRICALINOS weiter untersuchte Vorkommen in der Sierra de Aragoncillo und um zwei weitere, kleinere Vorkommen in nicht allzu großer Entfernung von hier, die ich neu auffand.

¹⁶⁴) Vgl. HAUG, *Traité de Géologie*, p. 698.

¹⁶⁵) Vgl. Abb. 9 und 32.

Das Karbon der Sierra de Aragoncillo bildet einen schmalen Streifen, der sich dem Südwestrande des Gebirges entlang von Molina de Aragón bis gegen Aragoncillo erstreckt. In der Nähe von Rueda de la Sierra greift er auch auf die Nordostseite des vorwiegend aus Silur aufgebauten paläozoischen Gebirges über¹⁶⁶⁾.

Die vollständigste Entwicklung zeigt das Karbon zwischen Rillo de Gallo und Pardos. Hier lassen sich die folgenden vier Horizonte übereinander erkennen:

5. Graue, braun anwitternde Kieselgesteine, welche mit zurücktretenden Tonschiefern wechsellagern. Neben quarzitischen Bildungen finden sich Hornsteinbänke und Feuersteine. Mächtigkeit ca. 50 m.
4. Vorwiegend schwarzgraue Tone mit kieseligen Bänken. Mächtigkeit ca. 25 m.
3. Wechsellagerung von z. T. kieseligen, z. T. reineren Kalkbänken mit kohlschwarzen Schiefern. Mächtigkeit ca. 15 m.
2. Tuffbrekzien, grob, mit Brocken kaolinisierten, quarzführenden Porphyrgesteins, in dicken Bänken; zwischengelagerte feinerkörnige Schichten enthalten große, gegen 0,5 m Durchmesser erreichende, verkieselte Baumstämme, die auf einzelnen entblößten Schichtflächen oft in größerer Anzahl auftreten. In den oberen Bänken sind die Brekzien bei der „Eremita en ruinas“ intensiv grasgrün gefärbt. Mächtigkeit ca. 5 m.
1. Grobe, graue bis weißliche, kieselige Sandsteine. Mächtigkeit ca. 5 m.

Dieses vollständige Profil konnte ich nur bei Rillo de Gallo beobachten, da gegen Nordwesten zu die höheren Horizonte unter Buntsandstein verschwinden. Nur die basalen sandigen und tuffigen Bildungen, die mit ihren z. T. milchweißen, z. T. grünlichen Farben sehr charakteristische Gesteine darstellen, lassen sich bis über Aragoncillo hinaus verfolgen. Anscheinend ist nur dieser Horizont fossilführend. Er enthält in einzelnen Bänken Stämme eines Kieselholzes, die stellenweise, so bei Aragoncillo, mitsamt ihrem Wurzelwerk aus den weichen Schichten, in die sie eingebettet liegen, prächtig herausgewittert sind.

Das Kieselholz ist nach GOTHAN (bei TRICALINOS 1928) ein *Dadoxylon* sp.; sein Vorkommen macht es wahrscheinlich, daß die

166) Vgl. die Kartenskizze der Sierra de Aragoncillo, Abb. 9.

Schichtfolge, welche zum Silur in starker, zum Buntsandstein in schwacher Diskordanz steht, dem Oberkarbon angehört. TRICALINOS (1928) möchte sie dem Stephanium zuordnen.

In der Torremochazone südwestlich von Torremocha del Pinar konnte ich Teile dieser Schichtfolge wiederfinden. Hier handelt es sich um ebenfalls zwischen Buntsandstein und Silur diskordant eingeschaltete, grünlichgraue bis schwärzliche Schiefertone mit eingelagerten hellgrünlichgrauen Kieselkalken und Feuersteinkonkretionen. Da die Schichten nur unvollkommen aufgeschlossen sind und ihr stratigraphischer Zusammenhang durch Spezialtektonik verschleiert ist, ist nicht sicher entscheidbar, welchem Horizont der Schichtfolge des Aragoncillosattels diese Schichten entsprechen. Ich halte es für wahrscheinlich, daß sie dem Horizont 5 zugehören.

Außerdem beobachtete ich in der Sierra Menera¹⁶⁷⁾ östlich von Pedregal im Graben an der Straße nach Monreal del Campo, kurz bevor diese in das Trias-Jura-Gebiet östlich des paläozoischen Kernes der Sierra eintritt, schwärzliche, alaunschieferähnliche Tone im unmittelbaren Liegenden des Buntsandsteins und weiter auf den Fluren südlich der Straße schwärzliche Kieselgesteine. Da diese beiden Bildungen erhebliche Ähnlichkeit mit den Ablagerungen des Horizonts 4 des Aragoncilloprofils haben, möchte ich auch in ihnen Oberkarbon vermuten.

5. Paläozoikum zweifelhaften Alters.

Das Paläozoikum der kleinen Vorkommen im Küstengebirge von Valencia und Castellón de la Plana¹⁶⁸⁾ ist in seinem petrographischen Charakter von dem bisher beschriebenen recht verschieden. Da außerdem noch keine Fossilien gefunden wurden, ließ sich die Altersstellung der Schichten nicht klären. Da die einzelnen Vorkommen überdies nur einen recht geringen Umfang besitzen und dazu eine intensive Tektonik aufweisen, war es auch nicht möglich, eine Gliederung der Schichten durchzuführen.

In den Vorkommen von Borriol und Villafamés nördlich von Castellón de la Plana bestehen die Schichten vorwiegend aus sehr glimmerreichen, unreinen, dünnen oder dickeren Grauwackebänken, welche mit schwach mergeligen, schwärzlichblauen, aber grünlichgrau verwitternden, glimmerreichen, unreinen Tonschiefern

167) Vgl. das Profil durch die Sierra Menera in Abb. 33.

168) Vgl. die geologische Übersichtskarte, Tafel I.

wechsellagern. Gelegentlich kommen recht mächtige, feste, sehr grobkörnige, mitunter sogar feinkonglomeratische Grauwackensandsteinbänke vor, in die stellenweise auch größere Tonbrocken eingeschlossen sind. Einige der Grauwackenbänke führen schlecht erhaltene und unbestimmbare Pflanzenreste. Hiernach wie auch nach dem petrographischen Gesamthabitus scheinen die Gesteine sehr küstennahe oder gar terrestrische Ablagerungen zu sein.

Ganz ähnlich sind auch verschiedene Schichtglieder jener Ablagerungsfolge, welche den paläozoischen Kern des Sattels Villamalur-Montán westlich von Castellón de la Plana aufbauen. Hier beobachtete ich nicht weit von Villamalur unreine, dunkelgraugrünliche Grauwacken mit eingelagerten dunkelblauen, teils glimmer- und sandreichen, teils milden und mitunter sehr dünnblättrigen Schiefen. Ich fand auch in ihnen unbestimmbare Pflanzenreste.

Auch weiter nordwestlich von diesem Punkte sind die gleichen grauen, plattigen Grauwacken und schwärzlich-blauen Schiefer entwickelt; sie sind aber infolge starker Durchbewegung schwach metamorphisiert. Sie sind längs der neuen Landstraße zwischen Higuera und Pavia sehr gut aufgeschlossen.

Die in den aufgeführten Vorkommen auftretenden Schichtglieder scheinen sämtlich derselben Formation oder Formationsabteilung anzugehören, da die Gesteine eine recht weitgehende petrographische Übereinstimmung untereinander aufweisen. Die Schichten erinnern an die Grauwacken und Tonschiefer des Priorato in der Provinz Tarragona, die ehemals für kambrisch erklärt wurden, von SCHRIEL (1929) aber aus Gründen, denen man nur beipflichten kann, für oberdevonisch bis kulmisch gehalten werden. Ich möchte der letzteren Annahme besonders große Wahrscheinlichkeit zumessen.

Nur kurz möchte ich das Vorkommen paläozoischer Schichten im Puig Moreno bei Alcañiz berühren, welches von HAHNE (1928) aufgefunden ist. Die Gesteine, die mir von dort vorlagen, stellen Grauwackensandsteine dar, welche aber von anderer Art als die unreinen, glimmerreichen Grauwacken des Valencianischen Küstengebirges sind. Sie haben Ähnlichkeit mit den devonischen Sandsteinen des Östlichen Iberischen Gebirges.

III. Das Meso- und Känozoikum.

Ihrer Bedeutung für das Hauptproblem der vorliegenden Arbeit gemäß wird die Stratigraphie des Mesozoikums im folgenden nur in ihren größten Zügen gegeben. Vor allem sollen einige neue Beobachtungsergebnisse mitgeteilt werden.

I. Die Trias.

Daß die Trias im Osten der spanischen Meseta dem germanischen Faziesbereich angehört und sich in die Abteilungen

Carñiolas (z. T.)¹⁶⁹⁾,
Keuperton,
Muschelkalk,
Buntsandstein

gliedert, ist schon seit langem bekannt.

DEREIMS (1898) gibt an, daß stellenweise — z. B. längs der Sierra Menera — die Muschelkalkbildungen fehlen könnten und daß dann dem Buntsandstein sofort der Keuper aufläge. Aber bereits von TRICALINOS (1928) ist hiergegen Stellung genommen und die Ansicht vertreten worden, daß das örtliche Fehlen des Muschelkalks tektonische Ursachen habe. Ich kann ihm auf Grund meiner Beobachtungen hierin nur beistimmen. Nur im östlichen Guadarramagebirge herrschen Sonderverhältnisse, auf die noch besonders einzugehen sein wird.

Bezüglich der Spezialgliederung des Muschelkalks ist zunächst noch ein auf DEREIMS zurückgehender und von diesem übernommener Fehler WURM's zu berichtigen. Es handelt sich um das Gebiet von Morés im Östlichen Iberischen Gebirge; hier soll nach WURM (1911) der Muschelkalk durch eine eingeschaltete tonige Schichtfolge in drei petrographisch verschiedene Abteilungen gegliedert sein, nämlich in eine untere aus Kalken, eine mittlere aus rötlichen Tonen mit Gipsen und eine obere wieder aus Kalken bestehende Abteilung. Ähnliche Verhältnisse sollen nach DEREIMS auch bei Royuela, Montalbán und Cubel vorliegen, wo ebenfalls eine doppelte Muschelkalkserie mit zwischengelagerten keuperähnlichen Mergeln entwickelt sein soll.

Schon TRICALINOS (1928) hat für das Gebiet von Royuela gezeigt, daß die Wiederholung der Muschelkalkfazies nur durch die

¹⁶⁹⁾ Über die Frage der Altersstellung der sog. Carñiolas ist viel diskutiert. Die Annahme von TRICALINOS (1928), daß dieselben z. T. der Triasformation, z. T. dem Jura angehören, erscheint auch mir als beste Lösung.

Tektonik vorgetäuscht ist. Dasselbe gilt auch für den Graben von Morés. Eine Stelle, an welcher „der stratigraphische Verband, die Lage des Unteren Muschelkalkes über Buntsandstein und unter Gipsmergeln, klar ersichtlich“ sein soll, gibt WURM (1911, S. 163) aus dem Becken von El Frasno an und zwar aus nächster Nähe des Pfades Morés-Purroy. Es handelt sich hier in Wirklichkeit um einen kleinen, gestörten Sattel mit Gipsmergeln im Kern und Muschelkalk an den Flanken. Wenn man die einzelnen Bänke genau verfolgt, erkennt man deutlich, daß der „Untere Muschelkalk“, der zunächst am Hang unterhalb der erwähnten Gipsmergel auftritt, sich um diese herum mit dem „Oberen Muschelkalk“ verbindet, daß also die beiden Kalke ident sind. Die Gipsmergel des „Mittleren Muschelkalks“ gehören dabei ins Liegende des Muschelkalks und stellen obersten Buntsandstein in Rötfazies dar.

Auch in dem von WURM auf S. 164 angegebenen Punkte, nämlich an der Stelle, wo die Straße von Saviñan nach El Frasno die Höhe der felsigen Umrandung des El Frasno-Beckens erreicht hat¹⁷⁰⁾ und wo „Oberer“ und „Unterer Muschelkalk“ mit mächtigen zwischengeschalteten Gipsmergeln des „Mittleren Muschelkalks“ entwickelt sein sollen, geht die Wiederholung des Kalkes auf tektonische Ursachen zurück. Wenn man nämlich in der von den Gipsmergeln gefüllten Senke, welche die beiden Muschelkalkzüge trennt, von der erwähnten Straße aus gegen Nordwesten geht, so kann man beobachten, daß die Gipsmergel des „Mittleren Muschelkalks“ und dann der „Untere Muschelkalk“ sich ausspitzen, bis schließlich nur noch der „Obere Muschelkalk“ übrig bleibt¹⁷¹⁾. Hier gehören die Gipse dem Keuper an und liegen dem „Unteren Muschelkalk“, der die normale Muschelkalkfolge darstellt, auf. Der „Obere Muschelkalk“ stellt dabei eine zweite, auf die Keupergipse überschobene Muschelkalkscholle dar. Das Ausspitzen des „Mittleren“ und „Unteren Muschelkalks“ gegen Nordwesten geht auf eine Abnahme des Überschiebungsbetrages zurück.

Es herrscht also im Graben von Morés eine durchaus normale Entwicklung des Muschelkalks. WURM's Anschauung beruht auf einer Verkennung der — allerdings recht komplizierten — Tektonik. Die roten, gipsführenden Tone des „Mittleren Muschelkalks“ stellen z. T. Keuper, z. T. hohen Buntsandstein in Rötfazies dar.

170) Vgl. Abb. 39. Gemeint ist jene Stelle, wo die genannte Straße die westliche Muldenachse des El Frasno-Beckens schneidet.

171) Siehe Abb. 40, Profil 5 bis 7. In 5 und 6 ist noch „Unterer“ und „Oberer“ Muschelkalk unterscheidbar; in Profil 7 tritt nur noch eine Muschelkalkzone auf.

Bezüglich des Auftretens einer solchen Rötfazies ist noch zu bemerken, daß diese nicht etwa eine Besonderheit des Gebietes von Morés bedeutet, sondern sich auch in dem kleinen Triasgraben westlich von Murero findet; weiter gegen Westen scheint sie jedoch zu Ende zu gehen, da im Triaszuge von Alhama keine Gipse im oberen Teil des Buntsandsteins beobachtet wurden.

Erwähnenswert ist noch, daß im Gebiet von Morés wie auch im ganzen mittleren Teil Keltiberiens die überall einheitliche Schichtfolge des Muschelkalks in ihrer unteren Hälfte recht grobbankig, in ihrer oberen dagegen sehr dünnbankig bis feinschichtig ist. Der höhere Teil der Kalkfolge ist gleichzeitig meist reich an Rhizocorallien und oft unserem deutschen Wellenkalk recht ähnlich. Ich erwähne diese petrographische Differenzierung innerhalb des Muschelkalks, weil durch sie in solchen tektonisch stark gestörten Gebieten, in denen die Schichtfolgen senkrecht stehen oder gar überkippt sind, eine Unterscheidung von oben und unten ermöglicht ist.

Weiter im Westen, im Gebiet von Sigüenza, ist zwar die Entwicklung der Formation im großen und ganzen die gleiche wie im östlichen Keltiberien; es machen sich aber gewisse Anzeichen dafür bemerkbar, daß man sich hier dem ehemaligen Rande des Triasbeckens näher befindet. So ist der Buntsandstein, der südöstlich von Sigüenza einen großen, regelmäßigen Sattel bildet, viel grobkörniger als im Osten. Die ganze Schichtfolge ist von z. T. scharfkantigen, kaum gerundeten, z. T. aber auch wohlgeglätteten Geröllen durchsetzt. Horizontweise — besonders im unteren Teil der Schichtfolge — häufen sich die Gerölle zu mächtigen, z. T. gar nicht oder kaum verfestigten Konglomeratlagen. Eine gipsführende Rötfazies ist nicht entwickelt, nur wird der Buntsandstein gegen die Muschelkalkgrenze zu feinkörniger und kalkig.

Der Muschelkalk zeigt hier eine sehr viel schwächere Entwicklung als im Gebiet der Iberischen Ketten. Er hat bei Sigüenza vielleicht eine Mächtigkeit von 15 m und besteht nicht aus so festen und mächtigen, dolomitischen Kalken wie etwa in der Gegend von Morés¹⁷²⁾, sondern aus mehr mergeligen, plattigen, nur gelegentlich etwas dickeren Kalkbänken. Dementsprechend bildet der Muschelkalk bei Sigüenza nicht — wie im Osten — die Bergoberkante, sondern steckt im Hang, während der Gipfelzug von Bänken des höheren Buntsandsteins eingenommen wird.

172) Die Mächtigkeit des Muschelkalks mag bei Morés etwa 50 m betragen.

Am Ostende des Guadarramagebirges, nördlich von Imón, weist die Gesteinsfazies noch deutlicher auf die Nähe des Beckenrandes hin als bei Sigüenza. Hier findet sich eine reine Kalkfolge in der mittleren Triasabteilung überhaupt nicht mehr. Statt dessen herrscht eine unserem deutschen Muschelsandstein entsprechende Ausbildung, indem an Stelle des Muschelkalks eine ca. 15 m mächtige Folge gelblichgraugrüner bis rötlicher Kalksandsteine auftritt, die mit sandigen Mergeln, kalkigen Tonen und vereinzelt unreinen, dünnen Kalkbänken wechsellagern.

Der Buntsandstein weist in diesem Gebiet einen besonderen Reichtum an Konglomeratmassen auf. Die ca. 150 m mächtige Gesteinsfolge besteht zu erheblichem Teil aus sehr groben, unverbackenen Geröllmassen. Der Keuper zeigt noch die bekannte Fazies; er wird hier — wie im Keltiberischen Gebirge — aus ca. 100 m mächtigen, roten Tonen mit Gipsen gebildet. Überlagert wird er ebenso wie im Osten von den sogen. Carñiolas.

So deutet sich im Westen Keltiberiens in der Faziesausbildung des Buntsandsteins die Nähe eines Abtragungsgebietes, in der des Muschelkalks die Nähe eines Festlandes an. Es bestand also während dieser Abschnitte der Trias in dem Massiv der Meseta ein sedimentlieferndes Hochgebiet. Nur für den Keuper und die Carñiolas ist noch kein Unterschied gegenüber der „normalen“ keltiberischen Ausbildung, noch keine Andeutung des Beckenrandes zu erkennen. Somit will es erscheinen, als ob gegen Ende der Trias die Ränder des Abtragungsraumes sich weiter gegen Westen zurückverlegt hätten, d. h. daß während der Triaszeit die Beckengebiete sich auf Kosten der Schwellen erweiterten. Dieser Vorgang scheint unabhängig von jenen besonderen anderen Ereignissen verlaufen zu sein, die den zeitlichen Wechsel der festländischen Bedingungen des Buntsandsteins und Keupers und der marinen des Muschelkalks und der Carñiolas verursachten.

2. Der Jura

der nördlichen Teile der Iberischen Ketten hat in jüngerer Zeit durch JOLY (1927) eine eingehendere Darstellung erfahren. Im letzten Jahre sind weitere Untersuchungen in diesen Gebieten von GERHARD RICHTER ausgeführt, deren Ergebnisse noch der Veröffentlichung harren. Für die südlichen Teile Aragoniens verweise ich auf DEREIMS (1898) und TRICALINOS (1928).

3. Die Kreide

ist in den im tektonischen Teil der vorliegenden Arbeit behandelten Gebieten nur unvollständig entwickelt. Sie findet sich längs des Westrandes des Iberischen Gebirges, wo sie von Süden kommend über Nuévalos nach Alhama und von dort weiter gegen Nordwesten als mehr oder minder breites Band durchstreicht.

Die Kreide beginnt mit sandigen Ablagerungen, über denen mergelige und schließlich kalkige Bildungen liegen. Im einzelnen ist die Schichtfolge in diesen Gebieten:

3. Harte, feste Kalke in z. T. sehr dicken Bänken, splittrig, von muscheligem Bruch, z. T. rötlich gefärbt. Durch eine in der Mitte eingelagerte mergelige Zone sind sie in eine obere und untere festere Partie geteilt.
2. Mergel mit teils dickeren, teils dünneren Kalkbänken. Ostreen, Turritellen und Nerineen sind bei Nuévalos und anderswo häufig.
1. Weiße und rote, z. T. sehr grobe Kalksande mit Eisenstein und gelegentlich etwas Braunkohle. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 100 m. Diese Schichten transgredieren.

Horizont 1 entspricht den Utrillasschichten von TRICALINOS (1928) und HAHNE (1928) und stellt wahrscheinlich Gault und tieferes Cenoman dar¹⁷³⁾. Die beiden oberen Stufen entsprechen dem höheren Cenoman, dem Turon und z. T. wohl auch noch dem Senon.

4. Das Tertiär.

Im Tertiär sind zwei durch eine Diskordanz voneinander geschiedene Abteilungen zu erkennen.

Die untere von diesen, die im folgenden als „Alttertiär“ bezeichnet wird, steht in ihrer Verbreitung gegen die obere Abteilung sehr zurück. Sie läßt sich entlang dem Westrand der Iberischen Ketten zwischen Nuévalos und Alhama als schmales, zwischen Kreide und Jungtertiär eingeschaltetes Band erkennen. Nördlich von Alhama verschwindet dieses unter Bedeckung von Jungtertiär, um noch weiter im Norden darunter wieder hervorzutreten. Auch im Tertiärbecken von Calatayud tritt Alttertiär am Westrande in sehr geringer Verbreitung auf.

Das Alttertiär besteht in den genannten Vorkommen aus einer Bankfolge von festverbackenen Konglomeraten mit zwischengeschalteten Mergellagen. Bei Alhama bestehen die Konglomerate

173) Vgl. die genannten Autoren und auch DEREIMS (1898).

fast nur aus Kalkgeröllen, unter denen sich nur vereinzelte Sandsteinbrocken (vielleicht der Utrillasschichten oder des Buntsandsteins) und als Seltenheiten kleine, jedenfalls weit transportierte paläozoische Gerölle befinden.

Das Jungtertiär, das bei Alhama, wie schon JOLY (1927) in einem Profil zeichnet, zum Alttertiär in Diskordanz steht, hat in diesen Gebietsteilen kaum Einwirkungen orogener Vorgänge erfahren, sondern ist fast horizontal gelagert. Demgemäß nimmt es immer größere Areale ein, sogen. Becken, die bis heute noch ihre alten Umrißformen in gewisser Weise bewahrt haben. M. E. sind die Hauptteile der größeren spanischen Tertiärbecken, des Ebro-, Duero- und Tajobeckens¹⁷⁴), von untereinander gleichaltrigem Jungtertiär eingenommen¹⁷⁵). In meinem Untersuchungsgebiet tritt es vor allem im Becken von Almazán, einer südostwärts gekehrten Vorstülpung des Duerobeckens, und im Becken von Calatayud-Teruel auf¹⁷⁶).

Das letztere stellt eine zwischen den Westlichen und Östlichen Iberischen Ketten gelegene Hohlform dar, die dem Streichen des Gebirges folgt und in ihrem nördlichen Teil einheitlich, zwischen Calamocha und Teruel aber mehr zersplittert und hier von einzelnen Schwellenzügen durchsetzt ist.

Für das Jungtertiär nicht nur dieses Einzelgebietes, sondern auch der anderen größeren Beckenräume wurde bereits von DE VERNEUIL und COLLOMB (1853 a) eine Gliederung in 3 Horizonte gegeben und zwar in

3. Kalk,
2. Mergel mit Gips,
- 1. Sande und Konglomerate.

Diese Gliederung ist später wohl allgemein angenommen worden, so für das Calatayuder Becken besonders von DEREIMS (1898).

Aber schon DEREIMS fiel auf, daß auch recht erhebliche Abweichungen von diesem Normalprofil bestehen können; so zeigt sein Profil von Concud (S. 177) die Aufeinanderfolge

174) Vgl. Abb. 1, Seite 6.

175) Es würde den Rahmen der vorliegenden Arbeit überschreiten, wollte ich die ganze Frage des spanischen Tertiärs hier aufrollen. Ich unterlasse es darum auch, auf die Arbeiten ROYO Y GOMEZ's einzugehen, wie auch BORN's (1919) Meinung zu diskutieren.

176) ROYO Y GOMEZ (1927) hält gewisse Bildungen des Calatayuder Beckens und zwar in der Umgebung von Calatayud für Oligozän. Dieser Ansicht ist ebenso wenig beizupflichten wie BORN's (1919) und WURM's (1911) Vorstellung von einem oligozänen Alter der Ablagerungen des Calatayuder Beckens.

3. Konglomerate,

2. Kalk,

1. Sande und Konglomerate,

und ebenso fehlt auch eine gipsführende mittlere Abteilung in seinem Profil von Villafeliche (S. 181).

Schon diese Tatsachen weisen darauf hin, daß im Tertiär des Calatayuder Beckens Faziesunterschiede bestehen, und es erwächst die Aufgabe, die Gesetzmäßigkeiten derselben zu klären. Bei einer Untersuchung der Verhältnisse ergab sich das folgende Faziesbild¹⁷⁷⁾.

Entlang den Beckenrändern ist in sämtlichen Niveaus der Schichtfolge eine grobklastische Randfazies entwickelt¹⁷⁸⁾. Diese geht wenigstens in den mittleren und oberen Horizonten gegen das Beckeninnere zu in eine kalkige Zone über, die selbst noch weiter im Innern zu einer mächtigen Folge von Gipsen überleitet, welche die Hauptteile des Beckens einnehmen¹⁷⁹⁾.

Für die Ursachen dieser Faziesdifferenzierung ergibt sich eine Erklärung durch die folgenden Vorstellungen.

Das Becken stellte eine von einem abflußlosen See erfüllte, von gebirgigem oder hügeligem Land umgebene Senke dar, in die von den Seiten her das Abtragungsmaterial der Umgebung hineingeschwemmt wurde. Dasselbe wurde dabei nach folgendem Schema sortiert:

Das grobe, rein mechanisch transportierte Gestein wurde in der Nähe des Uferrandes abgesetzt; dabei wurde noch eine feinere Auslese nach der Größe der Einzelbestandteile getroffen, indem die schwereren Gerölle unmittelbar entlang der Beckenperipherie

177) Eine eingehendere Darstellung findet sich in der Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Jahrg. 1928, Bd. 80, Monatsberichte S. 151—158.

178) Das Auflager des Tertiärs in grobkonglomeratischer Randfazies auf dem Paläozoikum des Beckenufers ist aus den Abbildungen 73 und 74 (Taf. XVI) zu ersehen. Die Bilder stammen vom Ostrand des Calatayuder Beckens, aus der Gegend von Huérmeda.

Weiter beckeneinwärts werden die Randbildungen mehr sandig. So bestehen die in Abbildung 71 und 72 (Tafel XV) wiedergegebenen eigenartigen Erosionsformen aus kaum verbackenen, groben Quarzsanden.

Ein Übergang in mehr kalkige Ausbildung, wie er sich noch mehr gegen das Beckeninnere zu vollzieht, gibt sich in Abb. 68 (Tafel XIII) und 69 (Tafel XIV) durch die Einlagerung kalkiger Bänke in sandig-tonige Schichten kund.

179) Diese Faziesverhältnisse lassen sich besonders schön im Jalóntal zwischen Ateca und Huérmeda beobachten. So bauen die Gipse des Beckeninneren die steilen Wände beiderseits von Calatayud auf.

zur Ruhe kamen, während die leichteren Bestandteile, vor allem die Sande und Tone, etwas weiter einwärts getragen wurden.

Die in dem so zunächst von seinen groben Bestandteilen befreiten Wasser noch vorhandenen chemisch gelösten Stoffe kamen im Beckeninneren zum Absatz. In dem abflußlosen Becken mußte nämlich infolge der Verdunstung die Konzentration der gelösten Stoffe stetig zunehmen. Um den Wasserverlust im Beckenzentrum zu decken, mußten gleichzeitig vom Rand aus gegen das Innere gerichtete Wasserströmungen entstehen, die, der Diffusion entgegenwirkend, zur Ausbildung stabiler Konzentrationsunterschiede führten von der Art, daß vom Rand zur Beckenmitte die Konzentration zunahm.

Bei diesen Bedingungen wurde das am Ufer zufließende Wasser allmählich, während es langsam gegen die Beckenmitte weiterströmte, immer reicher an seinen Salzen. Sobald der Sättigungspunkt des Calciumkarbonats erreicht wurde, schied sich dieses ab; und nachdem die Konzentration an dem leichter löslichen Calciumsulfat groß genug für eine Ausscheidung geworden war, fiel auch dieses aus. So erklärt sich die Faziesdifferenzierung des inneren, von chemischen Absätzen erfüllten Beckenteils als Folge des Zusammenwirkens von Verdunstung und Wasserströmung. Im Beckenzentrum, zwischen Terror und Calatayud, kamen auch Epsomit (Magnesiumsulfat mit Wasser) und Glaubersalz neben Gips zur Abscheidung.

Innerhalb der chemischen Sedimente zeigt sich ein starkes Vorherrschen von sulfatischen Salzen gegenüber karbonatischen. Zur Erklärung dieser Erscheinung könnte man annehmen, daß der primär höhere Karbonatgehalt bereits vor dem Eintritt des Wassers in das Becken durch Kalkabscheidung verringert sei, oder aber, daß schon von vornherein eine starke Sulfatvormacht bestand. Bei letzterer Annahme müßte man die tieferen Ursachen des Sulfatreichtums in den petrographischen Verhältnissen der Abtragungsgebiete suchen. So könnte das Vorkommen von Gipsen im Röt und Keuper eine Rolle spielen¹⁸⁰); größere Bedeutung für die Sulfatbildung dürfte aber auch dem Pyrit zukommen, an dem das mittlere Kambrium und die obersilurischen Graptolithenschiefer so reich sind¹⁸¹).

Die beschriebenen Faziesunterschiede erlauben nicht, nach dem

180) Eine solche Meinung vertritt vor allem CALDERON (1896).

181) Auch heute sind die Wässer in Graptolithenschiefergebieten untrinkbar und haben einen scharfen Eisenvitriolgeschmack.

petrographischen Charakter allein die Altersstellung der Gesteine zu beurteilen, wie es geschieht, wenn man in der oben gegebenen Normalgliederung DE VERNEUIL's und COLLOMB's die Konglomerate als tortonisch, die Gipsmergel als sarmatisch und die Kalke als pontisch bezeichnet¹⁸²⁾. Es zeigt sich vielmehr, daß es zu allen Zeiten Konglomeratbildung gab, daß sich Kalkabscheidungen in gewissen Beckenteilen auch zu jener Zeit vollzogen, wo anderenorts Gipse zum Absatz gelangten. So lassen sich durch die mittleren Teile der jungtertiären Ablagerungen Profile zeichnen, in denen „pontische“, „sarmatische“ und „ortonische“ Bildungen nebeneinander auftreten.

Man wird darum zu einer zeitlichen Gliederung der Schichtfolge andere Merkmale heranziehen müssen. Nun ist aber Fauna in der jungtertiären Schichtfolge besonders in mehr nördlichen Teilen des Beckens von Calatayud sehr selten. Nur bei Nombrevilla unweit Daroca an der Straße nach Lechón sind unmittelbar unter den sogen. Paramoskalken, die den höchsten Teil der Schichtfolge ausmachen, in einer mergeligen Schicht viele Säugetierknochen (*Mastodon longirostris* KAUP, *Hipparion gracile* KAUP, *Rhinoceros* sp.¹⁸³⁾) gefunden (vgl. FR. HERNÁNDEZ-PACHECO, 1926), auf Grund deren man diese Bildungen als pontisch ansehen muß. Aber dieser Fall ist eine seltene Ausnahme; anderswo und besonders in den tieferen Schichten sind in diesen Teilen des Beckens von Calatayud Fossilien bisher nicht angetroffen worden.

Wenn somit das paläontologische Prinzip für eine Gliederung und eine vergleichende Stratigraphie nicht hinreicht, kann dazu doch der Gang der zeitlichen Faziesveränderungen dienlich sein.

Wir betrachteten oben das räumliche Nebeneinander der Fazies und kamen dabei zu der Erkenntnis einer Gesetzmäßigkeit. Fixieren wir aber einzelne Punkte des Beckens und betrachten wir für dieselben das jeweilige zeitliche Übereinander der Fazies, so ergibt sich ein bestimmter Ablauf der Faziesentwicklung. So zeigen sich weite Gebiete, für die das Normalprofil von DE VERNEUIL und COLLOMB zu Recht besteht, und es zeigen sich andere Gebiete, in denen davon abweichende, besondere Abscheidungsfolgen zu beobachten sind; ich verweise dabei nur auf das oben bereits angeführte Profil DEREIMS' aus der Gegend von Concul.

182) Vgl. ED. HERNÁNDEZ-PACHECO (1915 und 1921), ROYO Y GOMEZ (1922) und TRICALINOS (1928).

183) Nach FR. HERNÁNDEZ-PACHECO (1926) ist die Art verwandt mit *Rh. simorreensis* LARTET und *Rh. sansaniensis* FILHOL, dagegen unterschieden von *Rh. schleiermacheri* KAUP.

Es erscheint nun reizvoll, möglichst viele solcher örtlicher Faziesentwicklungen miteinander zu vergleichen, um zu sehen, ob Gesetzmäßigkeiten des zeitlichen Faziesablaufs bestehen, die in bestimmten, für größere Teile des Beckens gleichsinnigen Änderungen der die Fazies bedingenden Faktoren ihren Grund haben. Sollte dieses der Fall sein, so gäbe eine Betrachtung der Änderungstendenz des Fazies eine bessere Möglichkeit zur Beurteilung der Altersgleichheit von Schichten ab als der einfache petrographische Vergleich.

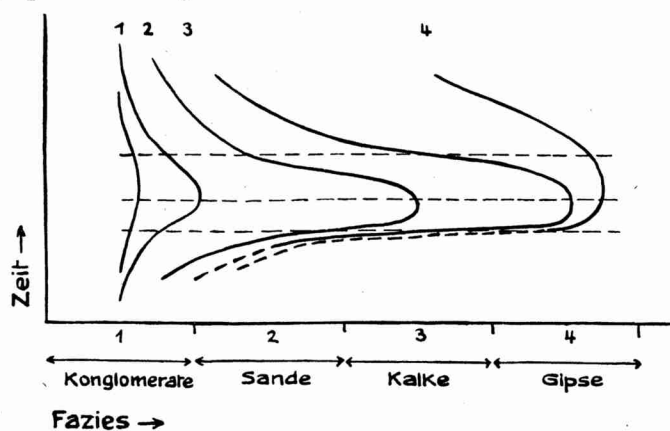


Abb. 5. Graphische Darstellung der Faziesentwicklung im Jungtertiär des Beckens von Calatayud.

Die Kurven 1 bis 4 gelten für verschiedene Punkte des Beckens und zwar 1 für randliche, 4 für zentrale Teile. Die genaue Lage der Punkte ist aus dem Text S. 133 zu ersehen.

Eine solche Untersuchung läßt sich am übersichtlichsten unter Benutzung graphischer Methoden an Hand von Kurven durchführen, die den zeitlichen Verlauf der örtlichen Fazies ausdrücken. Zur Herstellung derartiger Kurven bedarf man mathematischer Symbole (Zahlen) für die einzelnen Faziesformen, wobei die Gesetzmäßigkeit des Nebeneinanders der Fazies durch die Symbolfolge auszudrücken ist. Wir erfüllen diese Bedingung, wenn wir die grobkonglomeratische Randfazies als 1, die sandig-tonige Randfazies als 2, die kalkige Fazies als 3 und die gipsige als 4 bezeichnen; in diese Zahlenfolge ist nämlich eine bestimmte Gesetzmäßigkeit des Faziesbildes eingeschlossen.

Die Darstellungstechnik macht es notwendig, die Variable „Ort“ festzulegen und für verschiedene Punkte verschiedene Kurven zu zeichnen. Durch eine entsprechende Auswahl und Nummerierung der Einzelkurven können dabei auch die räumlichen Beziehungen

(274)

der verschiedenen Entwicklungen zueinander zusammen mit den zeitlichen zum Ausdruck gebracht werden.

In Abb. 5 habe ich eine solche Kurvenserie für das Calatayuder Becken und zwar für die Gebiete südlich von Calatayud (den Nordteil der Campos Romanos) und das Jalóntal zu geben versucht. Bei der Abbildung sind auf der Horizontalachse die einzelnen Faziesformen durch ihre Zahlenwerte aufgezeichnet, während die vertikale Achse die Zeit enthält¹⁸⁴⁾.

Die Kurven unter 1 beziehen sich auf den äußersten Beckenrand; sie gelten sowohl für den westlichen, die Gegend von Ateca, wie für den östlichen, die von Huérmeda. An beiden Punkten herrscht während der ganzen Zeit grobkonglomeratische Ausbildung. Kurve 2 ist ein wenig mehr beckeneinwärts aufgenommen, sie gilt für das Gebiet zwischen Terrer und Ateca. Dieser Kurve entspricht auch die Faziesfolge der Gegend von Concud, wie sie das von DEREIMS gegebene Profil zeigt¹⁸⁵⁾. Kurve 3 gilt etwa für den Raum nördlich von Terrer. Hier findet sich nämlich auf ein unteres Gipsplateau eine kalkige und gegen Nordwest eine sandige Ablagerungsfolge aufgesetzt, sodaß hier stellenweise Gipsmergel, Kalke und sandige Gesteine nacheinander abgelagert wurden¹⁸⁶⁾. Kurve 4 endlich gilt für die Gebietsteile der Beckenmitte und zwar für die Hochebene der Campos Romanos südlich von Calatayud, wo mächtige Gipsfolgen zu oberst noch eine Kalkplatte tragen. In solchen Gebieten ist also das „Normalprofil“ DE VERNEUIL's und COLLOMB's zu Hause.

Bei Betrachtung des Kurvengesamtbildes erkennt man leicht, daß die Einzelkurven etwa in der Mitte eine Ausbeulung gegen rechts und im oberen und unteren Kurvenstück ein Zurückweichen gegen links zeigen. Diese Parallelität der einzelnen Kurven untereinander weist darauf hin, daß der zeitliche Ablauf der Fazies in den verschiedenen Beckenteilen von gleichen, jedenfalls synchronen Ursachen beherrscht war.

Der Übergang von sandiger Fazies in kalkige bzw. gar gipsige ist, wie sich z. B. bei Villafeliche zeigt, oft ein plötzlicher, und demgemäß enthalten die Kurven der Abbildung ein weithin horizontal verlaufendes Stück. Andererseits zeigt sich, daß die

184) Die Kurven sind etwas schematisiert.

185) Das Profil ist oben (Seite 129), mitgeteilt.

186) Eingehender dargestellt sind die Verhältnisse in der Zeitschr. d. D. G. G., Bd. 80, 1928, Monatsber. S. 151 ff.

Rückkehr von einer höheren Faziesstufe in eine niedere allmählich erfolgt.

Das Kurvenbild ergibt für das Becken von Calatayud drei größere Zeitmarken, die in der Abbildung durch besondere horizontale Linien gekennzeichnet sind. Die erste bezeichnet den Übergang von niederen zu höheren Fazieswerten, die zweite bedeutet das überhaupt erreichte Maximum des Fazieswertes, die dritte den Beginn regressiver Entwicklung. Durch zwei von diesen Zeitmarken, nämlich die untere und obere Horizontale, wird die Geschichte des Beckens in drei größere Abschnitte zerlegt. Wir können diese als Zeiten der progressiven, extremen und regressiven Fazies bezeichnen.

Wenn wir nun weiter versuchen, uns Ursachen und Ablauf dieser Entwicklung verständlich zu machen, so kommen wir zu folgenden Vorstellungen:

Während der ersten, vorwiegend durch „niedere“ Fazieswerte ausgezeichneten Epoche herrschten terrestrische Bedingungen innerhalb der Senke des Beckens von Calatayud vor. Es scheint so, als ob die konglomeratische Faziesform als Basalausbildung quer durch das ganze Becken reicht, da sich in allen bekannten Profilen zu unterst eine grobklastische Fazies zeigt. Der Beginn progressiver Entwicklung bedeutet die Ausfüllung des Beckens durch einen See, dessen Spiegel sich in dem Maße, wie sich das Becken auffüllte, hob. Klimatisch bedeutet diese Zeitspanne eine Trockenperiode, bei welcher alles zufießende Wasser verdampfte, also der See abflußlos blieb. Es scheint, daß der See überhaupt oftmals austrocknete. Die dritte, regressive Faziesphase, welche mit einer weiter gegen das Beckeninnere vordringenden konglomeratischen bzw. kalkigen Faziesausbildung verbunden ist, bedeutet eine Verwischung der Faziesgegensätze, die während der mittleren Periode am stärksten waren. Hierfür können zweierlei Ursachen angeführt werden. Zunächst können Änderungen des Klimas bewirkt haben, daß in dem Becken nicht mehr jene chemischen Konzentrationen erreicht wurden, welche zur Abscheidung von Gipsen und leichter löslichen Bestandteilen führten. Gleichzeitig aber mit der relativen Verschwächung der Verdampfung mußte ein allmähliches Höhersteigen des Wasserniveaus eintreten. So mußten sich als Folge der klimatischen Änderungen eingreifende Verschiebungen des Seeumfanges ereignen, der See konnte einen Abfluß bekommen, und es mußten sich neue Strömungsverhältnisse herausbilden.

Die Änderung der Fazies in regressivem Sinne kann aber auch

zweitens auf Senkungsvorgänge des Landes zurückgehen, die mit einer Verlagerung des Grundwasserspiegels und des allgemeinen Gefälles verbunden waren. Auch dann mußten die Beckenumrisse sich ändern, und es mußten sich in dem Maße, wie trennende Schwellen zwischen den einzelnen Becken überflutet wurden, neue Strömungsverhältnisse herstellen, die eine vollständige Änderung der Faziesbedingungen hervorrufen konnten.

Ich möchte glauben, daß beide Ursachen zusammenwirkten. Denn einmal läßt sich tatsächlich beobachten, daß die Ausdehnung der Becken allmählich immer größer wurde und nach und nach immer umfangreichere Teile Spaniens von Sediment verschüttet zu werden begannen¹⁸⁷⁾, und andererseits scheint sich in der relativen Zunahme des Kalkes während der 3. Faziesentwicklungsphase¹⁸⁸⁾ eine Erhöhung des Karbonatgehalts des Seewassers auszudrücken, und ich glaube, daß man das wohl auf eine Steigerung des Bikarbonatgehaltes in den Zuflußwässern zurückführen muß, wofür feuchteres und kühleres Klima und schwächere Wasserbewegung förderlich wären¹⁸⁹⁾.

Weitere Fragen, die das genauere Massenverhältnis von Kalk- und Gipsbildung und die Abhängigkeit der Lage der Faziesgrenzen von den Strömungen und den morphologischen Verhältnissen betreffen, werden erst durch feinere Untersuchungen in dem so schön aufgeschlossenen Becken von Calatayud gelöst werden können.

Zusammenfassung. Ausgehend von bestimmten, nach ihren zeitlichen Beziehungen klaren Einzelprofilen erkannten wir einen gesetzmäßigen, längs des Jalóntales gleichsinnigen Ablauf der zeitlichen Faziesfolge. Zur Erklärung dieser Erscheinung nahmen wir als allgemeinere Ursachen Klimaschwankungen und epirogone Bewegungen an. Da solche Faktoren über weitere Gebiete hin gleichmäßig zu wirken pflegen, können wir die Faziesentwicklung als Mittel zur Parallelisierung von Schichten heranziehen, wenn andere Kriterien nicht ausreichen. Wir werden dabei solche Schichtabschnitte für gleichaltrig halten, in denen gleiche Änderungstendenz der Fazies besteht. Wenn also in einem Profil die Entwicklung Konglomerat—Kalk—Konglomerat und in einem anderen die Entwicklung Kalk—Gips—Kalk zu beobachten ist, werden wir nicht

187) Eingehender werden die Verhältnisse weiter unten im Abschnitt über die epirogenen Bewegungen des Meso- und Känozoikums dargestellt.

188) Es kommt zur Ausbildung der weitverbreiteten Paramoskalke.

189) Auch nach HERNÁNDEZ-PACHECO soll die Zeit der Bildung der pontischen Paramoskalke durch feuchteres Klima ausgezeichnet sein.

die Kalke für gleichaltrig halten dürfen, sondern die beiden Kalkhorizonte des zweiten mit den beiden Konglomeratzonen des ersten identifizieren müssen, den Gipshorizont aber mit dem Kalkhorizont. Vor einer Übertragung dieser Methode auch auf andere Verhältnisse, etwa die des deutschen Zechsteins, hat man zunächst an zeitlich klarliegenden Einzelprofilen zu untersuchen, ob ein gesetzmäßiger Gang in der Faziesentwicklung besteht. •

II. Hauptteil: Tektonische Geschichte.

Im folgenden soll ein Überblick über die Geschichte der Tektonik Keltiberiens gegeben werden. Diese Aufgabe hat zwei Seiten; sie betrifft einerseits die orogenen und andererseits die epirogenen Ereignisse.

Es sind zunächst die einzelnen im Gebiet bemerkbaren orogenen Phasen und ihre Bedeutung für den Gebirgsbau zu behandeln, weiter sind die epirogenen Bewegungen der keltiberischen Erdkrinzone darzustellen, deren Kenntnis zum Verständnis der Orogenesen (wegen der Verknüpfung von Epiro- und Orogenesen) und des tektonischen Baues (wegen der Beziehungen zwischen tektonischem Bau und epirogener Vorgeschichte) beiträgt.

A. Überblick über die Faltungsphasen Keltiberiens.

Da die variscische Faltung ihrer orogenen Stärke nach von besonderer Bedeutung ist, erscheint es naheliegend, die Gesamtzahl der Orogenesen in prävariscische, variscische und postvariscische zu gruppieren. Die Gruppen stimmen dabei mit den drei großen Faltungsären (kaledonische, variscische, alpidische Ära) im großen und ganzen überein.

I. Prävariscische Orogenesen.

1. Andeutungen orogener Ereignisse während des Kambriums.

Die erste große Faltung im keltiberischen Gebiet dürfte sich zwischen Präkambrium und Kambrium ereignet haben. Sie ist aber nicht direkt nachweisbar, da Bildungen von höherem als kambrischem Alter nicht zu Tage treten. Es ergeben sich nur Hinweise darauf aus der Gesteinsfazies des Unterkambriums, das, wie oben (vgl. S. 21) mitgeteilt ist, in den tiefsten der beobachtbaren Ablagerungen aus sehr grobklastischen Gesteinen besteht. Da in der Provinz Sevilla ganz ähnliche tiefkambrische Konglomerate diskordant auf Präkambrium liegen sollen¹⁹⁰⁾, ist auch für die Entstehung der Konglomerate des Iberischen Gebirges anzunehmen,

190) vgl. oben Seite 16 bis 17 und Seite 67.

daß es sich um Bildungen an der Basis eines transgredierenden kambrischen Meeres über ein vorgefaltetes präkambrisches Grundgebirge handelt¹⁹¹). Jedenfalls besitzt eine solche Annahme größere Wahrscheinlichkeit als die sonst wohl vertretene Vorstellung von einer algonkisch-kambrischen Konkordanz¹⁹²).

Innerhalb der kambrischen Schichtfolge läßt sich eine schwache Diskordanz im tieferen Oberkambrium in der Nähe von Valconchán feststellen.

Wie schon auf S. 40—41 gesagt wurde, findet sich im tieferen Teil der Unteren Atecaschichten westlich von Valconchán, bei El Horcajo und anscheinend auch noch weiter nördlich, jenseits des Jalón, am Wege von Cihuela nach Torrijo, eine geringmächtige Konglomeratbildung, und bei Valconchán läßt sich erkennen, daß diese zu den unterlagernden sandigen Bildungen der Unteren Atecaschichten in leichter Diskordanz steht.

Die genauere Schichtentwicklung oberhalb der Diskordanz ist die folgende:

Graugrüne Schiefer,
3—5 m Sandsteine, mehr oder weniger quarzitisch, glimmerreich,
0,10—1 m Konglomerat.
Diskordanz.

Das Konglomerat besteht größtenteils aus mehr oder weniger groben, weißen Quarzgeröllen. Es finden sich aber auch Brocken

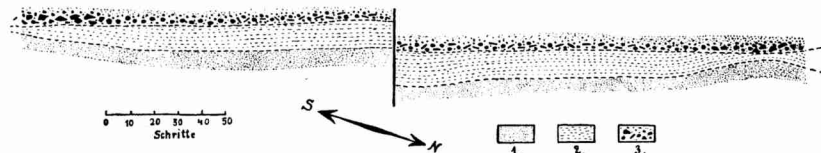


Abb. 6. Kartenskizze der oberkambrischen Diskordanz westlich von Valconchán bei Daroca.

1. Quarzite der Unteren Atecaschichten
2. Schiefer der Unteren Atecaschichten
3. Transgredierende Konglomerate und Brekzien

Striche: Schieferbrekzien

Polyeder: Quarzitbrocken

große Punkte: Gerölle

191) vgl. S. 21—22.

192) z. B. von BARROIS, MACPHERSON u. a. (vgl. DOUVILLÉ, Handb. d. reg. Geol., III, 3, S. 8 u. 11).

von Tonschiefern und selbst solche von Quarziten und zwar von Gesteinen, wie sie im unmittelbaren Liegenden anstehen. Die Quarzitbrocken können sehr groß werden und einen Durchmesser von 30 cm erreichen.

Eine Diskordanz zeigt sich vor allem am Südhang der kleinen Anhöhe, die sich gleich südlich des Weges Valconchán-Santed unmittelbar westlich der erstgenannten Ortschaft hinzieht. Sie erweist sich aus der in Abbildung 6 wiedergegebenen Spezialkartierung, in der die Lagerungsverhältnisse zwischen den Konglomeraten und deren Liegendem dargestellt sind. Das Konglomerat wird von einem Band grünlichgrauer Tonschiefer begleitet, das nach dem Liegenden zu von den Quarziten der tieferen Atecaschichten begrenzt wird. Wie aus der Abbildung hervorgeht, schwankt die Breite des Tonschieferbandes im Streichen. Weil dabei aber die Einfallswinkel konstant bleiben, geht das Schwanken der Breite auf Unterschiede in der Dicke der Zwischenschiefer zurück, Unterschiede, die ihrerseits durch verschieden starke Abtragung unter dem transgredierenden Konglomerat erklärt werden müssen.

Am Südhang des Berges (linker Rand der Skizze) sind die Quarzite des Liegenden dem Konglomerat sehr genähert, und hier finden sich grobe Brocken des Quarzits im Konglomerat aufgearbeitet. Von hier aus nimmt gegen Norden (in der Skizze nach rechts) der Abstand ständig zu, und erst auf dem Gipfel des Berges tritt wieder eine Annäherung der Liegendquarzite an die Konglomerate bis auf 6 Schritt Abstand ein (rechte Hälfte der Abbildung), nachdem vorher die maximale Breite in der Mitte des Hanges ca. 16 Schritt betragen hatte. Am Nordhang des Berges nimmt der Abstand wieder erneut zu. An den Stellen, wo die Abstände von den liegenden Quarziten größer sind, finden sich vor allem die unterlagernden Tonschiefer reichlich im Konglomerat aufgearbeitet, und stellenweise ist ein Abstoßen der Schiefer gegen die Konglomeratzone zu bemerken.

Noch weiter im Norden, in der Nähe des Weges von Valconchán nach Santed, beträgt die Ausstrichbreite der Tonschiefer 18 m, und hier ist das Konglomerat nur recht schwach entwickelt und zum Teil durch sehr grobe Sandsteine ersetzt. Nördlich des Weges ist das Konglomerat von neuem zu beobachten. An einzelnen Querstörungen hin und her verworfen, tritt es an der Nordseite des kleinen Tales Bocado de Valconchán wieder auf und setzt sich von hier nach Norden weiter fort. Auch hier zeigen sich die Erscheinungen einer Transgression, indem das Konglo-

merat stellenweise in grober Packung sehr große Quarzitbrocken des Liegenden aufgearbeitet enthält, die einen Durchmesser bis zu 30 cm aufweisen können.

Die oben gegebene Kartierungsskizze kann gleichzeitig als ein — wenngleich etwas verzerrtes — Profil längs des Streichens betrachtet werden. Man erkennt daraus im Liegenden des Konglomerats einen — allerdings nur sehr schwachen — Wellenwurf. Die wirkliche Winkeldiskordanz kann aber noch ein wenig größer sein, als aus der Abbildung hervorzugehen scheint; denn da das Bild längs des Streichens aufgenommen wurde, nicht auch gleichzeitig senkrecht dazu Beobachtungen anzustellen waren, bleibt die Möglichkeit gegeben, daß die spätere Faltung mehr oder weniger posthum zum Streichen dieser ersten Wellen erfolgt wäre. In diesem Fall wäre durch das streichende Profil nicht das Maximalausmaß der Diskordanz erfaßt, vielmehr nur eine mehr oder weniger große Komponente desselben. Dafür, daß vielleicht in größerem Abstand beträchtlichere Hebungsbewegungen eingetreten sein mögen, sprechen die bankweise auftretenden, wohlgeglätteten, kleinen Quarzgerölle, deren Rundung auf einen weiten Transport, also auf ein größeres Hinterland hinweist, dessen Auftauchen auf diese tektonischen Bewegungen zurückzuführen wäre, — zumal ähnliche Quarzgerölle weder im Liegenden noch auch im Hangenden trotz der großen Mächtigkeiten des Kambriums zu beobachten sind, also durchaus etwas Abnormes innerhalb der oberkambrischen Fazies darstellen.

Trotz allem aber sind die wirklich orogenen Bewegungen im Keltiberischen Gebiet keinesfalls irgendwie beträchtlich. Es konnte nirgendwo ein stärkeres Abstoßen des Liegenden gegen die Konglomerate beobachtet werden, sodaß wohl kaum eine größere Schichtlücke unter dem Konglomerat anzunehmen ist. Trotz der geringen Größe der Winkeldiskordanz möchte ich aber die Erscheinung wegen der Kurzwelligkeit der Verbiegungen als Ergebnis eines orogenen Aktes auffassen.

Für die Festlegung des genauen Alters dieser orogenen Phase wäre gerade die Schwäche der Erscheinung besonders günstig, wenn nicht wegen des Fehlens charakteristischer Fossilien die stratigraphische Stellung der Ablagerungen zu ungenau definiert wäre. Man kann auf Grund der im tieferen Liegenden und höheren Hangenden auftretenden Fauna lediglich aussagen, daß der orogene Vorgang, der die Diskordanz verursachte, sich höchstwahrscheinlich im älteren Oberkambrium ereignete.

2. Die Kambrium - Silur - Grenze.

Im stratigraphischen Teil¹⁹³⁾ wurde bereits darauf hingewiesen, daß zwischen Kambrium und Silur eine Schichtlücke besteht und daß der Armorikanische Quarzit mit einem Basalkonglomerat beginnt, welches anscheinend transgredierend dem Oberkambrium aufliegt.

Dieses Konglomerat, das oben schon beschrieben wurde¹⁹⁴⁾, ist an verschiedenen Stellen von mir beobachtet worden. Es tritt vor allem nordöstlich von Santed an den beiden Wegen auf, die von dieser Ortschaft nach Valconchán und El Horcajo führen. Von dem letztgenannten Weg läßt es sich weiter gegen Norden verfolgen (vgl. hierzu die Kartenskizze der Abb. 7). Es überschreitet den Bach, der in der Richtung auf Santed fließt, und wendet sich dann infolge einer kleinen Querfalte bogenförmig gegen Süden, um in den Hang des steilen, von Armorikanischem Quarzit gekrönten Bergzuges einzutreten, der sich von Santed zum Pico de Almenara fortsetzt. Unter dem Schutt der die Gipfel bildenden Quarzitmassen verborgen, bleibt es von hier aus gegen Norden der Beobachtung unzugänglich. Jedoch fand ich an dem Pico de Almenara etwa in dem Niveau, das dem Konglomerat gemäß seinem Abstand vom hangenden Quarzit zukommt, ein Lesestück eines Sandsteins mit mittelgroßen Geröllen, das wohl dem Konglomerathorizont entstammen dürfte und somit dessen Gegenwart auch an diesem Punkte anzeigt.

Das Konglomerat ist, wie der Aufschluß an dem Wege von Santed zur Ortschaft Valconchán zeigt, an der Basis recht grob und wird nach oben feinkörniger, um schließlich in einen konglomeratischen bis grobkörnigen Sandstein und dann in einen normalen Sandstein überzugehen, der wiederum mit sandigen und tonigen Schiefeln verbunden ist. In dem Konglomerat finden sich außer wohlgerundeten, haselnuß- bis hühnereigroßen Quarzgeröllen auch Quarzite und dunkle Gesteine. Etwa nördlich von Santed stellte ich auch Tonschieferschmitzen und größere Brocken eines glimmerreichen Sandsteins von dem Habitus solcher Sandsteine fest, wie sie sich im Liegenden finden.

Der Aufschluß am Wege Santed - Valconchán — der beste überhaupt, den ich beobachtete — ist doch zu ungenügend, um entscheiden zu können, ob zwischen dem Konglomerat und seinem Unterlager eine Winkeldiskordanz besteht oder nicht. Wenn also

193) Vgl. Seite 78—79.

194) Vgl. Seite 79—80.

die Frage nach einer echten Diskordanz durch direkte Beobachtung nicht zu lösen ist, so scheint doch die Geländeentwicklung im Gebiet zwischen Santed und der Santa Cruz für eine solche Diskordanz zu sprechen.

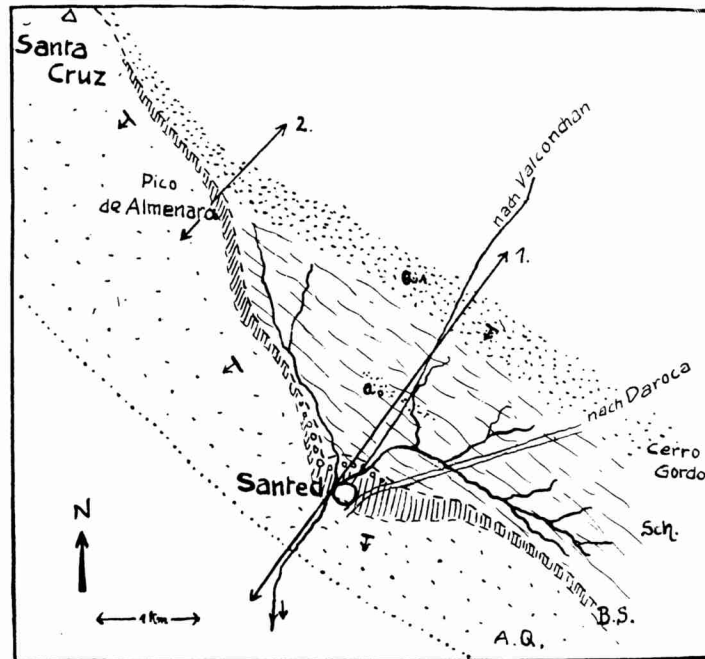


Abb. 7. Schematische Kartenskizze des Gebietes um Santed westlich von Daroca zur Erläuterung der Lagerungsverhältnisse im kambrisch-silurischen Grenzbereich. Maßstab 1 : 75 000.

Q 1 und Sch. Oberkambrium.

Q 1 Quarzite, Sch. Schiefer.

B. S. Basalschichten des Silurs. Die Kreissignaturen bedeuten Konglomerate.

A. Q. Armorikanischer Quarzit.

1 und 2 Profilinien.

Es besteht nämlich ein Unterschied im Streichen des Bergzuges, der vom Armorikanischen Quarzit des Untersilurs gebildet ist, und der von den tieferen Quarziten der Oberen Atecaschichten des Oberkambriums aufgebauten Höhen. Während die zwischen den beiden Bergreihen liegende Einebnungsfläche östlich von Santed etwa 1,8 km breit ist, nähern sich die Höhen gegen Norden einander immer mehr; beim Pico de Almenara berühren sie sich bereits, und in der Santa Cruz liegen die beiden sandigen Schichtfolgen in einem Hang übereinander, indem der Quarzit der Oberen

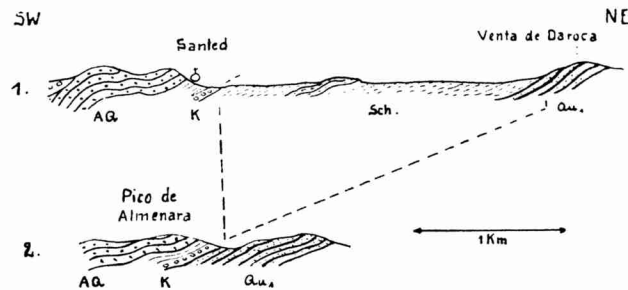


Abb. 8. Zwei schematische Profile aus dem Gebiet von Santled zur Erläuterung der Verhältnisse an der Kambrium-Silur-Grenze.

Maßstab 1 : 50 000.

Qu 1 Quarzite des Oberen Kambriums.

Sch Schiefer des Oberen Kambriums.

K Konglomerate an der Basis des Silurs.

AQ Armorikanischer Quarzit.

Die Lage der Profilinien ist aus Abb. 7 ersichtlich.

Atecaschichten sich unmittelbar unterhalb der vom Armorikanischen Quarzit gebildeten Steilkante findet. Ich habe die Verhältnisse in zwei Profilen (Abb. 8) veranschaulicht. Da aber beim ersten Profil die Aufschlüsse im Gebiet zwischen dem Quarzit der Atecaschichten und den Basalbildungen des Silurs mangelhaft sind, konnte die Spezialfaltung nach dem vorhandenen Beobachtungsmaterial nur schematisch gegeben werden. In Wirklichkeit kann sie noch stärker oder aber auch schwächer sein, und dementsprechend kann die Größe der anzunehmenden Winkeldiskordanz geringer oder beträchtlicher sein. Erst eine genaue Kartierung, die mir mangels besserer Karten nicht möglich war, wird die Verhältnisse auch quantitativ richtig darzustellen vermögen.

Gewiß sind die in den Profilen wiedergegebenen Beobachtungen nicht beweisend für eine Diskordanz; sie ließen sich auch durch die Annahme primären Schichtauskeilens erklären. Dem widerspricht jedoch schon die Beobachtung, daß in den übrigen Horizonten des Oberkambriums eine Mächtigkeitszunahme gegen Norden stattfindet. Hinzu kommt das Auftreten eines Konglomerates an der Silurbasis mit aufgearbeiteten Gesteinen des Liegenden und zuletzt der Umstand, daß die Arenigtransgression in Südwesteuropa überhaupt von regionaler Verbreitung zu sein scheint, worauf bereits im stratigraphischen Teil hingewiesen wurde¹⁹⁵⁾.

195) Vgl. Seite 99 und 100.

Aus all diesem erwächst die Berechtigung, in dem spießeckigen Verlauf der Quarzithöhenzüge eine wirkliche Diskordanz ausgedrückt zu sehen. Würde man unter Zugrundelegung der in Abb. 8 gegebenen Vorstellungen die Größe einer sich so ergebenden Winkeldiskordanz berechnen wollen, so käme man zu einem Mindestwinkel von ca. 13° . Gewiß ist das nur eine sehr geringe Größe, die man aber — wenigstens verfährt man so bei mesozoischen Diskordanzen — wohl als orogenetisch ansprechen dürfte.

Die Altersstellung dieser Phase ist nur in gewissen Grenzen zu entscheiden. Sie liegt zwischen Oberkambrium und Arenig, kann dabei aber ins oberste Kambrium, ins Tremadoc oder auch ins tiefere Arenig entfallen.

3. Zur Frage der kaledonischen Bewegungen.

Eine altkaledonische Diskordanz deutet sich in dem Untersuchungsgebiet nirgendwo an. Allerdings ist durch Fauna belegtes Unteres Llandovery nicht festgestellt, und die Graptolithenschiefer des Obersilurs beginnen erst mit dem Oberen Llandovery. Dieser Umstand allein berechtigt aber, wie auf Seite 92 bereits gezeigt ist, keineswegs dazu, eine Schichtlücke oder sogar Diskordanz zwischen Unter- und Obersilur anzunehmen.

Eine jungkaledonische Gebirgsbildung ist von DEREIMS (1898) für die Östlichen Iberischen Ketten und zwar für das Gebiet zwischen Luesma und Nogueras für wahrscheinlich gehalten worden. Auf S. 57/58 schreibt er hierüber: „Nous avons vu que tous les quartzites siluriens avaient la même direction N. O.-S. E. et qu'aux environs de Luesma ils étaient tous inclinés vers le nord-est; or la direction générale et l'inclinaison des quartzites ferrugineux et des assises dévoniennes fossilifères sont très différentes: en effet, aux environs de Nogueras et de Santa Cruz de Nogueras, les strates sont inclinées vers le sud-sud-est et vers le sud et leur direction est E. N. E.-O. S. O. Il semble que dans la Chaîne Ibérique il se soit produit des mouvements locaux, et probablement de très peu d'importance, entre le Silurien et le Dévonien; mais les différentes coupes que j'ai relevées dans la région n'indiquent aucune discordance entre les deux systèmes.“

Aus den angegebenen Beobachtungen verschiedenen Streichens silurischer und devonischer Schichten auf eine Diskordanz zu schließen, geht jedoch nicht an; man darf nämlich das Streichen im Gebiet von Luesma zu dem im mehrere Kilometer entfernten Gebiet von Nogueras nicht in Vergleich setzen, da der tektonische

Bau der beiden Gebirgsstücke verschieden ist. Zudem ist DEREIMS entgangen, daß auch im Gebiet von Luesma eine Mulde von devonischen Schichten eingelagert ist, die vollkommen parallel zu den silurischen Quarziten streichen. Im Gebiet von Noguerras ist nun tatsächlich ein Umbiegen des Streichens zu erkennen. Aber dieses hat darin seinen Grund, daß ein Silursattel, nämlich der der Virgen de Herrera, gegen Noguerras zu abtaucht. Das Streichen ist sowohl im Silur wie im Devon umlaufend.

Wenn also überhaupt irgendwelche Diskordanzen zwischen Silur und Devon vorhanden wären, so müßten diese unmerklich gering sein. Aber weiter, auch eine Schichtlücke¹⁹⁶⁾ zwischen den beiden Formationen ist nirgendwo zu erkennen; vielmehr zeigt sich in der Entwicklung der Fazies ein allmählicher Übergang vom höheren Silur ins Gedinne. Das ist sowohl am Ostende des Guadarramagebirges wie auch in den Östlichen Iberischen Ketten der Fall.

Gleichwohl prägt sich in der Fazies der silurisch-devonischen Grenzschiefern aus, daß tektonische Ereignisse in nicht allzu großer Entfernung von diesem Gebiet stattfanden; die groben, z. T. konglomeratischen Sandsteine zeigen nämlich Regressionscharakter und setzen die Entstehung von Abtragungsgebieten in größeren Nähen voraus. Aber diese Ereignisse brauchen nicht orogen zu sein, wenngleich sie — da sie in eine gebirgsbildende Zeit fallen — gewiß als synorogen anzusehen sind.

II. Variscische Faltungen.

1. Sudetisch - asturische Hauptfaltung.

Ob in Keltiberien bretonische Faltungen eingetreten sind, läßt sich nicht entscheiden, da sicheres Oberdevon und Unterkarbon in Kontakt miteinander nicht zu beobachten sind. Sollten Gebirgsbildungen zu dieser Zeit erfolgt sein, wie solche von SCHRIEL (1929) aus dem Katalonischen Küstengebirge angegeben werden, so dürften sie jedenfalls nur unbedeutend sein; scheint ja doch im allgemeinen in Spanien Konkordanz zwischen Devon und Karbon zu bestehen (vgl. H. STILLE, 1927 a, Seite 51).

Wichtig für die Beurteilung des Alters der variscischen Hauptfaltung sind jene kleinen Karbonvorkommen der Um-

196) Bisher war Gedinne aus dem Keltiberischen Gebirge noch nicht bekannt. Es war daher möglich, daß dieses fehlte, zumal die älteste Devonfauna, die DEREIMS angibt, nach *Spirifer pellicoi* DE VERN. auf Oberkoblenz (nicht Unterkoblenz) schließen ließ und man eine Transgression des Oberkoblenz hätte annehmen können.

gebung von Molina de Aragón, die oben bereits eingehender beschrieben sind¹⁹⁷⁾ und die TRICALINOS (1928) für stephanisch hält.

Dieses Oberkarbon, das in der Sierra de Aragoncillo, in der Torremochazone und wahrscheinlich auch in der Sierra Menera östlich von Pedregal auftritt, liegt mit starker Diskordanz silurischen Schichten auf. Zur Veranschaulichung der Verhältnisse der Sierra de Aragoncillo gebe ich in Abb. 9 eine Kartenübersicht über dieses Gebiet, die unter Mitbenutzung von manuskriptmäßigen Karteneintragungen von TRICALINOS gezeichnet ist.

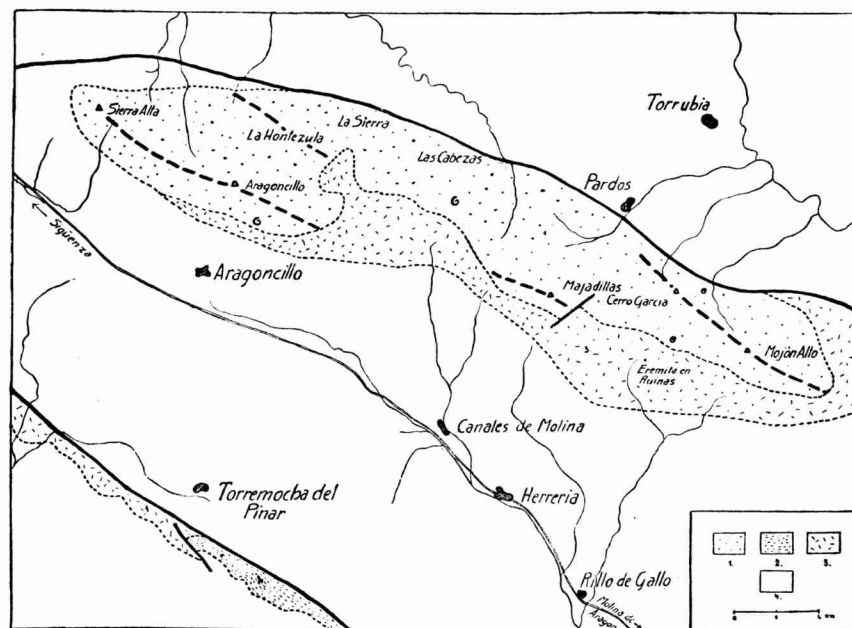


Abb. 9. Geologische Übersichtskarte der Sierra de Aragoncillo nordwestlich von Molina de Aragón. Maßstab ca. 1 : 200 000.

1. Untersilur
2. Obersilur
3. Oberkarbon
4. Mesozoikum.

Die starken, unterbrochenen Linien im Untersilur bedeuten variscische Sattelachsen, die durchgezogenen saxonische Störungen.

Das Einfallen des Oberkarbons ist nordnordöstlich von Rillo de Gallo mit etwa $25-30^{\circ}$ gegen Südwesten und in der Gegend von Rueda auf der Ostseite der Aragoncillo-Achse gegen Nordosten gerichtet, macht also deutlich den jüngeren Sattelbau des Ge-

¹⁹⁷⁾ Vgl. Seite 119 bis 121.

birges mit, nicht dagegen die alte Faltung. Es besteht eine starke Winkeldiskordanz zwischen Silur und Oberkarbon, die etwa $50-60^\circ$ erreichen kann. Von dem Hangenden, dem Buntsandstein, ist das Karbon ebenfalls durch eine Diskordanz getrennt, die aber relativ schwach ist, so daß man das Oberkarbon bereits dem Deckgebirge zurechnen muß. Somit ist die Hauptfaltung des keltiberischen Variscikums als prästephanisch anzusehen; sie ist ferner höchstwahrscheinlich postkulkmisch, da die fraglich kulkmischen Gesteine des Grundgebirges von Castellón — wie allgemein der Kulm in Spanien — noch die Faltung des Grundgebirges mitmachen.

Es ist also die variscische Hauptfaltung in Keltiberien in die Zeitspanne zwischen Unterkarbon und Stephanium (Ottweiler Schichten) zu verlegen und kann somit der sudetischen, erzgebirgischen oder asturischen Faltungsphase angehören. Hiervon scheidet die erzgebirgische wohl aus, da sie überall, wo sie bisher beobachtet werden konnte — und das sind überhaupt nur lokal begrenzte Gebietsräume (vgl. H. STILLE, 1928a) — nur sehr schwach ist. So bleibt die Wahl zwischen sudetisch und asturisch. Von diesen Phasen, die beide in Spanien nachzuweisen sind (vgl. H. STILLE, 1927a), ist die zweite mit größerer Wahrscheinlichkeit als die Hauptphase anzusehen, da sie sich für die Iberische Halbinsel als die weitaus stärkere erweist¹⁹⁸). Immerhin dürfte jedoch die Möglichkeit nicht ganz auszuschließen sein, daß verschiedene Zonen der spanischen Varisciden verschiedenen Alters sind, wie sich ja auch für das variscische Gebirge Deutschlands gezeigt hat, daß die Innenzonen früher als die Außenzonen angelegt sind, indem die ersteren in der Hauptsache sudetisch oder sogar bretonisch, die letzteren asturisch gefaltet wurden.

2. Prätriadische Nachfaltung.

Wie im vorstehenden Abschnitt erwähnt wurde, ist das Oberkarbon des Keltiberischen Gebirges auch von seinem Hangenden, dem Buntsandstein, durch eine Diskordanz getrennt. Dieselbe äußert sich in einem verschieden starken Südwestfallen von Oberkarbon und Buntsandstein zwischen Molina de Aragón und Aragoncillo. Der Winkelunterschied, der sich hier beobachten läßt, beträgt ca. $10-15^\circ$. Die Faltung äußert sich ferner auch darin,

198) Auch TRICALINOS (1928) entscheidet sich bezüglich der Faltung bei Molina de Aragón aus dem gleichen Grunde für asturisches Alter.

daß der Oberkarbonstreifen im Gebiet südlich des Aragoncillo-Berges von Osten nach Westen an Breite verliert und schließlich nördlich von Aragoncillo überhaupt verschwindet, sodaß hier der Buntsandstein unmittelbar auf Silur übergreift (vgl. hierzu die Kartenskizze, Abb. 9).

Überhaupt hat das Oberkarbon nur eine geringe Verbreitung unter dem Buntsandstein. Es ist nur in diesem örtlich beschränkten Raum dadurch erhalten geblieben, daß es in postoberkarboner Zeit orogen eingemuldet wurde und so vor der Abtragung geschützt blieb.

Für allgemeintektonische Fragen wäre die Kenntnis des Verlaufs jener Muldenzone, der das Aragoncillo-Oberkarbon angehört, von Interesse. Nun besteht größte Wahrscheinlichkeit dafür, daß auch die beiden anderen von mir beobachteten Oberkarbonvorkommen, nämlich das von Torremocha und das von Pedregal, Teile einer und derselben tektonischen Muldenzone sind. Wenigstens erscheint diese Auffassung bei der großen Seltenheit der karbonischen Ablagerungen in Keltiberien am natürlichsten, zumal die drei Vorkommen auch in einer einheitlichen Zone liegen.

Aus einer Verbindung dieser Einzelstücke ergibt sich ein ost-südöstlicher Verlauf der Muldenzone, d. i. eine Richtung, die deutlich von dem nordnordwestlichen Streichen des variscischen Gebirges verschieden ist, die aber auch nicht dem jüngeren alpidischen Gebirgsstreichen entspricht, das eine nordwest-südöstliche Richtung einhält. So kommt der prätriadischen Oberkarbonmulde ein zum alten Streichen reneganter eigener Verlauf zu; und wieder renegant — zunächst natürlich nur in dem beschränkten Bereich der Hesperischen Ketten — verhält sich dazu das junge, saxonische Gebirge.

Was nun das Alter der prätriadischen Faltung angeht, so ist wegen des Fehlens der Dyasformation nicht zu entscheiden, ob sie der saalischen oder der pfälzischen Phase angehört, doch dürfte der ersteren die größere Wahrscheinlichkeit zukommen.

III. Postvariscische Faltungen.

1. Kimmerische Gebirgsbildung.

Während ich keine Beobachtungen über altkimmerische Diskordanzen machen konnte, erweist sich das Vorhandensein jungkimmerischer Bewegungen in weiter Ausdehnung¹⁹⁹⁾.

¹⁹⁹⁾ Vgl. hierzu auch TRICALINOS (1928, S. 86). Ich versuche im folgenden, eigene Beobachtungen benutzend, ein zusammenfassendes Bild von den Effekten der jungkimmerischen Bewegungen zu geben.

Diese äußern sich in einer Transgression von Gault-Cenoman-sanden (Utrillasschichten) über großwellig gefalteten Untergrund und lassen sich vor allem längs des Westrandes des Iberischen Gebirges wahrnehmen.

Während auf der westlichen Seite des Kreideplateaus von Cubel noch Jura unter dem Gault vorhanden ist²⁰⁰⁾, fehlt diese Formation im Osten, am Rand des Westlichen Iberischen Gebirges. Hier liegen die Utrillasschichten zunächst (bei Cubel) auf Carñiolas. Gegen Norden zu beginnen sie allmählich auf immer ältere Horizonte überzugreifen. So verschwinden die Carñiolas im Bereich von Nuévalos, und von hier ab nordwärts bis über Alhama hinaus liegt die Kreide auf Keuper.

Im Östlichen Iberischen Gebirge liegt nach DEREIMS (1898) die Kreide zwischen Lagueruela und Montalbán eine Strecke weit unmittelbar auf Keuper. Bei Fombuena finden sich dagegen wieder Carñiolas und weiter im Norden und Nordnordwesten ist beiderseits des Jalón und in der nördlichen Verlängerung des Beckens von Calatayud noch Jura vorhanden.

Aus dieser Sachlage ergibt sich, daß die stärksten Abtragungen vor der Kreidetransgression im Bereich des Iberischen Gebirges eingetreten sind; denn vom Innern desselben aus stellen sich sowohl gegen Westen in Richtung auf die Hesperischen Ketten wie auch gegen Südosten in Richtung auf das Plateau von Teruel (vgl. Abb. 1, Seite 6) und weiter gegen Norden und Nordosten unter der Kreide allmählich jüngere Schichten ein, bis schließlich eine Diskordanz zwischen Jura und Kreide überhaupt nicht mehr nachzuweisen ist.

2. Alttertiäre Bewegungen.

Längs des Westrandes des Iberischen Gebirges zieht, wie schon erwähnt²⁰¹⁾, von Nuévalos bis nördlich von Alhama ein Streifen von „Alttertiär“ durch, dessen genaueres Alter wegen des Fehlens von Fossilien bisher noch nicht festgelegt werden konnte. Nach der stratigraphischen Stellung der Schichten zu dem seinem Alter nach geklärten Jungtertiär des Beckens von Almazán ist lediglich zu sagen, daß es sich um prämiozäne Bildungen handelt. JOLY (1927, S. 573) möchte sie für Eozän halten; nach Analogien zu anderen spanischen Gebieten ist auch oligozänes

200) Vgl. Mapa geológico de España, Hoja 7.

201) Vgl. S. 127—128, wo die Verhältnisse genauer beschrieben sind.

Alter sehr wahrscheinlich ²⁰²⁾). Ein sicherer Entscheid der Altersfrage wäre sehr zu begrüßen, um die Zeitlichkeit der tektonischen Bewegungen genauer fassen zu können.

Dieses Alttertiär besteht aus mächtigen Konglomeraten, die durch kalkiges Bindemittel verfestigt und durch mergelige Zwischenlagen gebankt sind. Die Komponenten des Konglomerats bestehen vorwiegend aus Geröllen von Kalken, und zwar anscheinend hauptsächlich von Kreidekalken, während ältere Gesteine selten sind. Das ist wenigstens längs des Gebirgsrandes zwischen Nuévalos und Alhama der Fall.

In diesem Gebietsteil ist die Diskordanz zwischen dem Alttertiär und seinem Unterlager nur schwach. Wie bei Alhama erkennbar ist, besteht ein geringes winkliges Abstoßen der liegenden Kreideschichten an denen des Tertiärs. An dem ganzen von mir begangenen Gebirgsrande ist aber überhaupt kein Unterschied in den Streichrichtungen wahrnehmbar; das Konglomerat ruht vielmehr längs desselben überall auf gleichen Kreidekalken. So besteht also eine vollkommene Posthumität zwischen der prä-„alttertiären“ und jener jüngeren Bewegung, die den heutigen Gebirgsrand schuf.

Am Westrand des Beckens von Catalayud liegt unmittelbar nördlich von Valtorres (südöstlich von Ateca) östlich des Weges nach Ateca ein kleiner gesonderter Hügelzug mit Paläozoikum, und an der Westseite desselben findet sich ein Konglomerat angelagert, welches unmittelbar neben dem Paläozoikum steil steht, sich aber bald flach umlegt. Wenige Schritt jenseits der Höhe auf deren Ostseite sind konglomeratische Schuttmassen verbreitet, welche einen anderen Habitus als das erwähnte Konglomerat besitzen und die Randfazies des Miozäns des Beckens von Calatayud darstellen. Diese Schichten fallen flach gegen Osten ein und weisen keine Anzeichen stärkerer orogener Vorgänge auf. Den Lagerungsverhältnissen nach können sie nicht mit jenen an der westlichen Seite des Hügels ident sein. Die letzteren müssen vielmehr älter sein und dem „Alttertiär“ zugerechnet werden; und es besteht dabei

202) So scheint mir nach der gesamten Situation das „Alttertiär“ weiter im Südosten altersgleich mit diesen Ablagerungen zu sein. Für jenes „Alttertiär“ macht HAHNE (1928, S. 54) aber oligozänes Alter wahrscheinlich, wie auch ROYO Y GOMEZ in den verschiedenen spanischen Tertiärbecken (z. B. Tajo Becken, 1920) eine ältere Serie unterscheidet, in der er auch Oligozän enthalten glaubt. — HAHNE folgt in dieser Einstellung FALLOT und BATALLER (1926), die bei Montalbán in dem aufgerichteten Alttertiär Fossilien oligozänen Alters aufgefunden haben.

hohe Wahrscheinlichkeit, daß sie von gleichem Alter wie die alttertiären Konglomerate am Westrande des Iberischen Gebirges zwischen Nuévalos und Alhama sind.

Unter der Annahme, daß dieses der Fall ist, ergibt sich ein Auflager von Alttertiär auf Kreide im Westen, ein solches auf Grundgebirge im Osten, und daraus ist zu entnehmen, daß bei der präalttertiären Faltung wenigstens ein größerer weitspanniger Wellenwurf stattfand, der sogar das Grundgebirge der Abtragung zugänglich machte, wenn auch im Einzelaufschluß keine stärkeren Diskordanzen beobachtet werden konnten.

Wie erwähnt wurde, ist das genaue Alter der „alttertiären“ Schichten nicht bekannt; und darum ist die Feststellung der zugrunde liegenden Faltungsphase nicht mit Sicherheit zu treffen. Es kommen zwei Phasen in Betracht, nämlich die laramische (diese wäre als sicher anzunehmen, wenn es sich bei den Ablagerungen um Eozän handelte) und die pyrenäische. Vielleicht aber haben auch beide orogenen Phasen hier nacheinander gewirkt, und das beobachtbare Bild ist das Ergebnis zweier einander folgender schwacher Gebirgsbildungen.

3. Bewegungen zwischen „Alttertiär“ und „Miozän“.

Das „Alttertiär“ der Westlichen Iberischen Ketten, das von Nuévalos nordwestwärts zieht, ist selbst stark disloziert; es macht die flexurförmige Abbiegung mit, die sich entlang dem Außenrande des Miozänbeckens von Almazán zeigt. Das Becken selbst aber wird von jungtertiären Schichten ausgefüllt, deren höheren Horizonte ehemals, wie an Denudationsresten erkennbar ist, mit dem Tertiär des Beckens von Calatayud zusammenhängen und hier faunistisch definiert sind. Sie müssen dem jüngeren Miozän und Pliozän zugerechnet werden. Dieses Jungtertiär ist flach gelagert und stößt mit starker Diskordanz, wie sich aufs deutlichste in der Nähe von Alhama erkennen läßt, gegen das aufgerichtete Alttertiär ab²⁰³).

Weiterhin greift es — immer vollständig flach gelagert — über die steilstehende Kreide und über die Trias hinweg, und in den Quatro Mojones südöstlich von Alhama, in der Nähe von Carenas, liegen die höchsten Schichten des Jungtertiärs — weiße

203) Vgl. auch JOLY (1927, S. 573 und sein Profil Fig. 20). Ich kam unabhängig von JOLY (seine Arbeit war mir noch nicht zugänglich gewesen, als ich meine Untersuchungen anstellte) zu dem gleichen Ergebnis.

Kalke und Konglomerate des Pontikums — in flacher Lagerung dem Grundgebirge auf. Ein kleiner Erosionsrest findet sich auch östlich von Albama und bildet hier — auf Paläozoikum liegend — den höchsten Punkt der Atecaberge.

So zeigt sich eine sehr starke Faltung in „prämiozäner“, aber „postaltertärer“ Zeit, die jedenfalls die Hauptphase der jungen Gebirgsbildung Keltiberiens darstellt und der pyrenäischen, der savischen (zwischen Oligozän und Miozän) oder sogar der steirischen Phase (Intramiozänphase) zugeschrieben werden könnte²⁰⁴). Die erstere Möglichkeit wäre dann gegeben, wenn das „Alttertiär“ Eozän darstellt, die letztere, wenn das „Miozän“ nur Torton bis Pontikum umfaßt.

4. Postpontische Bewegungen.

Von äußerst schwachen postpontischen Bewegungen sind die Ablagerungen des Beckens von Calatayud örtlich noch betroffen; zumeist aber liegen die Schichten über weite Gebietsteile hin vollständig flach. Nur in der Nähe des Westrandes des Calatayuder Beckens zeigt sich zwischen Ateca und Terrer im Jalóntal und weiter im Süden bei La Vilueña ein Einfallen der Schichten gegen Osten von ca. 10—20°, das auf eine — wenngleich nur schwache — Hebung der Atecaberge zurückzuführen ist.

Im Gebiet von Teruel ist eine flache Wellung der Schichten zu beobachten. Wenn man von Westen kommt, bemerkt man zunächst ein schwaches Einfallen der kalkigen Schichtfolge, welche die roten Basalmergel des Tertiärs überlagert, in Richtung auf Teruel zu, also gegen Osten. Die Schichten bilden eine flache Mulde, deren Achse etwa mit der Bahnlinie Teruel-Valencia zusammenfällt, östlich davon heben sie sich wieder allmählich empor, um so zu einem Sattel anzusteigen, in dessen Bereich die schon erwähnten Kalke denudiert sind. Auf dem Ostflügel dieses Sattels, der recht flach und weitspannig ist, fallen die Schichten wieder gegen Osten ein, jedoch nur mit einem 20° kaum übersteigenden Fallwinkel²⁰⁵).

204) FALLOT und BATALLER (1926) schließen pyrenäisches Alter aus für die Faltung, die bei Montalbán und an dem Südrand des Ebrobeckens zwischen Alt- und Jungtertiär erkennbar ist, da sie bei Montalbán in gefaltetem „Alttertiär“ oligozäne Fossilien fanden. HAHNE (1928) möchte sich dem anschließen; und ich möchte es für wahrscheinlicher halten, daß auch die Faltungen am Außenrand des Almazaner Beckens nicht pyrenäisch sind.

205) Vgl. hierzu Abb. 67 (Tafel XIII).

In diesem Gebiet sind gelegentlich auch kleine Verwerfungen zu beobachten, deren Sprunghöhen bis zu mehreren Metern betragen²⁰⁶). Alles in allem sind die tektonischen Effekte aber nur gering²⁰⁷). Und sehr bedeutsam scheinen postpontische Bewegungen auch nicht im Tajobecken (in der Altomira, vgl. ROYO Y GOMEZ, 1920), im Duerobecken und in anderen Gebietsräumen der Meseta gewesen zu sein. Nur in südlichen Teilen des Ebrobeckens soll nach HAHNE (1928) und im Bereich des Katalonischen Küstengebirges nach SCHRIEL (1929) auch eine stärkere postpontische Tektonik erkennbar sein.

Für das genauere Alter der Bewegungen kommen die rhodanische und die wallachische Phase in Betracht. —

Zum Schluß möchte ich noch einige atektonische und pseudo-tektonische Erscheinungen, die sich vielerorts im Tertiärbecken von Calatayud zeigen, erwähnen, weil sie zu Mißdeutungen und Überschätzungen der postpontischen Bewegungen Anlaß geben könnten.

Atektonische Schichtverbiegungen zeigen sich häufiger an den steilen Gipswänden des Jalón- und des unteren Jilocaltales. Hier sieht man oft die Schichten mehr oder weniger steil (stellenweise unter mehr als 45°) gegen die Täler zu einfallen, während sie sich in geringer Entfernung von den Talufern horizontal legen. Zweifellos sind diese Erscheinungen atektonischer Entstehung.

Anderenorts — besonders im Jilocatal — sind in der Nähe der Steilhänge auch Schollenstücke abgebrochen, wodurch Verwerfungen entstanden sind, deren junges Alter schon daraus zu ersehen ist, daß sie durch Ruinen von Gebäuden hindurchsetzen.

Anlaß zu Mißdeutungen können auch die z. T. ungewöhnlichen Ablagerungsverhältnisse des Tertiärs an den Beckenrändern geben. Oft liegen nämlich die tertiären Bildungen, selbst horizontal gelagert, verhältnismäßig steilen Uferhängen an, sodaß die einzelnen Bänke an dieser aus Meso- oder Paläozoikum bestehenden Unterlage scharf abstoßen. Das Tertiär füllt so ein unregelmäßiges Untergrundrelief aus; dabei greift es mitunter in einzelnen, z. T.

206) Eine solche Verwerfung zeigt Abb. 66 (Tafel XII).

207) Etwas größer scheinen die tektonischen Bewegungen im Randbereich des Beckens von Teruel bei den Ojos Negros gewesen zu sein, wo nach FALLOT und BATALLER (1926) Fallwinkel bis zu 40° vorkommen sollen.

schluchtförmigen Tälern²⁰⁸⁾ tiefer in das Paläozoikum ein. Solche Erscheinungen könnten bei ungenügenden Aufschlußverhältnissen leicht zu Mißdeutungen Anlaß geben; und man könnte sich geneigt fühlen, zwischen Tertiär und Grundgebirge Verwerfungen anzunehmen. Überall dort aber, wo ich an den Rändern des Tertiärbeckens von Calatayud Aufschlüsse sah, stellte sich einfaches Anlager als zweifelsfrei heraus. Das ist z. B. bei Huérmeda in der Nähe des Tunnelleinganges der Bahn nach Zaragoza der Fall, wo die Schichten des unter 20° geneigten Tertiäruntergrundes hakenschlagend in eine basale tertiäre Gehängebrekzie übergehen²⁰⁹⁾.

Auf der Westseite des Calatayuder Beckens läßt sich das Auflager des Tertiärs auf dem Grundgebirge z. B. bei Daroca beobachten. Beim Ostausgange dieser Stadt sieht man in der Nähe der alten Befestigungsmauer südlich der Straße nach Zaragoza das Tertiär einer etwa 30° nordostwärts geneigten, frei in die Luft ragenden Platte kambrischer Dolomite mit brekziös-konglomeratischen Bänken aufliegen. Die atmosphärischen Wässer, die auf der Dolomitplatte abwärts flossen, haben stellenweise gerade die Kontaktzone erodiert und das lockere Tertiärmaterial fortgeführt. Hierdurch ist zwischen Dolomit und Tertiär eine schmale Fuge entstanden, die von weitem wie eine Verwerfungs-kluft aussieht, — umso mehr, als die nur schwach geneigten Schichten des Tertiärs an dieser Kluft abschneiden. Bei genauerer Untersuchung ergibt sich aber, daß die Grenze zwischen Tertiär und altem Gebirge keineswegs eine scharfe Linie ist, wie man bei Verwerfungen beobachtet, sondern daß das Tertiär stellenweise in Unebenheiten und Taschen der Dolomitoberfläche eindringt; an solchen Stellen ergibt sich zweifelsfrei das primäre Anlager. Ähnliche Verhältnisse zeigen sich auch in der Nähe von Murero.

Eine eigenartige Pseudotektonik, die auch JOLY (1927) erkannte und richtig erklärte, ist im Stadtgebiet von Daroca zu beobachten. Hier befanden sich nördlich der Stadt zu tertiärer Zeit steile Felsen und Klippen aus kambrischem Dolomit, die z. T. pilzförmig unterhöhlt waren, — Formen, die darauf zurückgehen, daß der feste Dolomit von mürbem Gesteinsmylonit unterlagert war. Diese Pilzfelsen und zerklüfteten Dolomitgesteine wurden

208) Ein solches ist z. B. unmittelbar östlich von Morés zu beobachten. Im Profil 12 der Abbildung 40 ist dasselbe am rechten Rande angedeutet.

209) Vgl. hierzu Abb. 73 und 74 (Tafel XVI) und die Bemerkungen zu denselben.

allmählich von Tertiär zugedeckt, das sich um dieselben, unter und über ihnen ablagerte. Bei den unterhöhlten Felsen brachen während des Sedimentationsverlaufs Teile der Decke ein, während bereits die Füße der Felswände verschüttet waren; so entstanden die mächtigen Blockmassen, die man heute an einigen Stellen unterhalb großer, hutförmig vorspringender Dolomitdecken inmitten der tertiären Schichten beobachten kann.

Durch junge Erosion ist das Schuttmaterial des Tertiärs größtenteils wieder fortgeräumt. Hierdurch sind stellenweise ähnliche Verhältnisse neu geschaffen, wie sie bereits während des Tertiärs herrschten. Die alten Pilzfelsen kambrischer Dolomite sind von ihrer Schutthülle wieder befreit; im Hintergrund der Nischen sind jedoch unter überhängender kambrischer Felsdecke tertiäre Bildungen erhalten, sodaß es scheint, als ruhte der alte Dolomit frei auf dem Tertiär. Dort, wo die Grenze zwischen dem Dolomit und dem Tertiär geradflächig ist, möchte man geradezu glauben, der Dolomit sei auf das Tertiär überschoben²¹⁰). Irgendwelche Anzeichen tektonischer Bewegungen erkennt man aber längs dieser Grenze nicht; man kann dagegen den Vorgang der Sedimentation in den alten Höhlen und Nischen im einzelnen verfolgen. Solange die Höhlungen noch weite Öffnungen besaßen, wurde in ihnen grobes Material abgesetzt, das zumeist, da es von außen hereingeschwemmt wurde, Schrägschichtung mit einwärts gewandter Neigung aufweist. Als die Höhlen bis fast unter die Decke aufgefüllt waren und sich die Zuführungsöffnungen zu verstopfen begannen, fand nur noch feinsandiges und zuletzt nur noch toniges Material Zutritt, das die letzten Fugen ausfüllte. So findet sich in den Höhlungen unmittelbar unterhalb der Dolomitdecke meist eine dünne, rotgefärbte Schicht feinen Materials.

IV. Zusammenfassung.

Wir haben im vorstehenden Abschnitt die Einzelphasen der tektonischen Geschichte Keltiberiens und ihre gebirgsbildenden Effekte betrachtet.

Wir erkannten dabei sehr schwache Bewegungen im Oberkambrium, die in keine der bisher bekannten und mit Namen

210) In Abb. 55 (Tafel VII) ist die photographische Aufnahme eines Querschnitts durch eine solche, infolge späterer Erosion wieder frei gelegte Höhle gegeben, die sich nördlich der Kirche von Daroca findet. Es erweckt den Anschein, als sei der hangende Dolomit auf den tertiären Schutt überschoben. Die Grenze zwischen den beiden Bildungen ist deutlich zu erkennen.

belegten Faltungsphasen einzuordnen sind. Über das Ausmaß und die Verbreitung dieser Bewegungen war leider kein sicherer Anhalt zu gewinnen, da einmal das Gebiet, innerhalb dessen die Faltung beobachtet wurde, beschränkt und andererseits die Größe der Schichtlücke nicht überschaubar war. Jedenfalls handelt es sich nur um sehr schwache gebirgsbildende Vorgänge.

Etwas bedeutsamer scheinen Bewegungen zwischen Oberkambrium und Arenig zu sein, die sich in einer schwachen Diskordanz an der Basis des transgredierenden Armorikanischen Quarzits ausdrücken²¹¹⁾.

Altkaledonische wie auch jungkaledonische Orogenesen sind nicht nachzuweisen.

Ob bretonische Gebirgsbildungen zu verzeichnen sind, läßt sich nicht entscheiden, da entsprechende Schichten nicht zu Tage treten.

Eine große Faltung von höchster Leistung trat zwischen Unterkarbon und ?Stephanium ein, ist also von sudetisch-asturischem Alter. Es ist eine Gebirgsbildung erster Ordnung, die das große, durch ganz Spanien verbreitete variscische Gebirgssystem mit alpinotypen Faltungsformen schuf.

Postoberkarbonisch-prätriadisch und wahrscheinlich saalisch ist eine schwächere Orogenese, die eine flache Muldung oberkarbonischer Ablagerungen im Gebiet von Molina de Aragón erzeugte.

Altkimmerische Bewegungen scheinen zu fehlen. Eine jungkimmerische Gebirgsbildung größerer Stärke äußert sich jedoch in einer Transgression des Gault über flachwellig gefalteten Untergrund. Stärkere Faltungseffekte zeigen sich im Bereich der Westlichen und Östlichen Iberischen Ketten. Sehr bedeutsam ist trotzdem die Orogenese nicht.

Zwischen Kreide und „Alttertiär“ (laramischen oder pyrenäischen Alters) läßt sich eine verhältnismäßig geringe Faltung erkennen, die eine Herauswölbung des Paläozoikums im Raume von Ateca bewirkte. Wie weit auch anderswo, z. B. im Östlichen Iberischen Gebirge, stärkere Aufsattelungen eintraten, ist nicht zu beurteilen.

Die bedeutsamste der jungen, alpidischen Orogenesen fällt in post„alttertiäre“-präarmatische Zeit. Auf sie geht die

211) In Sardinien ist durch NOVARESE, TARICCO (1922) und GORTANI (1922) (vgl. H. STILLE, 1928a, S. 8) eine Faltung zwischen Mittelkambrium und Ordoviciem angegeben, die durch die Beobachtungen in Keltiberien weiteres Interesse gewinnen dürfte.

Entstehung der Westrandflexuren des Iberischen Gebirges und die Herauswölbung der heute das tektonische Bild beherrschenden Sattelzüge zurück.

In postpontischer Zeit traten im untersuchten Teil Keltiberiens örtlich noch schwache Schichtverbiegungen und kleine Brüche ein; nur stellenweise — vor allem mehr im Süden — war die Tektonik auch lebhafter. Die Hauptteile der Becken, besonders des Beckens von Calatayud, blieben tektonisch unbeanspruchert; die Schichten behielten weithin horizontale Lagerung.

Versuchen wir, die einzelnen Faltungsphasen ihrer relativen Bedeutung gemäß graphisch nebeneinander zu stellen, so ergibt sich das Bild der Abb. 10. In derselben ist auf der X-Achse die Zeit abgetragen, wobei die relative Länge der Formationen aus den Blei/Uran-Verhältnisswerten radioaktiver Mineralien bestimmt ist²¹²⁾. Die Bedeutung der einzelnen Faltungsphasen ist durch die Länge und Dicke senkrechter Striche ausgedrückt, wobei der Begriff „Bedeutung“ oder „Intensität“ für unseren Zweck genügend korrekt als „Größe des Zusammenschubes innerhalb des keltiberischen Erdrindenstückes“ definiert werden kann²¹³⁾. Ich habe dabei auf die Unterscheidung verschiedener „Intensitätsgrade“ verzichtet, um den Beurteilungen, denen doch viel Subjektives und quantitativ schwer Auswertbares, das bei der Beobachtung im Gelände anschauungsmäßig gewonnen wurde, zugrunde liegt, keinen zu exakten Anstrich zu verleihen.

Versuchen wir, die einzelnen Faltungsphasen ihrer Intensität nach in eine Reihe zu ordnen (vgl. Abb. 10), so müssen wir, wenn wir von der präkambrischen Faltung absehen, der variscischen Hauptfaltung — der asturisch-sudetischen Gebirgsbildung — bei weitem den ersten Rang zuerkennen. Als zweitstärkste und unter den alpidischen Gebirgsbildungen bedeutungsvollste Faltung müssen wir die postalttertiäre-prämiozäne ansprechen, wenngleich sie jener ersten, variscischen, erheblich nachsteht. Dann dürften die postkretazisch-präalttertiäre und die prätriadisch-postoberkarbonische

212) Hierbei ist ein schon früher (1927) von mir gebrauchtes Schema zugrunde gelegt.

213) Es ist klar, daß „Größe des Zusammenschubes“ nicht alleiniges Kriterium orogener Stärke sein kann. Können doch sogar sehr erhebliche Erdrindenverkürzungen durch Großwellung des Bodens zustande kommen, ohne daß dabei überhaupt orogene Vorgänge eine Rolle spielen. Die theoretisch beste Definition für „orogene Stärke“ scheint mir durch den Bruch $\frac{\text{Erdrindenverkürzung}}{\text{Zeit}}$ gegeben zu sein.

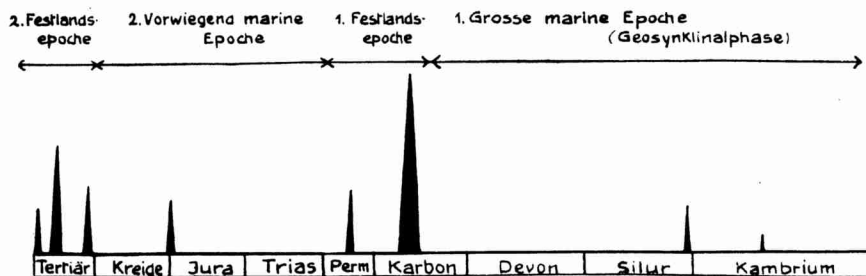


Abb. 10. Graphische Übersicht über die Verteilung und relative Stärke der Orogenesen Keltiberiens.

und schließlich die jungkimmerische kommen, die alle drei — wenigstens lokal — noch mit bemerkbaren Winkeldiskordanzen verbunden sind. Der postpliozänen Phase kommt neben den prävariscischen Gebirgsbildungen sicherlich die geringste Bedeutung, wenigstens für die betrachteten Teile des Keltiberischen Gebirges, zu.

Die orogene Geschichte Keltiberiens läßt sich in vier große Abschnitte einteilen. Von diesen umfaßt der erste das Paläozoikum einschließlich des Unterkarbons. Es ist das eine Zeit vorwiegend mariner Bedingungen und tektonischer Ruhe, die nur durch ganz schwache Bewegungen gestört wird. Das Oberkarbon brachte eine gewaltige Gebirgsbildung; eine Nachphase ereignete sich in prätriadischer Zeit (Abschnitt 2). Der dritte Abschnitt umfaßt das Mesozoikum; er stellt wieder eine Zeit relativer Ruhe dar. Tektonisch bewegt ist jedoch der vierte Abschnitt, das Tertiär. Durch die allgemeine Bodensenkung und Sedimentansammlung während des Mesozoikums scheint der Untergrund wieder mobil geworden zu sein. So steigert sich die tektonische Bewegbarkeit seit der jungkimmerischen Gebirgsbildung und führt zu einem Höhepunkt orogener Wirksamkeit gegen Mitte des Tertiärs, wohl zwischen Oligo- und Miozän. Nun scheint sich das Gebiet zum zweiten Mal „totgefaltet“ zu haben, und nur noch schwächere Nachwirkungen erfolgen nach Ablagerung der pontischen Stufe.

Die Zeiten tektonischer Ruhe zeichnen sich aus durch vorwiegend marine, die Zeiten der Gebirgsbildungen durch festländische Bedingungen. In dieser Hinsicht gleichen sich Abschnitt I (1. große marine Epoche) und Abschnitt III (2. vorwiegend marine Epoche), Abschnitt II (1. Festlandsepoche) und Abschnitt IV (2. Festlandsepoche).

B. Epirogene Geschichte Keltiberiens.

Vorbemerkungen.

Unter Epirogenesen verstehen wir weitspannige und langsam verlaufende tektonische Vorgänge, Bewegungen des Bodens räumlich wie zeitlich großen Ausmaßes, also regional-säkulärer Art (STILLE, 1924). Wir beziehen diese Bewegungen auf die Meeresoberfläche, deren absolute Höhe wir als konstant annehmen; hiermit definieren wir sie als Relativbewegungen zum Bezugssystem des Meeresniveaus.

In den Randgebieten der Meeresräume, die im Verlauf der Bewegungen über den Meeresspiegel gehoben oder unter ihn gesenkt werden, kommen durch Verschiebungen des Bodens in der Vertikalen Verlagerungen des Meeresrandes in horizontaler Richtung zustande, sogenannte Trans- und Regressionen. Hierdurch werden die vertikalen Bodenbewegungen geologisch erfaßbar. Für das Innere der Meeresräume jedoch, wo wegen der größeren Wassertiefe keine Trockenlegungen des Bodens und, da kein Wechsel von Abtragung und Auffüllung stattfindet, auch keine Diskontinuitäten zustandekommen, versagen die durch Beobachtung der Strandverschiebungen gegebenen Argumente zur Erkennung der Bewegungstendenzen. Für diese Fälle müssen andere Möglichkeiten erwogen werden.

Synchron und parallel zu den Bodenbewegungen und den durch diese bedingten Schwankungen der Meeressgrenzen treten in den inneren Meeresteilen Änderungen der Wassertiefe und des Abstandes vom Festlande ein. Sollten sich solche Änderungen eindeutig und erfaßbar in der Fazies ausdrücken, so wäre durch Untersuchung der Fazieschwankungen ein Mittel zur Erkennung der Bodenbewegung gegeben. Aus der Untersuchung örtlicher Fazieschwankungen bekäme man dabei zunächst die örtlichen Bewegungen. Durch vergleichende Untersuchungen an verschiedenen Punkten des Beckens würde sich weiterhin erweisen, ob auch eine allgemeine, gleichsinnige Bewegungstendenz vorhanden ist und welcher Art sie ist. Durch Trennung des Regionalen und Lokalen könnte man schließlich zu einer Unterscheidung der General- und Spezialbewegungen gelangen.

Das eigentliche Problem ist nun die Frage, wodurch sich Unterschiede in der Meerestiefe oder in der Küstenentfernung sedimentpetrographisch und faunistisch abbilden und ob sie sich eindeutig zu erkennen geben.

Für einen Abschnitt der sauerländischen Devongeosynklinale und zwar für Teile der mitteldevonischen Schichtfolge des öst-

lichen Rheinischen Schiefergebirges habe ich (1928a) versucht, Unterschiede nach dieser Richtung hin auszuwerten. Ich stellte dort eine litorale und eine pelagische Fazies nebeneinander, und ich sah als Typ der ersteren den „Lenneschiefer“, als Typ der letzteren den „Wissenbacher (Styliolinen-, Tentaculiten-, *Orthoceras*-) Schiefer“ an. Die Berechtigung dafür erwuchs aus der Beobachtung, daß Schichten des Oberen Mitteldevons mit größerer Entfernung vom Küstenrand von der Fazies der Lenneschiefer in die der Wissenbacher Schiefer übergehen.

Durch einen Vergleich randnäherer und randfernerer Bildungen ergaben sich als Regeln der Faziesdifferenzierung: Grobklastische, sandige Ablagerungen der Küstennähe mit Kreuzschichtung, Wellenfurchen usw. gehen gegen das Meeresinnere zu in sandige, fossilreiche Mergelschiefer und schließlich in reine Tone mit dünnen, dichten Quarzitbänken über. Für das sandige Obere Mitteldevon zeigte sich als dieser petrographischen Ausbildung parallellaufende paläontologische Faziesreihe: Crinoidenrasen, einzelne Brachiopodenbänke mit dickschaligen Arten (besonders Spiriferen) charakterisieren die mehr randliche Fazies; sehr reiches Tierleben mit Korallen, mannigfachen Brachiopoden, Bryozoen usw. herrscht in etwas weiterer Entfernung vom Rand; dünnschalige Brachiopoden („hercynische“ Elemente), planktonische Formen (*Orthoceren*, *Tentaculiten*, *Styliolinen* usw.) sind charakteristisch für die rein pelagische Ausbildung. Ähnlich ist die Faziesdifferenzierung für karbonatreichere Bildungen, wie sie in einer jüngeren, vielleicht wärmeren Periode des Mitteldevons (die Obere *Stringocephalen*stufe) weithin zum Absatz kamen. Mergelige Kalke — reine Kalke (Massenkalk) — geringermächtige, gebankte Kalke mit hercynischer Fauna, — weiterhin abnehmender Kalkgehalt — ergab sich als Sedimentfolge vom Rand zum Innern für diese vorwiegend kalkige Stufe.

Es wäre nun weiter zu untersuchen, ob diese Kriterien eindeutig sind, d. h. ob in allen Fällen, in denen eine Faziesdifferenzierung der beschriebenen Form beobachtet wird, Unterschiede des Festlandsabstandes und der Meerestiefe zugrunde liegen. Die Frage ist schwierig, da „Fazies“ eine auf einen großen Ursachenkomplex zurückgehende Erscheinung ist, indem Klima, Meeresströmungen, Festlandsverhältnisse, Relief des Meeresbodens, der Küste und des Vorlandes, Verlauf und Größe der Zuflußkanäle in weitgehendem Maße die lokale Gesteinsausbildung modifizieren. Es darf sich darum eine Erforschung der Bodenbewegungen nicht allein auf Faziesuntersuchungen gründen, sondern muß auch andere

Methoden heranziehen. Dann aber, wenn ein Vergleich des aus der Fazies erschlossenen Bewegungsbildes mit dem allgemeinen Kanon der Strandverschiebungen Parallelitäten erweist, darf man darin eine Bestätigung der Argumentation erblicken.

Auch zeitliche Festlegungen orogener Phasen, die in den Gebieten, in denen die Orogenesen selbst wirkten, wegen der oft beträchtlichen Schichtlücken selten genau durchgeführt werden können, dürften sich in der Nähe solcher Faltungsgebiete an Stellen, wo die Sedimentation selbst nicht unterbrochen war, durch Beobachtungen der Sedimentationsänderungen genauer treffen lassen. Voraussetzung für die Fruchtbarkeit solcher Untersuchungen ist größte Vorsicht bei der Auswertung der Sedimentationsänderungen.

1. Die paläozoischen Meeresbewegungen.

Versuchen wir nun, auch für das Paläozoikum Spaniens die epirogenen Bewegungen aus dem Sedimentationsgang zu erschließen, so legen wir dabei die im sauerländischen Mitteldevon gemachten Erfahrungen zugrunde. Auch im spanischen Paläozoikum erkennt man ganz ähnliche zeitliche Schwankungen zwischen „litoral“ und „pelagischer“ Fazies, wie sie im Sauerland beobachtbar waren, wenngleich man hier das Nebeneinander dieser Faziesformen nicht sieht. Litorale Grauwacken und sandig-tonige Gesteine von Lenneschiefertyp zeigen sich im Devon des östlichen Guadarramagebirges ebenso wohl wie pelagische Styliolinen- und *Orthoceras*-Schiefer. Solche pelagischen Bildungen stellen ferner die silurischen Graptolithenschiefer dar²¹⁴), die mit den devonischen *Ortho-*

214) H. SCUPIN (1921) erklärt die *Dictyonema*-Schiefer Estlands „als ganz flache Faulschlammablagerung des eindringenden Meeres, das sich hinter den Dünen des *Obolus*-Sandsteines staute und in Stagnation geriet“. Zum Schluß seiner Arbeit schreibt er weiter: „Die gleiche Entstehung wie den *Dictyonema*-Schiefern wird man natürlich auch den eigentlichen Graptolithenschiefern des Unter- und Obersilurs zuschreiben müssen“.

Man wird SCUPIN in diesem Schluß nicht zustimmen können. Durch die Annahme solcher lokaler Bildungsbedingungen läßt sich nicht die überaus weite Verbreitung der Schiefer in so gleichförmiger Fazies erklären. Auch können solche Bedingungen, wie sie SCUPIN angibt, nicht von zeitlich langem Bestand sein, kommen daher nicht in Frage für die mit so großer Konstanz während des Obersilurs sicherlich viele Jahrmillionen lang durch weite Teile Europas hin währende Graptolithenschieferfazies. —

Die paläobiologischen Gründe, die JOHAN KIÄR (1897, S. 57) für seine Ansicht anführt, daß „kein anderer mariner Lebensbezirk als der pelagische“ für die Graptolithen in Frage kommt, und die eingehenden sedimentpetrographischen Untersuchungen G. FREBOLD'S (1927, S. 104—105), die zu dem Schluß führen,

ceras-Schiefern petrographisch durchaus übereinzustimmen vermögen, während sich andererseits in gewissen fossilreichen silurischen

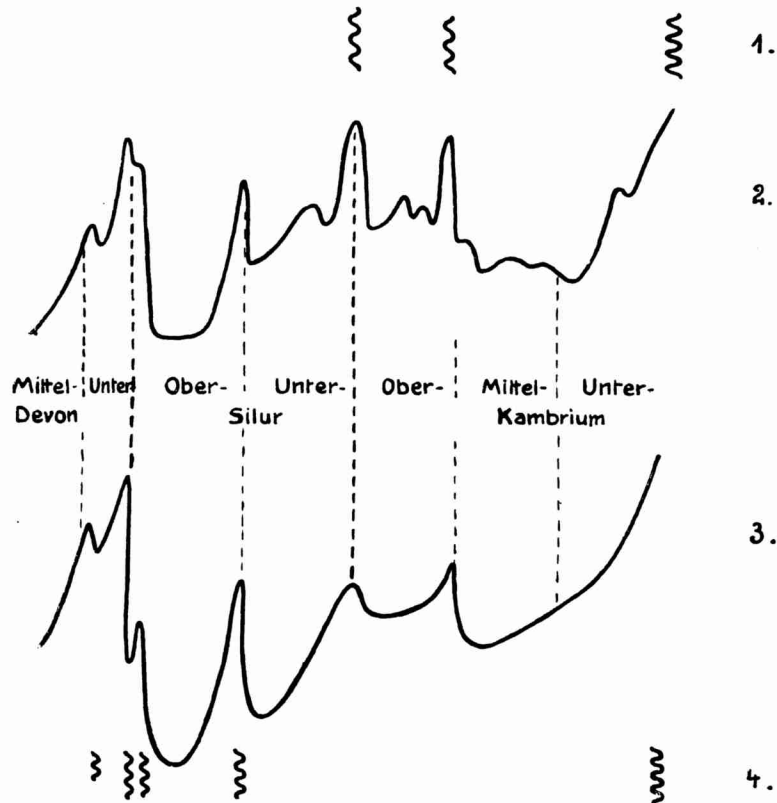


Abb. 11. Graphisches Bild der epirogenen Bewegungen Keltiberiens während des Paläozoikums, vergleichend zusammengestellt mit STILLE's Kanon der paläozoischen Meeresschwankungen.

1. Orogenesen in Keltiberien.
2. Die epirogenen Bewegungen im keltiberischen Paläozoikum, erschlossen aus den Sedimentationsverhältnissen. Kurvengipfel bedeuten litorale, Kurventäler pelagische Fazies.
3. Kanon der paläozoischen Meeresschwankungen nach H. STILLE (1924). Kurvenanstieg: Regression; Kurvenabfall: Transgression.
4. Orogenesen nach H. STILLE (1924).

„daß die Stoffe nur in ganz erheblicher Landferne im Meere sedimentiert sind“ (er möchte dabei — WÜST's (1923) Darstellung folgend — als untere Grenze der Landferne ca. 250 km annehmen), erscheinen mir sehr einleuchtend. — In der Auffassung, daß die Graptolithenschiefer in tieferem Wasser entfernt von der Küste abgesetzt seien, folge ich gleichzeitig E. KAYSER (1921, S. 678—679), BARROIS (1892), TÖRNQUIST (1878 und 1889) u. a.

Grauwacken und Sandsteinen (z. B. des Caradoc) „Lenneschieferfazies“ ausdrückt.

In Abb. 11, Kurve 2, ist ein auf den Sedimentationswechsel gegründetes Schema der paläozoischen Meeresbewegungen Keltiberiens gegeben, auf das im folgenden Bezug genommen wird.

Ausgehend von der Annahme einer Transgression des Bám-bolaquarzits — oder doch wenigstens eines Sedimentationsbeginnes mit nachfolgender Ingression — erkennen wir im Unterkambrium eine expansive Tendenz des Meeres, eine abwärtige Bodenbewegung, die sich in der Abnahme der Komponentgröße der klastischen Bildungen vom unteren Bám-bolaquarzit bis zum Ribotadolomit — wengleich unter kleinen Schwankungen — äußert. Wir sehen im fossilreichen, tonig-mergelig-kalkigen Mittelkambrium den Höhepunkt „landfernerer“ Sedimentationsbedingungen, während im Oberkambrium wieder gröberklastische Sedimente, Quarzite und Tonschiefer mit *Lingula*-flags — analog englischer Randfazies — vorherrschen. Doch auch hier schwankt in den Einzelabschnitten der Atecaschichten der Sedimentationscharakter; so zeigt sich in der Diskordanz innerhalb der Unteren Atecaschichten eine besonders starke Regression mit nachfolgender Transgression.

Eine Regression, gefolgt von erneuter Transgression, vollzieht sich auch an der Kambrium-Silurgrenze. Hiermit beginnt eine neue Phase epirogener Entwicklung. Von Scolithen führendem, an der Basis konglomeratischem Arenig-Quarzit geht die Ablagerungsfolge über sandig-tonige Bildungen von Lenneschieferhabitus zu Cystoideenkalken und Tonschiefern in ziemlich gleichförmiger, folgerichtiger Weise, einer Expansion des Meeresbeckens entsprechend²¹⁵⁾. Dann bricht mit dem Ende des Untersilurs diese Tendenz ab, und mit dem Obersilur setzt ein neuer Zyklus ein. Es bilden sich im Unteren Llandovery sehr grobe Grauwacken, dann feinere Quarzite, und darüber folgen Graptolithenschiefer; wieder also geht es von grober „litoraler“ Fazies zu „pelagischer“. Gegen Silurende aber kehren die Sedimentationsbedingungen zu mehr „litoralen“ Verhältnissen zurück.

So zeigt das Silur zwei größere Sedimentationszyklen, wovon der erste die untere, der zweite die obere Formationsabteilung umfaßt.

Küstennah sind die Grenzschichten zwischen Silur und Devon,

215) Nur unmittelbar über dem Armorikanischen Quarzit zeigt sich im Oberen Arenig bzw. tiefsten Llandeilo mancherorts in Südwesteuropa — nicht jedoch in Keltiberien — in dem Auftreten von *Didymograptus*-Schiefern ein stärker pelagischer Einschlag.

besonders aber die groben, gelegentlich konglomeratischen Grauwacken und Quarzite des Gedinniums, die eine typisch „rheinische“ Fauna einschließen. Hierüber folgen in kalkiger Fazies Siegener und Koblenzer Stufe bei Nogueras in den Östlichen Iberischen Ketten, bei Atienza im Guadarramagebirge und bei Henarejos in der Serranía de Cuenca. Nur im Oberkoblenz erscheinen bei Riba de Santiuste vorübergehend wieder Sandsteine geringer Mächtigkeit, eine kleine rückläufige Bewegung anzeigend. Dann aber beginnen pelagische *Orthoceras*-Schiefer, äußerst milde Tongesteine mit planktonischen Organismen; sie gehören vorwiegend dem Unteren Mitteldevon an: Wissenbacher Schiefer. Die höheren Teile des Unteren Mitteldevons des Östlichen Iberischen Gebirges scheinen wieder mehr küstennah zu sein, darüber aber stehen stratigraphische Untersuchungen noch aus.

So erkennt man im Devon eine fortschreitende Beckenerweiterung vom Gedinnium bis zum Unteren Mitteldevon, die sich in der Sedimentfolge Sandsteine—Brachiopodenkalke—Wissenbacher Schiefer ausdrückt.

Vergleichen wir diesen, aus dem Sedimentationsverlauf abgeleiteten Gang der paläozoischen Meeresschwankungen Keltiberiens mit dem allgemeinen Kanon der paläozoischen Meeresbewegungen, wie er sich nach H. STILLE (1924) aus den Trans- und Regressionen ergibt, so zeigen sich weitgehende Übereinstimmungen. Statt auf Einzelheiten genauer einzugehen, verweise ich auf die Abbildung 11, in der STILLE's Bild (Kurve 3) zum Vergleich wiedergegeben ist. Im wesentlichen Verlauf der Kurven zeigt sich eine Übereinstimmung, und hierin darf man eine Bestätigung dafür sehen, daß der Faziesverlauf von den Bodenbewegungen weitgehend abhängig ist.

Die Unterschiede betreffen vor allem die quantitative Seite. Verschiedene Einzelfälle lassen sich aus der Abbildung leicht erkennen.

Solche Unterschiede sind jedoch von vornherein zu erwarten. Denn während sich in der qualitativen Übereinstimmung die Regel der weltweiten Gleichsinnigkeit epirogener und orogener Bewegungen ausdrückt, zeigt sich in der quantitativen Differenzierung die auch bei den Orogenesen und echten Trans- und Regressionen zu beobachtende Erscheinung örtlicher Verschiedenheit des Ausmaßes.

Bei einem Vergleich der Höhenpunkte der epirogenen Kurve (Abb. 11) mit den orogenen Phasen erkennt man auch jene von STILLE (1924) so sehr betonte Regel der zeitlichen Beziehungen

zwischen Regressionen und Faltungen²¹⁶⁾. So erscheinen jene Zeiten, in denen andernorts Orogenesen eintraten, als regressive Perioden in Keltiberien, wo die Gebirgsbildung ruhte. Das zeigt sich z. B. bei den kaledonischen Gebirgsbildungen, die sich durch das plötzliche Auftreten gröberklastischen Materials nach ausgesprochen pelagischen Sedimenten kennzeichnen. Auch die Art des Sedimentationsganges, die auf eine allmähliche, langsame Beckenerweiterung bzw. Abwärtsbewegung des Bodens schließen läßt, worauf ein plötzlicher Abbruch dieser Bewegung, eine rasche Rückkehr zum Anfangsstadium und dann eine neue, langsame Expansion folgen, steht mit diesen Beziehungen zwischen Oro- und Epirogenesen im Einklang.

2. Überblick über die epirogene Geschichte des Meso- und Känozoikums.

Während der altpaläozoischen Formationen herrschte in Keltiberien Geosynklinalcharakter, durch die große variscische Gebirgsbildung aber wurde eine eingreifende Änderung des geotektonischen Bildes erreicht. Spanien wurde zum größten Teil konsolidiert. Nach Abtragung des Gebirges legte sich auf dem gefalteten Untergrund Keltiberiens ein neues Becken an, das nicht mehr Teil eines großen Geosynklinalraumes, vielmehr ein Binnenbecken mit anderen Sedimentationsbedingungen und einem anderen Bewegungsrhythmus darstellte.

Die Sedimentation begann in diesem Becken mit der Trias, vielleicht auch schon mit der höchsten Dyas, — falls nämlich die tiefsten Teile des „Buntsandsteins“ prätriadischen Alters sein sollten²¹⁷⁾. Sie setzte sich bis ins jüngste Tertiär fort, aber nicht in gleichmäßiger, einheitlicher Folge, vielmehr durch mehrere größere Lücken unterbrochen.

Eine Ablagerungseinheit bilden Trias und Jura. Während der Trias erweiterte sich das Becken stetig, wie aus der Faziesentwicklung am Mesetarand ersichtlich ist, wo am Ostende des Guadarramagebirges der Keuper die geringste fazielle Änderung zeigt, während die beiden älteren Abteilungen deutliche Kennzeichen der Randnähe aufweisen. Spezialundationen läßt das Becken vor allem in der Nähe von Albarracin durch wechselnde Mächtig-

216) Die in Keltiberien angedeuteten schwachen Faltungen im tieferen Oberkambrium und an der Kambrium-Silurgrenze würden eine Bestätigung der STILLESchen Regel von der Verknüpfung von Regressionen mit orogenen Phasen bedeuten, da STILLE etwa für diese Zeitpunkte regressive Tendenz verzeichnet.

keiten der Triasstufen erkennen, wie schon aus DEREIMS' (1898), dann vor allem auch aus TRICALINOS' (1928) Darstellungen hervorgeht.

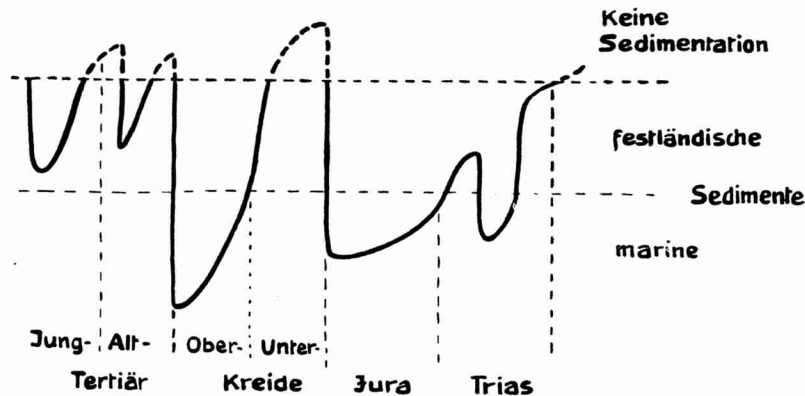


Abb. 12. Schematisches Bild des Sedimentationsverlaufs in Keltiberien während des Meso- und Känozoikums.

Nicht kongruent mit der Erweiterung des Sedimentationsbereichs verlaufen die Meeresbewegungen innerhalb des Beckens. Für Keltiberien als einem Teil des germanischen Triasbeckens gilt hierin das gleiche wie für Deutschland, und es besteht das gleiche Problem (vgl. STILLE 1924, S. 313—322) der Regelwidrigkeit der Bewegungen des Binnenbeckens gegenüber denen der pelagischen Trias.

Gegen Juraende vollzieht sich eine Regression, die mit großwelliger Auffaltung des Bodens verbunden ist. Die tiefere Unterkreide bleibt auf die nördlichen und südlichen Teile Keltiberiens beschränkt²¹⁸⁾ und zeigt zudem brackischen Einschlag.

Auch das Urgo-Aptium hält sich in diesen engen Grenzen (vgl. HAHNE, 1928, S. 19), und erst die an der Grenze von Unter- und Oberkreide stehenden Utrillasschichten leiten eine weitreichende positive Strandverschiebung ein, die sich während der Oberkreide fortsetzt und in einem Sedimentationsgang von groben Sanden über Mergel zu reinen Kalken und einem Vorgeifen der

217) Diese Möglichkeit besteht wegen des Fehlens von Fossilien im tieferen „Buntsandstein“. Man findet sie in der Literatur immer wieder in Betracht gezogen.

218) Zwei große Wealdenbecken sind zu erkennen, je eines im Nordwesten und Südosten Keltiberiens. (Vgl. ROYO Y GOMEZ, Compt. Rend. Soc. geol. Fr. 11, p. 125). Ich möchte es für wahrscheinlich halten, daß eine Verbindung dieser Becken miteinander unter dem heutigen Ebrobecken durch bestand.

Kreide auf die zentrale Meseta ausdrückt. Diese Tendenz bricht zu Ende der Kreidezeit infolge orogener Ereignisse plötzlich ab.

Das durchweg festländische Tertiär zeitigt einen Wechsel von Hebung und Senkung, Abtragung und Sedimentation. Mindestens zwei, vielleicht sogar drei solcher Zyklen haben sich ereignet. Der eine hatte seinen Höhepunkt wohl im Oligozän, der andere im Pontikum.

Ich möchte bei dem letzten Zyklus etwas länger verweilen, einmal, weil diese jungen Vorgänge für die Gestaltung der heutigen Morphologie so bedeutsam sind, dann aber auch, weil sie einigermaßen typisch²¹⁹⁾ und für die Erkenntnis der Sedimentationsbedingungen auch des älteren Tertiärs bedeutsam sind, und schließlich, um das Bild des Jungtertiärs, das auch oben im stratigraphischen Abschnitt mehr berücksichtigt worden ist als die anderen Formationen, zu vervollständigen.

Man muß annehmen, daß die Auffüllung der spanischen Miozänbecken mit einer abwärtigen Bewegung derselben verknüpft war; der ununterbrochene Absatz mächtiger Sedimentmassen weist darauf hin. Zunächst bildeten sich wohl kleine Ablagerungströge mit Seen, aber über diese hinaus gewann nach und nach die Sedimentation gegen außen mehr und mehr an Raum. Wie sich an den Uferhängen der Becken erkennen läßt, geht die Erweiterung des Sedimentationsbereichs in der Weise vonstatten, daß die jeweils nächste Schicht über die vorhergehende hinausgreift. Dabei sind die Beträge der Schichtverschiebung an Steilhängen nur gering, auf flacherem Untergrund dagegen oft recht erheblich. Das ist z. B. am Südostrand des Beckens von Almazán zu erkennen. Während die Schichtbänke der tieferen Horizonte an der Steilwand des Kreidezuges von Alhama abstoßen, greifen die Schichten, sobald sie die Oberkante des Steilhanges erreicht haben, weithin gegen Osten über eine zu tertiärer Zeit hier sich ausdehnende, flache Plateaulandschaft vor und zwar über das Mesozoikum hinweg bis auf das paläozoische Grundgebirge. Während der Zeit der pontischen Paramoskalke endlich sind wenigstens im Gebiet des Jalónflusses die ganzen paläozoischen Atecaberger von Wasser bedeckt — der höchste Punkt zwischen Alhama und Ateca wird von pontischen Kalken gebildet —, und das Becken von Calatayud ist mit dem Becken von Almazán und dadurch mit dem Duero-becken verbunden, und nur noch eine flache — wie die Morpho-

219) Sie mögen Licht werfen auf manche kontinentalen Sedimentbildungen in der Folgezeit größerer Gebirgsbildungen, so auch z. B. des Rotliegenden.

logie zeigt ²²⁰⁾, wenige 100 m hohe — Hügelreihe schaut zwischen den beiden Becken örtlich als Inselzug aus der wasserbedeckten Fläche hervor. So können wir uns große Teile der Oberfläche Spaniens in pontischer Zeit nicht anders als ein weites Seenland in nur geringer Höhe über dem Meeresniveau denken, wobei zwischen den einzelnen Seen meist nur niedrige, flache Hügel- oder Bergzüge aufragten.

Dann erst, in nachpontischer Zeit, hob sich das ganze Gebiet um beträchtliche, in zentraleren Teilen wohl bis fast 1000 m betragende Höhen, und hierdurch kam die Sedimentation zum Stillstand. Diese bedeutsame Hebung war epirogen, jedoch verbunden mit im allgemeinen schwachen Orogenesen, durch die die heutigen Gebirgszüge — die pontischen Inselketten — vielleicht noch etwas stärker hochgewölbt wurden. Die Hebung, die Keltiberien so erfuhr, ist bis jetzt von Bestand geblieben. Die durch sie belebte Erosion schuf das heutige Bild durchfurchter Plateaulandschaften, während die Sierrenzüge Reste jener bereits im Jungtertiär in ähnlicher Morphologie wie heute ausgebildeten Gebirge darstellen.

220) Wenn man auf der Höhe der Atecaberge auf den Quatro Mojones, dem kleinen Denudationsreste der ehemaligen Paramoskalkplatte, steht, so sieht man ein weites, flaches Einebnungsniveau in der Höhenlage dieser Paramoskalke. Man darf annehmen, daß sich auch über dieses die pontischen Kalke ehemals ausbreiteten und heute nur infolge der Denudation fehlen. Einzelne Bergkuppen, so z. B. die des Alto Cruz im Norden, ragen über das weite Plateau hinweg, und diese möchte ich für alte Inselberge innerhalb der pontischen Seen halten.

Abb. 63 (Tafel XI) gibt ein Bild dieser Landschaftsentwicklung. Die Höhen des Vorder- und Mittelgrundes bilden deutlich ein Plateau, bis zu deren Niveaufläche sowohl die flachwelligen paläozoischen Höhen (rechte Bildseite) als auch der scharfe Muschelkalkgrat (in der Bildmitte von vorn nach hinten gehend) abgetragen sind. Überall finden sich auf diesem alten Plateau Reste von Tertiär. Die eben noch sichtbare Höhe im Hintergrund rechts ist der Alto Cruz.

III. Hauptteil: Tektonischer Bau.

Vorbemerkungen.

Es bleibt noch das Problem des tektonischen Aufbaus des keltiberischen Grundgebirges und dessen Stellung im variscischen Gebirge Gesamtspaniens zu erörtern. Um den umfangreichen Stoff des Beobachtungsmaterials übersehen zu können, werden wir ihn den Einzelabschnitten des variscischen Gebirges entsprechend ordnen, wobei die Einteilung der natürlichen Gliederung dieses tektonischen Gebildes folgen muß²²¹).

Wir legen durch das Gebirge einen Hauptteilungsstrich in NNW-SSO-Richtung, der von Ciria ausgehend²²²), zunächst dem Ostrande der Westlichen Iberischen Ketten folgt und dann durch die Ortschaft Ateca über den Santa Cruz-Berg gegen Cubel und Monreal del Campo zieht. Das östlich von dieser Linie gelegene Gebiet bildet gewissermaßen eine tektonische Einheit; wir behandeln es im ersten Abschnitt des Folgenden. In einem zweiten Abschnitt werden wir uns mit der westlich jener ersten gelegenen Gebirgszone befassen, die den westlichen Teil der Ateca-Berge und die paläozoischen Vorkommen der Hesperischen Ketten umschließt. Ein dritter Abschnitt soll dem in noch größerer Entfernung gegen Westen gelegenen östlichen Guadarramagebirge und ein vierter schließlich den kleinen Aufwölbungen von Grundgebirge innerhalb der Küstengebiete im Südosten Keltiberiens gewidmet sein.

Um bei den Erörterungen des tektonischen Baues dieser Gebiete zu einem nachprüfbaren Ergebnis zu kommen, ist es nötig, zunächst die wichtigsten Einzelbeobachtungen aufzuführen und eine Analyse der natürlichen Erscheinungsbilder zu geben. Dieser Weg ermüdender Sammelarbeit vermittelt uns zunächst eine Übersicht über das vorhandene Tatsachenmaterial; weiterhin aber werden wir — allein auf diesem aufbauend und unter Auswahl des Wesentlichen und Charakteristischen — auf synthetischem Wege zu

221) Zunächst wird diese Einteilung künstlich erscheinen. Erst nach der Erörterung des Bauplans der keltiberischen Varisciden werden die Gesichtspunkte der Einteilung verständlich werden.

222) Vgl. die Übersichtskarte (Taf. I).

Gesamtvorstellungen vom Bau der einzelnen Gebirgsabschnitte zu kommen versuchen. So besteht der Untersuchungsgang aus jeweils zwei Stufen, einer analytischen und einer synthetischen. Die so erhaltenen Sammelbilder der einzelnen Gebirgsabschnitte werden wir zum Schluß zu einem einheitlichen Gesamtbilde zusammenfassen, das wir schließlich in den Rahmen der großen Gebirgszusammenhänge des spanischen Variscikums einzufügen versuchen werden.

Neben diesen Erörterungen wird in besonderen Kapiteln das tektonische Gepräge junger, postvariscischer orogener Ereignisse betrachtet werden, um so eine Vorstellung von den Umformungen zu erhalten, die das variscische Gebirge in späterer Zeit erhielt. Wir werden hierzu einige untereinander verschieden gebaute Einzelstücke des saxonischen Gebirges heranziehen und ihren Feinbau untersuchen. Hierbei gewinnen wir Anschauungen vom Typus der jungen Faltung, den wir dann mit dem der älteren vergleichen werden, um womöglich Unterscheidungsmerkmale zu gewinnen, die eine Trennung alter und junger tektonischer Elemente auch inmitten variscischer Gebirgsstücke ermöglichen. Zum Schluß werden Beispiele des Einflusses jüngerer Vorgänge auf das alte Faltungsbild angeführt werden.

A. Einzelabschnitte des variscischen Gebirges.

I. Das Iberische Gebirge östlich der Linie Ciria-Ateca-Monreal.

a) Tektonische Analyse (Einzelbilder).

1. Die geneigte Schichtplatte der Westlichen Iberischen Ketten (westlich der Jiloca).

Geht man von Daroca aus westwärts über Valconchán nach Santed oder von Murero aus zur Eremita de Santa Bárbara, so überschreitet man eine fast gleichförmig gegen Südwesten einfallende Schichtfolge und gelangt dabei aus dem Mittelkambrium des Jilocatales durch die gesamte Ablagerungsreihe des Oberkambriums bis zum Armorikanischen Quarzit des tiefen Silurs.

Dieses ganze, mächtige Schichtsystem fällt fast überall gleichförmig um 30—40° gegen Südwesten ein, ohne bedeutsame Spezialfaltung aufzuweisen. Wie das etwa 12 km lange Profil der Abb. 13 zeigt, treten nur schwache, wellenförmige, für den Gesamtbau bedeutungslose Schichtverbiegungen auf. Im allgemeinen fehlen

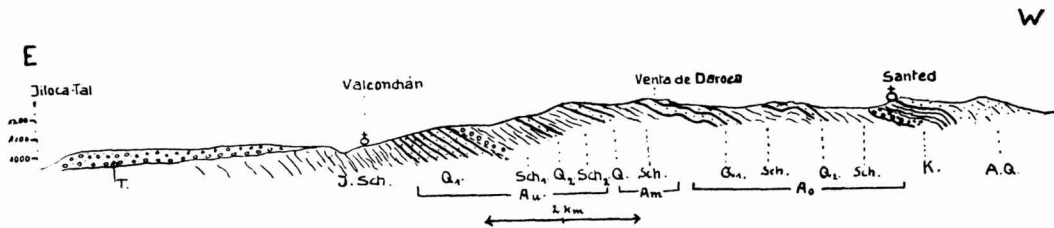


Abb. 13. Profil durch die Westlichen Iberischen Ketten längs der Linie Santed—Daroca. Maßstab 1:100 000.

- T. Jungtertiär
 - J. Sch. Jilocaschichten
 - A.u. Untere Atecaschichten
 - Q₁. Basalquarzit
 - Sch₁. Untere Schiefer
 - Q₂. Oberer Quarzit
 - Sch₂. Obere Schiefer
 - A.m. Mittlere Atecaschichten
 - Q. Quarzite
 - Sch. Schiefer
 - A.o. Obere Atecaschichten
 - Q₁. Horizont der vorwiegenden Quarzite
 - Sch. u. Q₂. Horizont der vorwiegenden Schiefer
 - K. Konglomerate an der Silurbasis
 - A. Q. Armorikanischer Quarzit
- (Vgl. die Gliederung der Atecaschichten auf S. 38).

streichende Störungen in dem ganzen Gebietsstreifen zwischen Daroca und Santed; und dort, wo solche auftreten — wie westlich von Murero und westlich von Valconchán — sind sie sicher oder doch höchstwahrscheinlich jünger als die variscische Tektonik und zeigen keinen Überschiebungscharakter. So geht ein Graben mit Buntsandstein und Muschelkalk westlich von Murero gegen Südost in eine Störung über, die wegen weitgehender Posthumität alter und junger Gebirgsbildung fast wie eine alte, variscische Störung erscheint. Auch Querverwerfungen sind nicht so häufig, wie man sonst im paläozoischen Gebirge gewohnt ist. So geht die weithin sichtbare, aus den Quarziten an der Basis der Mittleren Atecaschichten gebildete Felsrippe²²³⁾, die den Berghang südlich des Weges Valconchán-Santed krönt, in nordwest-südöstlicher Richtung ganz gleichförmig als Geländekante in ständig gleicher Höhe durch, und nur an ganz wenigen Stellen — so am Wege von Valconchán nach Santed — ist sie an Querverwerfungen auf ein Stück um geringe Beträge abgesunken.

223) In Abb. 13 mit Q unter Am bezeichnet.

So scheinen die Westlichen Iberischen Ketten zwischen Daroca und Santed ein Gebiet äußerst ruhiger Tektonik zu sein, die als einzigen stärkeren Effekt lediglich eine Schrägstellung der Schichten bewirkte.

In Zusammenhang hiermit steht der nur sehr geringe Beanspruchungsgrad der Gesteine. So tragen die mittelkambrischen Mergel zwischen Murero und Villafeliche das Gepräge mesozoischer Bildungen schwachgefalteter Vorlandräume; sie lassen nur lokal einmal eine leichte Schieferung erkennen, und ebenso zeigen die milden Schiefer der verschiedenen tonigen Horizonte der Ateca-Schichten keine sekundäre, sondern nur eine primäre Schieferung.

Alle diese Erscheinungen sind nicht nur örtlichen Ausmaßes, sondern scheinen sich über den ganzen Gebietsraum von Calamocha im Süden bis hinauf in die Umgebung von Villafeliche auszudehnen.

Nur an letztgenannter Stelle, zwischen Villafeliche und Cubel, beobachtete ich eine etwas stärkere Spezialfaltung. Aber die Einzelfalten zeigen, wie sich östlich von Altéa am Weg nach Villafeliche gut beobachten läßt, sehr regelmäßigen Bau; sie stellen flache, großzügige, weite Wellen ohne die Merkmale einseitig gerichteter Bewegungen dar. Die Achsen der Spezialfalten scheinen gegen Südost einzufallen, sich gegen Nordwest aber herauszuheben, sodaß man sich hier in dem Auftauchgebiet einer Sattelzone zu befinden scheint.

Westlich von Atéa, im Raum der Sierra de Santa Cruz, wo sich die weißen Quarzite der Silurbasis über das Oberkambrium legen, herrscht ebenfalls eine stärkere Tendenz zur Spezialfaltung. Aber auch hier sind die Falten sehr gleichförmig; sie bilden Wellen großer Spannweite.

Zusammenfassend kann man als charakteristisch für den Bau diejenigen Teile Keltiberiens, die zwischen der Jiloca-Niederung und der Linie Ateca-Monreal liegen, den geringen Grad tektonischer Dislokation hervorheben; die Schichten bilden eine einheitliche, schwach gegen Westen geneigte Platte, die nur stellenweise flachwellig verbogen ist. Das Gestein ist kaum geschiefert oder sonstwie beansprucht.

2. Die Schuppenstruktur des Jalóntales.

Zwischen den kleinen Ortschaften Huérmeda und Paracuellos ist entlang dem Jalóntal ein Profil durch die Östlichen Iberischen Ketten z. T. prächtig aufgeschlossen. Die tektonischen Verhältnisse sind von mir in einer Spezialkarte (Abb. 14) und zwei Pro-

filen (Abb. 15) zur Darstellung gebracht (vgl. auch die geologische Übersichtskarte, Tafel I). Bei der nachfolgenden Beschreibung wird hierauf Bezug genommen.

Wenn man von Calatayud aus auf der nördlichen Jalónseite den Weg nach Huérmeda geht, so trifft man nach Überschreiten der Bahnlinie Calatayud - Zaragoza auf quarzitische Gesteine (Daroquarzit), an die das Tertiär des Calatayuder Beckens in Randfazies angelagert ist²²⁴). Obgleich sie flachwellig verbogen und schwach spezialgefaltet sind, ist doch das überwiegende Einfallen gegen Südwesten gerichtet, sodaß unter ihnen weiter abwärts im Jalóntal das Liegende, nämlich Huérmedaschiefer, zu Tage tritt, unter denen weiterhin Ribotadolomit folgt (vgl. Abb. 15, Profil 2). Der letztere ist leicht sattelförmig gewölbt und stößt so gegen eine streichende, aber nicht weit aushaltende Verwerfung. Diese hat auch keine erhebliche Sprunghöhe, und so tritt östlich derselben bald das Liegende des Ribotadolomits zu Tage, das weiter nordwestlich am Ribotafluß in normalem Verband zum Ribotadolomit²²⁵) zu beobachten ist, die Bunten Jalónschichten. Sie sind an der Flußschlinge des Jalón beim Dorf Huérmeda in steilen Felswänden prächtig aufgeschlossen und werden hier von Embider Grauwacken normal unterlagert. Diese sowohl wie die Jalónschichten fallen fast gleichförmig unter ca. 45° gegen Südwesten ein. An der Flußbiegung nördlich des Dorfes Huérmeda aber rennen sie längs einer streichenden Störung gegen Ribotadolomit, der selbst zu einer Mulde mit steilstehendem bis überkipptem Südflügel zusammengeschoben ist. Dieser Dolomit baut auch die mächtigen Felswandungen auf der gegenüberliegenden Seite des Flusses auf. Zwischen den Embider Grauwacken und dem Ribotadolomit ist noch ein schmaler, ganz ausgequetschter Streifen von Jalónschichten vorhanden, die von Störungen durchschwärmt sind. Es ist beachtenswert, daß diese Störungszone ein wenig östlich des Jalóntales selbst von einem Quersprung verworfen wird, [der in dem kleinen Tälchen, das sich nordöstlich von Huérmeda hinaufzieht, dem Barranco de San Blas, aufgeschlossen ist.

Verfolgt man das Jalóntal weiter abwärts, so bleibt man lange Zeit in der Nähe der Störungszone, da der Jalón selbst derselben folgt. Sie hat wie das Flußtal bis zur Mündung der Ribota zu-

224) Vgl. Abb. 73 und 74 (Tafel XVI).

225) Hierher ist das Profil 2 der Abb. 15 gelegt. Infolgedessen ist die Störung im Profil nicht getroffen.

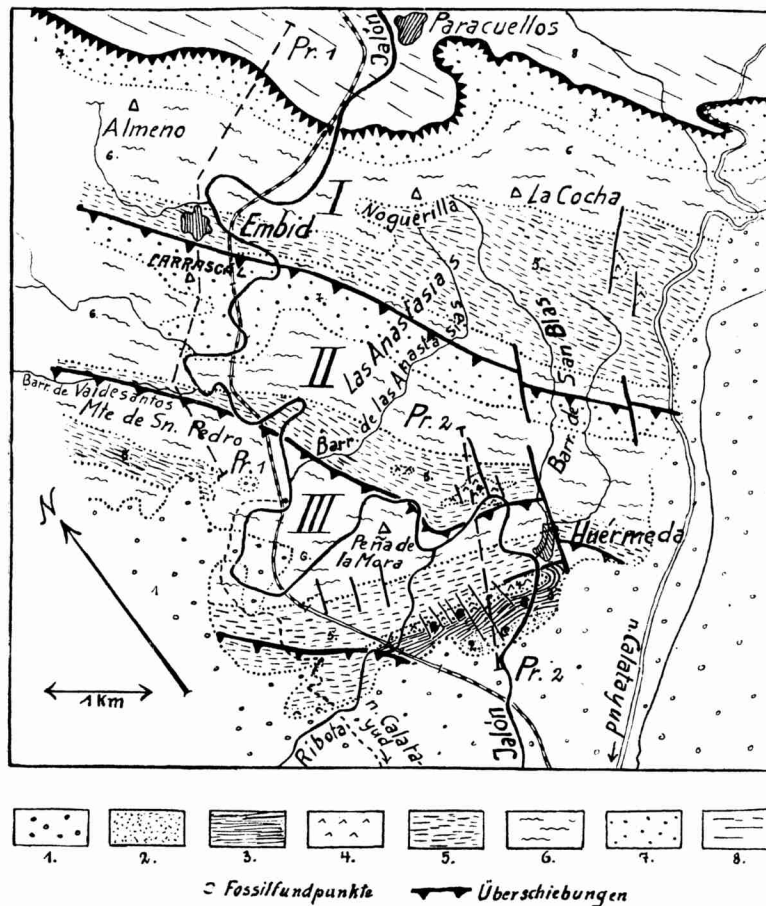


Abb. 14. Kartenskizze der kambrischen Gebiete beiderseits des Jalón zwischen Huérmeda und Paracuellos im Östlichen Iberischen Gebirge. Maßstab ca. 1 : 70 000.

1. Tertiär des Beckens von Calatayud
2. Darocaquarzit
3. Huérmedaschiefer
4. Ribotadolomit
5. Bunte Jalónschichten
6. Embider Schichten
7. Bámbolaquarzit
8. Paracuellosschiefer

Pr. 1 und Pr. 2: Profilinien

I, II, III: tektonische Einheiten (Schuppen)

nächst einen westnordwestlichen Verlauf; dann aber biegt sie in gleicher Weise wie der Jalónfluß gegen Norden um²²⁶⁾.

²²⁶⁾ Abb. 56 (Tafel VII) gibt einen Blick in diesen Teil des Jalóntales von

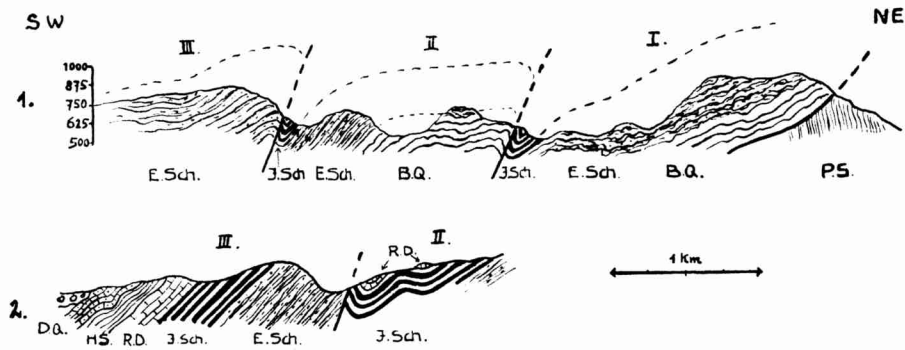


Abb. 15. Profile durch die Östlichen Iberischen Ketten zwischen Huérmeda und Paracuellos. Maßstab 1:100 000.

- D. Q.* Darocaquarzit
- H. S.* Huérmedaschiefer
- R. D.* Ribotadolomit
- J. Sch.* Bunte Jalónschichten
- E. Sch.* Embider Schichten
- B. Q.* Bámbolequarzit
- P. S.* Paracuellosschiefer

Die Lage der Profilinien ist aus Abb. 14 ersichtlich.

Nördlich der Peña de la Mora verläßt sie jedoch das Tal, indem sie nach Norden weiterzieht, während sich der Fluß gegen Westen wendet (vgl. ständig Abb. 14). Sie bleibt aber auch hier noch morphologisch ausgeprägt, indem sie eine deutliche muldenförmige Eindellung in dem Bergzuge südlich des Barranco de las Anastasias hervorruft. Am Südostfluß des Monte de San Pedro trifft sie wieder das Jalóntal. Hier beginnt sie einen mehr nordnordwestlichen Verlauf anzunehmen und biegt in den Barranco de Valdesantos ein.

So hat die streichende Störung, welche die Trennungslinie zweier schuppenförmiger Einheiten darstellt, von denen wir die nordöstliche als Schuppe II, die südwestliche als Schuppe III bezeichnen wollen, im großen und ganzen einen nordnordwestlichen Verlauf; nur nördlich von Huérmeda ist sie auf eine Strecke von 1 km in scharfer Torsion gegen Osten gebogen, was offenbar in

der Höhe nordwestlich von Huérmeda aus. Die Blickrichtung ist Nordnordost. Der Berg im Vordergrund links des Jalónflusses ist die Peña de la Mora, die von Embider Schichten aufgebaut ist (vgl. Abb. 14). Die zebraartig gestreiften Schichten in der Mitte des Bildes bei der hinteren Flußschlinge sind Bunte Jalónschichten. Man erkennt deutlich die steil gegen Westen einfallende Störung zwischen diesen und den Embider Schichten (kurz vor der Stelle, wo der Jalón gegen links hinter der Peña de la Mora verschwindet). Die Höhe rechts oben wird gekrönt von Ribotadolomit, der den Bunten Jalónschichten normal auflagert.

enger Beziehung zur Querstörung von Huérmeda steht, die überhaupt den Charakter einer Blattverschiebung trägt. Die Schichten der Schuppe III südwestlich der Störung streichen vollständig parallel der Störungslinie und machen deren Verbiegungen mit; so zeigen sie in dem Raum, in welchem die Störung anomal streicht, ebenfalls einen anomalen Verlauf. Hierdurch kommt es zustande, daß in dem ganzen Gebiete die gleichen Grauwacken an der Westseite der Störung abstoßen. Östlich derselben zeigen dagegen die Schichten einen etwas anderen Verlauf, indem die Ribotadolomite, die sich nördlich von Huérmeda finden, weiter im Nordwesten ausspitzen, bis nordöstlich des Monte de San Pedro tiefere Teile der Jalónschichten gegen die Störung grenzen.

Alles in allem verhält sich die streichende Störung wie eine Schichtgrenze innerhalb der Schuppe III.

Die Schuppe II, die im Bereich des Jalóntales den Raum zwischen dem Barranco de Valdesantos und der Ortschaft Embid einnimmt, besteht aus einer zunächst gleichförmig gegen Westen einfallenden Schichtfolge von Bunten Jalónschichten, Embider Schichten und deren Liegendem, dem mächtigen Bámbolaquarzit, der in der vorigen Schuppe nicht beobachtet wurde. Die Bänke des Bámbolaquarzits, die zunächst auch gegen Westen fallen, beginnen bald eine etwas stärkere, wenn auch flache Spezialfaltung anzunehmen, weiter gegen Ost aber legen sie sich flach und biegen schließlich um; sie beschreiben also im großen und ganzen einen großen, flachgekrümmten Bogen (vergl. Abb. 15, Profil 1). Am Ausgang des Tunnels südlich von Embid rennt der Bámbolaquarzit längs einer streichenden Störung wieder gegen jüngere Bildungen an, nämlich gegen Bunte Jalónschichten, auf die weiter im Süden noch ein Rest von Ribotadolomit aufgelagert ist.

So beginnt gegen Osten eine weitere tektonische Einheit, die wir als Schuppe I bezeichnen wollen. Sie nimmt den Raum zwischen Embid und Paracuellos ein und besteht wie die Schuppe II aus Bunten Jalónschichten, Embider Schichten und Bámbolaquarzit. Der Habitus der Schichten, vor allem der der Embider Grauwacken und der des Bámbolaquarzits, ist jedoch ein ganz anderer. Die Embider Schichten sind ebenso wie die Jalónschichten an den steilen Berghängen nördlich und östlich von Embid de la Ribera äußerst stark spezialgefaltet, die Grauwacken und selbst die Bámbolaquarzite, die in der vorigen Schuppe eine durchaus gesunde, feste Struktur zeigten, sind vollständig durchgeschiefert.

In den Bahneinschnitten östlich von Embid weisen die Schichten sehr oft eine senkrechte Lagerung auf. Dieses ist die Folge einer

intensiven Zusammenstauchung, indem die einzelnen Bänke in engen, kurzen Falten mit senkrechten, parallelen Schenkeln aneinandergepreßt sind. Das Ausmaß der Einzelfalten überschreitet dabei Beträge von mehreren Metern selten, sodaß — obgleich im Einzelaufschluß alles senkrecht zu stehen scheint — die größeren Schichtkomplexe an den Hängen der Noguerilla doch dem Blick aus der Ferne eine fast horizontale, flach westwärts geneigte Lagerung offenbaren. In der Nähe von Paracuellos erreicht man die Ostgrenze der Schuppe I, und hier zeigen sich besondere Verhältnisse, die in einem späteren Abschnitt eingehender erörtert werden.

Das Gebiet zwischen Huérmeda und Paracuellos besteht also aus einer sich mehrfach wiederholenden, durchweg gegen Westen einfallenden Folge von Schichten vorwiegend des Unteren, aber auch des Oberen Unterkambriums, die an- oder aufeinander geschuppt sind, wobei die beiden östlichen Schuppen die Schichtglieder vom Bámbolaquarzit bis zum Ribotadolomit umfassen, während in der westlichen die Schichtfolge insgesamt jünger ist, indem sie nicht so tief hinabreicht und auch noch jüngere Schichtglieder als den Ribotadolomit enthält.

Die Verhältnisse lassen sich so deuten, daß zwei Muldenzüge, deren Achsenverlauf den Schuppen Grenzen entspricht, von Westsüdwesten her überschoben sind, wobei die gesamte Schichtfolge ein Einfallen gegen Westsüdwesten erhalten hat. In den einzelnen Mulden treten nach Süden hin jüngere Schichten auf, und so werden die Überschiebungsbeträge gegen Süden hin größer. Das ist bei den Schuppen I und II der Fall, wo der Ribotadolomit gegen Norden auskeilt; und auch in der Schuppe III gehen die jungen Bildungen, wie man beim Weiterverfolgen der Muldenzone über die Ribota hinaus erkennt, ebenfalls gegen Nord zu Ende. Es zeigt sich dabei zweifelsfrei, daß die tektonische Schubbewegung überall gegen Osten gerichtet ist; das generelle Einfallen geht nämlich gegen Westen und auch die Einzelmulden sind von Westen her — wengleich längs nur steiler Störungen — überschoben.

Diesen schuppenförmigen Aufbau weist das gesamte Gebirge von der Straße Daroca-Zaragoza südlich des Jalón bis nordwärts gegen die Sierra de la Virgen auf.

3. Der Deckenbau zwischen Daroca und Sn. Martín.

Zwischen dem eigentlichen Tertiärbecken von Calatayud und dem von diesem getrennten, schmalen Sonderbecken des Jilocatales liegt eine Schwelle kambrischer Gesteine, die bei Villafeliche und

Calamocha mit dem Paläozoikum der Montes de Ateca in Zusammenhang steht, im Mittelgebiet jedoch einen oft nur wenige hundert Meter breiten, gesonderten Rücken bildet²²⁷).

Dieser eigenartige, während des Tertiärs von der Denudation verschonte kambrische Rücken hat eine hohe Bedeutung für die Erkenntnis der tektonischen Struktur der keltiberischen Varisciden. Da in ihm die Schichten und die Spezialfalten nicht genau parallel der Längsachse streichen, treten in seinem Bereich nach und nach verschiedene Schichten unter dem Tertiär des Beckens von Calatayud hervor, sodaß längs seiner Flanke ein Profil durch dieses Grundgebirgsstück beobachtbar ist; allerdings durchschneidet dasselbe die Schichten unter einem sehr spitzen Winkel, da die Abweichung der Strukturlinien von der Richtung der Schwelle nur gering ist.

Im nordwestlichen Teil dieser Barre, im Gebiet zwischen Villafeliche und Daroca, fallen die Schichten durchweg gegen Westsüdwesten ein, sodaß man, wenn man dem Jilocalatal von Nordwest gegen Südost — von Villafeliche gegen Daroca — folgt, allmählich in immer ältere Schichten kommt. So durchschreitet man zunächst die Villafelicheschichten, dann die Mureromergel, darauf den Darocaquarzit und die Huérmedaschiefer und erreicht schließlich bei Daroca selbst den Ribotadolomit, der in den steilen Felswänden des engen Tales, in welchem Daroca liegt, ansteht.

Schon hier bemerkt man, daß der untere Teil des Ribotadolomits stark mylonitisiert ist und daß die unter dem Dolomit stellenweise auftretenden Gesteine nicht das normale Liegende sind. Es bleibt kein Zweifel, daß die Basis des Dolomits eine Störung darstellt. Man kann aber nicht entscheiden, ob ähnliche Schuppungserscheinungen wie die aus dem Jalóntal beschriebenen bestehen oder ob bestimmte Sonderverhältnisse vorliegen.

Aufschluß hierüber kann man jedoch weiter im Südosten, im Gebiet zwischen Daroca und der Ortschaft Sn. Martín, die 5 km südöstlich der erstgenannten Stadt im Jilocalatal liegt, erhalten. Die tektonischen Verhältnisse dieses Gebiets sind aus der in Abb. 20 gegebenen Übersichtsskizze zu entnehmen. Die Schichten fallen in diesem Bereich nicht mehr wie nordwestlich von Daroca gleichförmig gegen Westen ein, sondern zeigen eine großwellige Faltung. So zieht sich unmittelbar südöstlich von Daroca ein Sattel durch, auf den gegen Südosten eine Mulde und darauf im Gebiet von Sn. Martín ein zweiter Sattel folgt; weiterhin schließt sich an

227) Vgl. die Übersichtskarte (Tafel I).

diesen erneut eine Mulde an. Ich nenne den ersten dieser beiden Sättel „Daroca-Sattel“ und den zweiten „Sn. Martín-Sattel.“

Für die tektonische Auffassung sind die Verhältnisse in den Kernen der Sättel von grundlegender Bedeutung. Sie bedürfen daher einer eingehenderen Darstellung. Ich beginne die Einzelbeschreibung mit dem Gebiet von Sn. Martín.

α. Der Bau des Gebietes von Sn. Martín²²⁸).

Ich beginne die Beschreibung des in Abb. 16 in Spezialkartierung dargestellten Gebiets von Sn. Martín mit der im Nordwesten erkenntlichen, rundum von jungen Ablagerungen eingeschlossenen Grundgebirgsinsel. Diese besteht im wesentlichen aus einer gegen Westen einfallenden Platte von Ribotadolomit, der von Huérmedaschiefern überlagert wird. Am Nordrande der Insel wie auch an ihrer Südostecke — bei Punkt *a* — ist an engbegrenzten Stellen das Liegende des Dolomits sichtbar. Dieses besteht nun aber nicht aus der normalen Unterlage der Ribotadolomite, den Bunten Jalónschichten, sondern aus einem Schiefermylonit, dessen tektonische Bedeutung hier nicht feststellbar ist.

Südlich hiervon, jenseits des schutterfüllten Tales, welches die nördliche Grundgebirgsinsel von dem Hauptgebiet abtrennt, erscheint im Fortstreichen der gegen Westen geneigten Ribotadolomitplatte der Mylonit an deren Basis wieder; und es tritt unter ihm noch das tiefere Liegende hervor. Es ist hier klar ersichtlich, daß der Mylonit eine bedeutsame tektonische Grenze darstellt, indem er zwei verschiedene Schichtsysteme trennt. Von diesen wollen wir das untere einstweilen als System I bezeichnen — gegenüber dem Ribotadolomit und dessen Hangendem, dem System II.

Das erstere baut, wie aus Abb. 16 ersichtlich ist, den größeren Hügelkomplex auf, der etwa die Mitte der Skizze einnimmt. Der Ribotadolomit des Systems II liegt dem System I bei Punkt *b* mit einer Neigung von ca. 30° auf, er zieht als Felsbank am Berghang hinauf, wobei er allmählich schmaler wird²²⁹); schließlich löst sich — bei Punkt *c* — eine mylonitisierte Klippe ganz von der Dolomitplatte ab²³⁰). So tritt weithin das System I ohne die

228) Vgl. ständig Abb. 16. Zur Erleichterung der Orientierung sind in der Kartenskizze an den tektonisch bedeutungsvollen Punkten die Buchstaben *a* bis *j* eingetragen. Im Text wird auf diese verwiesen werden.

229) Vgl. Abb. 45 und 46 (Tafel II), die einen Anblick von Süden her auf die Dolomitwand wiedergeben.

230) Siehe Abb. 47 (Tafel III).

Decke des Dolomits zu Tage. Gegen Südosten aber legt sich wieder der Dolomit des Systems II darüber und zwar zunächst in ziemlich flacher Lagerung, dann aber mit stärkerer Neigung gegen Osten. Er ist hier ebenso wie auf der anderen Seite an seiner

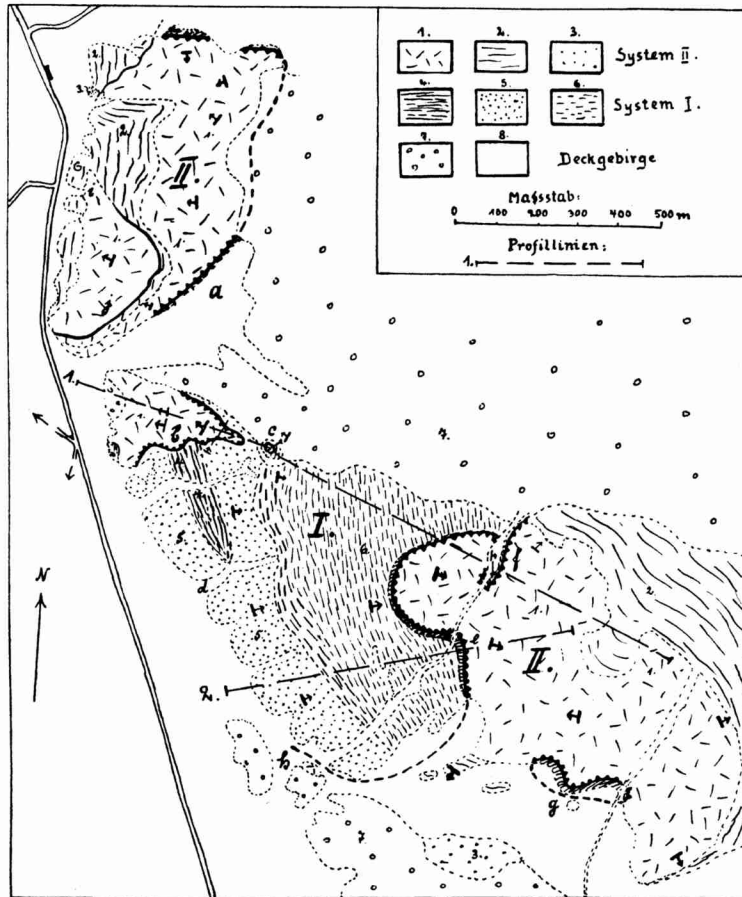


Abb. 16. Geologische Karte des Deckensattels von Sn. Martín.
Maßstab ca. 1 : 19 000.

- | | |
|--------------------------------|--|
| 1. Ribotadolomit | } innerhalb des oberen tektonischen Systems |
| 2. Huérmedaschiefer | |
| 3. Darocaquarzit | |
| 4. Huérmedaschiefer | } innerhalb des unteren tektonischen Systems |
| 5. Darocaquarzit | |
| 6. Mureroschichten | |
| 7. Tertiär | } Deckgebirge |
| 8. Diluvium und Alluvium | |
| 1 und 2: Profilinien | |
| a bis j: vergl. Anmerkung 228. | |

Basis mylonitisiert; überlagert wird er weiter im Osten von Huérmedaschiefern und von Darocaquarzit genau so wie im Westen, nur fallen hier die Schichten gegen Osten ein. Bei dieser Sachlage kann kein Zweifel bleiben, daß man die östlichen Dolomitmassen, die gegen Osten einfallen, durch die Luft mit den westlichen zu verbinden hat; man erhält so einen weitspannigen Sattel, dessen Dach in der Mitte durch Erosion zerstört ist, sodaß hier das Liegende, das ein besonderes tektonisches System darstellt, frei zu Tage tritt.

Das letztere, das System I, besteht stratigraphisch aus folgenden Schichten, die in verschiedenen Tälern — so besonders in dem auf der Karte mit *d* bezeichneten — zu beobachten sind:

4. Bläuliche und grünliche, durch dolomitische Kalkklinsen und Kalklagen gebänderte Mergel,
3. Weiße und graue Quarzite,
2. Biotit führende Schiefer,
1. Biotit führende Schiefer mit einzelnen Dolomitbänken.

Petrographisch stimmt Horizont 4 vollkommen mit den tieferen Mureroschichten überein, Horizont 3 mit dem Darocaquarzit, 2 mit den Huérmedaschiefern, und 1 könnte die tiefsten Übergangsschichten der Huérmedaschiefer zum Ribotadolomit umfassen. Petrographische Übereinstimmung und ordnungsgemäßer stratigraphischer Verband zwingen zu dieser Parallelisierung, zumal eine analoge Schichtfolge in anderen Teilen des Kambriums nicht auftritt. Das tiefere tektonische System I ist also petrographisch vollkommen verschieden von dem normalen Liegenden der Ribotadolomite, der Basalschichten des Systems II, dagegen petrographisch ident mit dem normalen Hangenden derselben, und das ist nicht anders zu deuten, als daß die Basis des Systems II eine Überschiebung darstellt. Diese Überschiebung hat den Charakter einer Deckenüberschiebung, da sie nicht nur flach, sondern sogar sattelförmig gewölbt ist.

Betrachten wir die tektonischen Phänomene etwas eingehender. Wir haben hierbei auf drei tektonische Elemente besonders zu achten:

1. den Verlauf der Überschiebungsfläche und die Erscheinungen an derselben,
2. die Lagerungsverhältnisse der Schichten im hangenden tektonischen System,
3. die Lagerungsverhältnisse der Schichten im liegenden tektonischen System.

Wie aus den Profilen der Abb. 17 ersichtlich, ist die sattelförmige Wölbung der Überschiebungsfläche nicht ganz gleichmäßig, indem der östliche Flügel ein wenig steiler zu sein scheint als der westliche. Erheblicher als dieser Unterschied sind

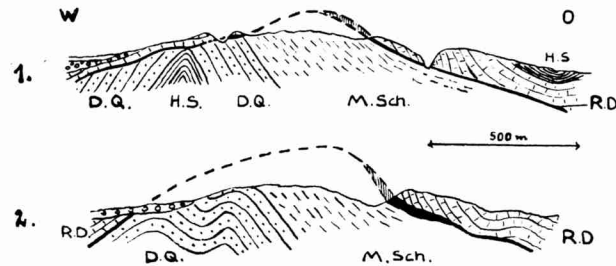


Abb. 17. Profile durch den Deckensattel von Sn. Martín.
Maßstab 1 : 25 000.

M. Sch. Mureroschichten
D. Q. Darocaquarzit
H. S. Huérmedaschiefer
R. D. Ribotadolomit.

Die Lage der Profillinien ist aus Abb. 16 ersichtlich.

Verschiedenheiten in der Mylonitbildung. So ist auf der Westseite des Deckensattels der Ribotadolomit selbst zwar stark zerbrochen²³¹⁾, aber der Zusammenhang der Bänke ist doch gewahrt geblieben. Nur in unmittelbarer Nähe der Überschiebung ist „Lochseitisierung“ eingetreten, indem hier die Gesteine weitgehend zerquetscht und ausgewalzt sind, wie z. B. sehr schön unterhalb der kleinen Dolomitklippe an Punkt *c* zu beobachten ist²³²⁾. Aber diese Zone ist noch nicht 1 m mächtig.

Anders jedoch ist es auf der Ostseite des Gewölbes. Hier ist der Mylonit zwischen den beiden tektonischen Einheiten außerordentlich mächtig. So erreicht er bei Punkt *e* der Kartenskizze, wo er sehr schön zu beobachten ist, eine Mächtigkeit von ca. 30 m und zeigt ein überaus buntes Bild²³³⁾, in dem alle Farben von tiefem Violett bis zu intensivem Grün vertreten sind. Trotz starker Durchbewegung sind an diesen Farbunterschieden einzelne

231) Abb. 49 (Tafel IV) gibt ein Bild der Mylonitbildung auf dieser Seite des Sattels. Die Dolomite sind zerbröckelt und zerstückelt.

232) Eine Teilansicht der Überschiebungsbasis gibt Abb. 48 (Tafel III). Man erkennt sehr deutlich die starke Durchbewegung des Gesteins.

233) Abb. 50 (Tafel IV) gibt ein Bild dieses Mylonitlagers. Leider kommt in der Photographie die eindrucksvolle Buntheit des wirklichen Anblicks nicht zum Ausdruck.

Bänke zum Teil auf längere Strecken hin zu erkennen; sie sind bald lang ausgezogen, bald intensiv zusammengestaucht und gefältelt, bald in Einzelstücke aufgelöst, die übereinandergeschoben sind. Das Bild ist so wirkungsvoll und lebendig, daß man das Gestein noch sich bewegen zu sehen glaubt. Im unteren Teil walten grünliche Farben eines mergeligen Mylonits mit gelblichen Dolomitresten vor. Mit scharfem Schnitt liegt darüber ein intensiv dunkelvioletter, blauer oder völlig schwarz gefärbter Mylonit, der aus Resten von Bunten Jalónschichten, dem Liegenden des Ribotadolomits, bestehen könnte. Es erweckt den Anschein, als ob hier Elemente des liegenden und des hangenden tektonischen Systems miteinander vermengt seien.

Gegen Osten wird der Mylonit geringmächtiger; denn weiter östlich, bei Punkt *f*, ist zwischen dem hangenden und liegenden tektonischen System ein Mylonit von der Ausbildung und Mächtigkeit des oben beschriebenen nicht mehr entwickelt; zwischen den beiden tektonischen Systemen ist nur eine normale Durchbewegungszone vorhanden²³⁴).

So liegt die Mylonitmasse als mächtige Linse auf dem östlichen Abfall des Deckengewölbes; sie verschwächt sich sowohl zum Dach des Gewölbes wie auch zum tieferen Teil des Ostabhanges hin.

Die Schichten des hangenden tektonischen Systems folgen im großen und ganzen dem sattelförmigen Verlauf der Überschiebungsfläche, wie schon oben bei der Skizzierung der Lagerungsverhältnisse des Ribotadolomits angedeutet ist. Allein auf der Sattelostseite besteht ein erheblicher Unterschied in der Neigung der Bänke des Ribotadolomits und der Überschiebungsfläche. Hier sieht man nämlich bei Punkt *f* der Kartenskizze (siehe auch Profil 1, Abb. 17) die einzelnen Bänke des überschiebenden mylonitisierten Dolomits steil bis überkippt stehen und so mit ihrer Stirn gegen die hier flach ostfallende Überschiebungsfläche stoßen, sodaß gegen Osten stellenweise die Huérmedaschiefer die Basis des hangenden Systems bilden, während die Ribotadolomite überhaupt ausgemerzt sind²³⁴).

Gegen Ost folgt hier leider Tertiär; man darf aber aus den Erscheinungen weiter im Südosten schließen, daß sich allmählich in dieser Richtung die Schichten wieder flacher legen.

Wenn wir nun das liegende tektonische System betrachten, so will es auf den ersten Blick scheinen, als ob dieses eine von dem des hangenden unabhängige Eigentektonik vollführe.

234) Siehe Abb. 51 (Tafel V).

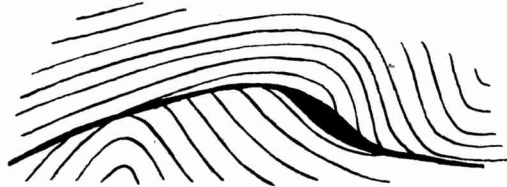


Abb. 18a. Schematisches Profil durch den Deckensattel von Sn. Martin.

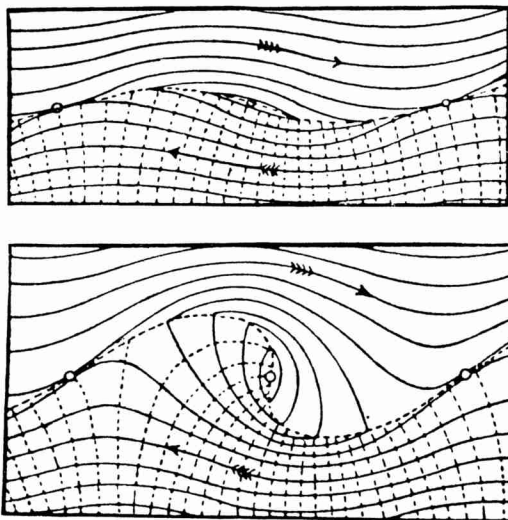


Abb. 18b. Wellige Grenzfläche (oben) und Wirbelbildung (unten) nach schematischer Darstellung von L. PRANDTL.

Wie aus Abbildung 17, Profil 1, zu ersehen ist, beschreiben die Schichten desselben einen steilen Sattel, dessen Achse nicht mit der des Überschiebungssattels zusammenfällt, sondern um ein Stück gegen Westen verschoben ist. Hier treten Huérmedaschiefer und Darocaquarzite auf in Lagerungsverhältnissen, wie sie das Profil der Abbildung zeigt; gegen Osten legen sich auf die letzteren Mureromergel, die ostwärts einfallen, wobei die Fallwinkel allmählich gegen Osten kleiner werden.

Das schematische tektonische Gesamtbild ist nach allem das folgende (vgl. Abb. 18a): Die deckenförmige Überschiebung eines tektonischen Systems (II) über ein anderes (I) ist wellig verfaltet. Gleichzeitig sind auch die beiden tektonischen Systeme gefaltet, jedoch in einer von der der Überschiebung abweichenden Weise. So zeigt das obere eine Mulde mit steilem Westflügel

auf der Ostseite des Überschiebungssattels, das tiefere einen steilen Sattel auf der Westseite desselben. Bei der erstgenannten Mulde wird der Boden durch die Überschiebung abgeschnitten, bei dem Sattel dessen Gipfeldach. Die hierbei „abgeschoppten“ Gesteine scheinen in der Mylonitlinse auf der Sattelostflanke angesammelt zu sein.

Die Schoppungserscheinungen haben manche Ähnlichkeit mit gewissen, von AMPFERER (1924) aus dem Alpengebiet beschriebenen Fällen. Aber die mechanische Deutung AMPFERER'S (1923), der in den Erscheinungen vor allem Auswirkungen des morphologischen Untergrundreliefs (vgl. seine „Reliefüberschiebungen“, 1923, S. 110, und 1928) sieht, kommen für unsern Fall nicht infrage. Wir haben es bei den Überschiebungen von Sn. Martín zweifelsfrei mit Vorgängen zu tun, die in größeren Tiefen, nicht an der Oberfläche erfolgt sind.

Wir müssen m. E. die mechanische Erklärung in der von RINNE (1926) angegebenen Richtung suchen. Wenn man nämlich das schematische tektonische Bild der Abb. 18a, das nach den Profilen der Abb. 17 gezeichnet ist, mit dem von PRANDTL (1904) für die Grenzfläche sich bewegender Flüssigkeiten gegebenen Strömungsschema vergleicht, so will eine weitgehende Übereinstimmung auffallen. Es dürfte sich wohl erübrigen, hierauf im einzelnen hinzuweisen, da aus Abb. 18, in der die Schemata nebeneinander gestellt sind, sich die Verhältnisse schon mit genügender Deutlichkeit erkennen lassen.

Auf Grund dieser Sachlage muß man annehmen, daß bei der Entstehung der tektonischen Erscheinungen, die das Gebiet von Sn. Martín zeigt, längs der Deckengrenze ähnliche Vorgänge im Spiel waren, wie sie sich auf der Grenzfläche strömender Flüssigkeiten herausbilden.

Die Sattelaufwölbung der Sn. Martín-Decke hat ein Axialgefälle gegen Süden, eine Erscheinung, die allgemeiner verbreitet ist und sich auch bei anderen Sätteln dieser kambrischen Gebiete zeigt. Infolgedessen taucht das tiefere System gegen Süden unter, sodaß südlich einer Linie, die von Punkt *h* der Abb. 16 nach *e* zieht, nur noch Schichten des höheren Systems auftreten, nämlich Huérmegaschiefer und Darocaquarzit. Die Zugehörigkeit derselben zum oberen System folgt dort, wo der unmittelbare Verband wegen Schuttbedeckung nicht beobachtbar ist, aus den Lagerungsverhältnissen; die Schichten streichen und fallen nämlich übereinstimmend mit dem höheren System, aber anders als das tiefere.

So läßt sich auch dort, wo störende Bedeckung durch Abhangschutt und Tertiär besteht, der Verlauf der Überschiebungslinie ungefähr rekonstruieren, wie es in Abb. 16 durch die gestrichelte Linie versucht ist. Etwas mehr im Südosten, bei Punkt *g*, tritt ein kleiner, ganz flacher Speziatsattel auf, sodaß hier noch einmal unter dem Dolomit des oberen Systems etwas Mylonit zu Tage tritt, ohne daß jedoch das liegende System selbst beobachtbar ist.

Weiter gegen Südosten dehnte ich, um zu erfahren, ob vielleicht die Überschiebungsfläche irgendwo noch einmal im Kern eines Sattels auftauche, die Untersuchungen über den Bereich der Kartenskizze hinaus bis gegen Calamocha aus. Es ergab sich dabei, daß dieses ganze kambrische Gebiet östlich der Straße Daroca-Calamocha nur von Schichten des oberen Systems eingenommen wird, besonders von den hier zu großer Mächtigkeit anschwellenden Huérmedaschiefern und von Darocaquarzit. Die Schichten sind zwar schwach spezialgefaltet, aber nirgendwo sind die Falten so hoch, daß in ihrem Kern Ribotadolomite zu Tage träten. Es zeigen sich auch keine Hinweise darauf, daß die bedeutsame Überschiebungsfläche von Sn. Martín hier etwa in höheren stratigraphischen Niveaus verlaufen sollte, was natürlich, wenn es der Fall wäre, eine Unterscheidung des höheren und tieferen tektonischen Systems erschweren könnte.

Wohl treten Verwerfungen und gegen Westen einfallende Überschiebungen auf, so z. B. südöstlich von Bágüena an einer schon von der Landstraße aus kenntlichen Stelle, auf der Höhe von Burbágüena, am Eingang der Rambla de la Magdalena, bei Luco de Jiloca usw., aber an all diesen Stellen handelt es sich um ganz bedeutungslose Störungen, die keine nennenswerten Sprunghöhen oder Überschiebungsbeträge aufweisen, auch nicht jene so auffallenden und mächtigen Mylonitmassen zeigen, wie sie bei Sn. Martín beobachtbar waren; auch trennen sie nicht Systeme verschiedenen Faltenbaus. Und so kann ich sie nur als Schuppen 2. und 3. Ordnung auffassen, wie sie das variscische Gebirge auch bei Sn. Martín und anderswo zeigt. —

Betrachten wir nun die Verhältnisse nördlich von Sn. Martín. Hier müssen wir zunächst noch einer sehr beachtenswerten tektonischen Spezialerscheinung Erwähnung tun, die sich zwischen den Punkten *i* und *j* der Kartenskizze (Abb. 16) zeigt und in Abb. 19 in einzelnen Profilen besonders dargestellt ist.

Wenn man das kleine Tälchen bei Punkt *a* der Abbildung 19 (gegenüber der Abzweigung des Weges nach Sn. Martín) herauf-

geht, so durchschreitet man zunächst Huérmedaschiefer und kommt dann in Ribotadolomite; die letzteren bilden den Kern eines kleinen Sattels, bei dem sich das Umbiegen der Schichten im Gewölbeinnern sehr gut erkennen läßt (siehe Profil 1 in Abb. 19). Der Sattel ist nur ganz unbedeutend, er hat eine Breite von nur wenigen Metern; östlich von ihm finden sich Huérmedaschiefer in Muldenstellung, unter denen weiter im Osten normal wieder Ribotadolomite zu Tage treten und zwar jene Ribotadolomite, welche die Basis des Systems II bilden.

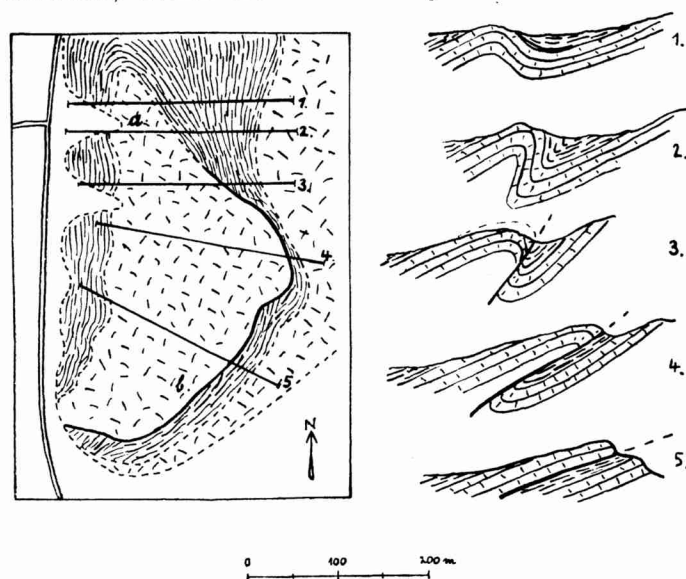


Abb. 19. Profile durch die Spezialdeckenschuppe von Sn. Martín zur Erläuterung des Mechanismus der Deckenbildung.

Maßstab ca. 1 : 8000.

Die Kartenskizze auf der linken Seite gibt die Lage der Profile an.

Verfolgt man nun diesen Sattel gegen Süden, indem man — dem Grat des von den Ribotadolomiten gebildeten Hügels folgend — östlich seiner Achse an der Grenze zu den in Muldenstellung liegenden Huérmedaschiefern entlang geht, so sieht man den Sattel sich sehr rasch herausheben, wobei sein Ostflügel steiler wird. Bald stehen die Dolomitbänke senkrecht, und die Huérmedaschiefer sind entlang der Dolomitwand stark gequetscht; diese Verhältnisse sind in Profil 2 von Abb. 19 dargestellt. Noch weiter gegen Süden wird die Grenze zwischen Dolomit und Schiefer zu einer deutlichen Störung, und die Dolomite, die noch eine Um-

biegung zeigen, sind gegen Osten überkippt und tektonisch beansprucht, bis sie schließlich auf die Huérmedaschiefer der Mulde überschoben sind (Profil 3 von Abb. 19). Die Überschiebung ist zunächst steil, bald aber wird sie flach und nimmt größere Ausmaße an (Profil 4); bei Punkt *b* von Abbildung 19 zeigt sie zuletzt den Charakter einer Deckenüberschiebung (Profil 5). Hier, wo das Gebirge an einer Talsteilwand (Südrand der Kartenskizze in Abb. 19) profilmäßig aufgeschnitten ist²³⁵), stellt die Huérmedaschiefermulde ein Schieferband zwischen zwei Zonen von Ribotadolomiten dar, die vollkommen parallel zueinander verlaufen, sodaß es den Eindruck erweckt, als bildeten die Huérmedaschiefer ein normales Einlager in zwei Dolomitfolgen. In Wirklichkeit aber sind die Huérmedaschiefer mit dem unteren Dolomit durch Übergang verknüpft, von dem oberen dagegen durch die flache, den Schichten parallel laufende Überschiebung geschieden. Das Gesamtausmaß der Überschiebung beträgt an dieser Talwand etwa 150 m.

In den geschilderten Verhältnissen läßt sich die Entwicklung einer kleinen Spezialdecke aus einem Sattel mit besonders schöner Klarheit erkennen. Es ist überraschend, wie schnell dabei die Entwicklung vor sich geht; ist doch die Nordstelle der Ribotadolomitmasse, an welcher der kleine Spezialsattel des Profils 1 auftritt, von der Südseite, wo sich die weite Überschiebung befindet, nicht viel mehr als 400 m entfernt. Die Herauswölbung des Spezialsattels vollzieht sich überaus schnell, d. h. mit hohem Axialgefälle, und dabei wird aus dem Sattel eine Überschiebungsdecke.

Die beschriebenen Erscheinungen vermögen die Genese von Deckengebildeten verständlich zu machen; man fühlt sich geneigt, in den nebeneinander auftretenden Bildern — der Aufeinanderfolge von Einzelbildern in einem Filmstreifen analog — den zeitlichen Ablauf der Deckenbildung in Momentaufnahmen festgehalten zu sehen.

β. Der Bau des Gebietes um Daroca.

Geht man von Sn. Martín gegen Norden in Richtung auf Daroca, so bleibt man lange in Schichten des oberen tektonischen Systems des Sn. Martín-Gebietes (vgl. Abb. 20). Diese sinken gegen Westen ein, sodaß einander Ribotadolomit, Huérmedaschiefer und Darocaquarzit folgen, bis auch letzterer eintaucht und nordöstlich von Villanueva Mureromergel erscheinen. Die

235) Eine Ansicht hiervon gibt Abb. 52 (Tafel V).

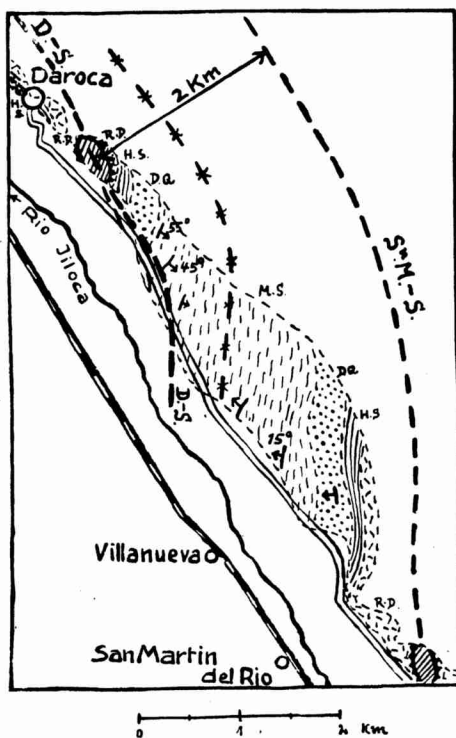


Abb. 20. Schematische Skizze des Deckengebietes zwischen Daroca und Sn. Martín. Maßstab 1 : 75 000.

D.-S. Darocasattel

Sn. M.-S. Sn.-Martinsattel

Die übrigen Signaturen wie in Abb. 17. Die schraffierten Gebiete in den Kernen des Daroca- und Sn.-Martinsattels bezeichnen das liegende tektonische System.

letzteren fallen zunächst auch noch gegen Westen ein, legen sich aber bald flach und sind dann schwach gewellt; darauf beginnen sie sich wieder herauszuheben und gleichförmig gegen Osten einzufallen. Sie füllen somit den Kern einer Mulde, die im Gebiet zwischen Sn. Martín und Daroca durchzieht und an die sich auf Daroca zu ein Sattel anschließt. Auf dem westlichen Flügel der Mulde treten ganz normal unter den Mureromergeln nacheinander wieder Darocaquarzit, Huérmedaschiefer und Ribotadolomite auf. Die letzten schließen sich bei Daroca zu jenem Gewölbe, das oben als Darocasattel bezeichnet wurde.

Ogleich der Kern des Darocasattels im Norden von Tertiärschutt überdeckt ist, bleibt doch das große Bild deutlich genug kenntlich (siehe Abb. 20). Die Achse des Sattels streicht östlich

der Stadt Daroca durch, um am Ausgang des Bocado de Sn. Julian die Landstraße Daroca-Calamochoa zu erreichen. Innerhalb der Sattelzone schwankt das Axialgefälle, sodaß der Sattelfirst selbst auf und ab gewellt ist und in einzelne kuppelförmige Aufwölbungen zerfällt. Unter diesen läßt eine südliche, die von dem Bocado de Sn. Julian geschnitten ist, besonders gut den tektonischen Einzelbau erkennen (vgl. hierzu Abb. 21 und 22).

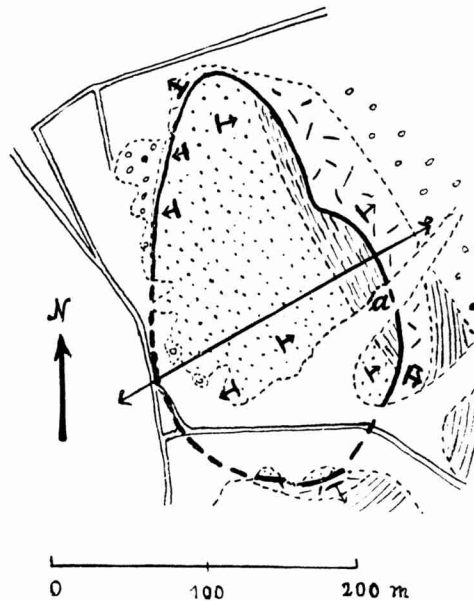


Abb. 21. Kartenskizze aus dem Gebiet des Deckensattels von Daroca. Maßstab 1 : 5000.

Die Signaturen sind die gleichen wie in Abb. 16.

Geht man in dem auf der Kartenskizze (Abb. 21) verzeichneten Tal südlich der Höhe, die die Mitte der Skizze einnimmt, zu Punkt *a* herauf, so trifft man auf Ribotadolomit, der gegen Osten einfällt und auf Mureromergeln liegt²³⁶); die letzteren sind stark zerrüttet, während der Dolomit tektonisch nur wenig beansprucht ist. Er trägt aber an seiner Basis einen ausgezeichneten Harnisch, der sich gut beobachten läßt, da durch Erosion die Unterfläche des Dolomits freigelegt ist und als überhängende Wand auftritt²³⁷). Der Dolomit fällt hier gegen Ost-

236) Vgl. hierzu Abb. 53 (Tafel VI). Rechts ist der gegen Osten einfallende Dolomit zu erkennen.

237) Siehe Abb. 54 (Tafel VI).

nordosten ein und verschwindet bald unter Tertiär. Er läßt sich aber von diesem Punkt aus gegen Süden und Norden im Streichen verfolgen. Gegen Süden beginnt er sich nach Südwest umzubiegen, verschwindet unter dem Schutt eines Seitentälchens und tritt dann wieder auf der südlichen Talseite des Boccado de Sn. Julian auf, wo er allerdings recht reduziert und sehr stark zerrüttet ist. Er zeigt also ein umlaufendes Streichen, und ganz die gleiche Erscheinung besteht auch bei den ihn überlagernden Schichten.

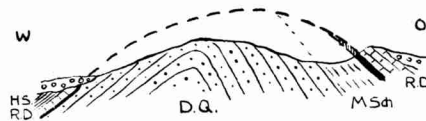


Abb. 22. Profil durch den Deckensattel von Daroca.
Maßstab 1 : 5000.

Die Bedeutung der Signaturen ist aus Abb. 17 zu entnehmen.
Die Lage des Profils ergibt sich aus Abb. 21.

Gegen Norden liegen die Verhältnisse ähnlich. Von Punkt *a* (Abb. 21) läßt sich der Dolomit bis zum Nordhang jener die Mitte der Kartenskizze einnehmenden Höhe gut verfolgen, und hier biegt er — ähnlich wie im Süden — gegen Westen um. Er ist selbst stark mylonitisiert und tritt leider nur in einzelnen kleinen Vorkommen auf, während der Hauptteil unter Talschutt begraben liegt. Die wenigen aufgeschlossenen Vorkommen zeigen jedoch nicht nur, daß der Dolomit auf der Nordseite des Berges vorhanden ist, sondern sogar, daß er zunächst ost-westlich und dann südwest-nordöstlich streicht und steil gegen Norden bzw. Nordwesten einfällt. Die einzelnen Reste lassen sich von hier aus auf die Westseite des Berges hin verfolgen, biegen weiter um und beginnen schließlich nord-südlich zu streichen und gegen Westen einzufallen.

Ganz zwanglos ordnet sich dieses Bild zu einem Kuppelgewölbe. Der Dolomit, der im Osten gegen Osten, im Norden gegen Norden, im Westen gegen Westen und im Süden gegen Süden einfällt, stellt die Ränder einer Kuppel dar, deren Decke durch Denudation entfernt ist. Im Kern der Kuppel treten nun nicht die unter dem Dolomit normal zu erwartenden Bunten Jalónschichten auf, sondern Mergel und Quarzite, wie sie in dem Hangenden des Ribotadolomits verbreitet sind. Man schaut also im inneren Teil der Kuppel durch das erodierte Gewölbedach hindurch in ein tieferes tektonisches System, das aus Mureromergeln und Darocaquarzit besteht.

Die Lagerungsverhältnisse dieser das Gewölbeinnere ausfüllenden Gesteine folgen einer eigenen Tektonik, die von der des hangenden Systems abweicht. So läßt sich — wie Abb. 22 zeigt — ein Sattel mit Darocaquarzit erkennen, an den sich nach Osten Mureromergel anschließen. Dabei liegt die Sattelachse ganz analog den Verhältnissen von Sn. Martín mehr auf der Westseite des Gewölbes. Das umlaufende Streichen, welches das hangende System am Nord- und am Süden des Berges zeigt, wird von den liegenden Schichten nicht mitgemacht; diese streichen vielmehr gleichförmig durch und stoßen so an den beiden Gewölbeenden senkrecht gegen den Dolomit und die Überschiebungsfläche der Dolomitbasis.

Bei Daroca selbst sind wieder Stücke der Überschiebungsfläche aufgeschlossen — und zwar unmittelbar östlich der Stadt oberhalb der Mina²³⁸). Hier ist wieder ein ganz ähnlicher bunter Mylonit ausgebildet, wie er schon von Sn. Martín beschrieben ist. Die Übereinstimmung in der äußeren Erscheinung wie auch in den Lagerungsverhältnissen ist sehr auffallend. Überhaupt bestehen weitgehende Analogien zwischen dem Daroca- und dem Sn. Martín-Sattel, wie man bei einem Vergleich der Profile leicht erkennt. Zweifellos gehorcht die Tektonik in beiden Sätteln dem gleichen Mechanismus.

Fassen wir nun die mitgeteilten Einzelbeobachtungen zusammen! Bei Sn. Martín und bei Daroca erkannten wir in zwei voneinander unabhängigen und einander parallel verlaufenden Sattelzonen das Auftreten zweier tektonischer Systeme übereinander, die voneinander durch eine Überschiebungsfläche geschieden sind, welche sich durch z. T. sehr intensive Mylonitbildung zu erkennen gibt. Die Überschiebungsfläche liegt in beiden Gebieten mehr oder minder flach und ist wellig verfaltet. Es verhält sich also das hangende tektonische System wie eine Decke. Auch das für Decken typische Auftreten von Klippen läßt sich beobachten; so ist eine solche bei Sn. Martín ausgebildet, die oben (S. 179) erwähnt und in Abb. 47 (Tafel III) in einer photographischen Aufnahme wiedergegeben ist.

Es läßt sich zeigen, daß das obere tektonische System von Sn. Martín mit dem oberen tektonischen System von Daroca ident

238) Es ist das ein Stollen, der zur Maurenzeit durch den Berg südöstlich Daroca gegraben wurde, um die bei Gewitterregen auftretenden Wasser oberhalb der Stadt aufzufangen und abzuleiten.

ist; das zwischenliegende Gebiet stellt nämlich eine einfache, ungestörte Mulde dar, und damit muß der Ribotadolomit von Sn. Martín mit dem von Daroca gleichgesetzt werden. Da nun in beiden Sätteln unter dem Dolomit ein von den gleichen Schichten gebildetes liegendes System auftritt, darf man auch das System I von Sn. Martín mit dem unteren System von Daroca identifizieren und muß somit das obere System als eine einheitliche, große Decke auffassen.

Nördlich von Daroca und südlich von Sn. Martín taucht das hangende tektonische System ein, und darum ist weder die „Wurzelzone“ noch der „Stirnrand“ der Decke erkennbar. So wird der ganze Raum zwischen Murero und Calamocha im wesentlichen von der oberen Decke eingenommen; diese wird in dem größten Teil des Gebietes von einem Schichtsystem unterlagert, das nur durch glückliche Zufälle in den nur kleinen Deckensätteln von Daroca und Sn. Martín entblößt ist, die beide rechte Deckenfenster oder -halbfenster darstellen.

Die Berechnung der Schubweite ist wegen der Unkenntnis der Lage von Deckenwurzel und Deckenstirn nicht sicher durchzuführen. Man kommt nur zu Mindestbeträgen, die sich aus der schematischen Zeichnung der Abbildung 20 leicht ableiten lassen. So beträgt die Schubweite zwischen Daroca- und Sn. Martín-Sattel, senkrecht zum Streichen gemessen, 2 km; fügt man aus dem Bereich nordwestlich von Daroca noch 1 km und aus dem Gebiet zwischen Sn. Martín und Calamocha noch 4 km hinzu, so erhält man insgesamt 7 km für die Mindestschubweite.

Der Deckenschub ist gegen Osten gerichtet, wie aus dem Verhalten der oben eingehender betrachteten Einzelschuppe von Sn. Martín und aus dem „Stromlinien“verlauf in den beiden Deckensätteln²³⁹⁾ folgt. Die bei der genannten Schuppe beobachteten Verhältnisse zeigen auch, daß die mechanischen Bedingungen zur Zeit jener tektonischen Ereignisse, die das Deckenbild schufen, für eine Spezialfaltung nicht günstig, daß dagegen die Voraussetzungen für das Zustandekommen flacher Deckenschübe erfüllt waren.

4. Der Deckenbau im Gebiet von Morés.

Bei der Beschreibung des Jalónprofils (S. 172 ff.) ist gezeigt worden, daß im Östlichen Iberischen Gebirge ein Schuppenbau herrscht, wobei drei Einzelschuppen, die längs weitreichender, nordwest-südöstlich verlaufender Störungen aneinandergrenzen, im

239) Siehe Abb. 18, a und b, (S. 184).

Raum zwischen Huérmeda und Paracuellos unterscheidbar sind. Es ist auch schon darauf hingewiesen, daß die Gesteine der östlichsten Schuppe, der Schuppe I, Merkmale zeigen, die auf besondere tektonischen Verhältnisse hindeuten. So sind die Embider Schichten dieser Schuppe auffallend stark spezialgefaltet und gestaucht, und der Bámbolaquarzit ist, wie im Bahneinschnitt westlich von Paracuellos gut zu erkennen ist, vollständig durchgeschiefert, indem die im gesunden Zustand so festen und zähen Quarzitmassen in einen feinen Quarzitschiefer umgewandelt sind. Die Tonschieferlagen, die sich im höheren Teile des Bámbolaquarzits zwischen den Sandsteinbänken einstellen, sind geradezu zu Chlorit- und Serizitschiefern metamorphosiert. Gleichzeitig ist die Mächtigkeit der Schichtfolge bis auf $\frac{1}{5}$ oder $\frac{1}{10}$ der ursprünglichen reduziert.

Das Auflager des Bámbolaquarzits auf seinem Liegenden ist an der Straße Calatayud-El Frasco²⁴⁰⁾ gut aufgeschlossen. So wird bei der Casa de Peones Camineros südsüdöstlich von Paracuellos der flachlagernde, durchgeschieferte Bámbolaquarzit von graugrünlischen, phyllitisch glänzenden Tonschiefern unterlagert, die im folgenden als „Paracuellosschiefer“ bezeichnet werden. Längs der Grenze, die sich als bedeutsame Bewegungsfläche erweist, sind diese Schiefer besonders stark durchbewegt, und oft sind Bänke des Bámbolaquarzits in sie eingespießt.

Die Bámbolaquarzitgrenze zieht von hier aus oberhalb der Straße gegen Südosten in Richtung auf Aluenda weiter. Überall wird hier das Gebirge in seinem höheren Teil von flachlagerndem, einen deutlichen Wall bildendem Bámbolaquarzit aufgebaut, während die mittleren und unteren, weicheren Teile der Hänge von den erwähnten graugrünen, phyllitischen Schieferten eingenommen werden.

Auf der anderen Seite der Casa de Peones Camineros zieht die Quarzitmasse nach Nordnordwest gegen Paracuellos, biegt am Jalóntal gegen Westen ein, überschreitet bei der Casilla, die östlich von Kilometerstein 256 der Bahn nach Zaragoza liegt, den Fluß und steigt von hier aus in gerader Linie am Osthang des Almenoberges empor, um sich von dort noch weithin gegen Nordwest fortzusetzen. Stellenweise ist die Auflagerungsfläche der Bámbolaquarzite auf den liegenden Schieferten stärker geneigt; so fällt sie z. B. im Jalóntal mit etwa 60° gegen Westen ein und streicht so gegen Osten steil in die Luft aus.

²⁴⁰⁾ Im unteren Teil der Kartenskizze, Abb. 23. Vgl. zum folgenden ständig diese Skizze.

Aber dieses steilere Einfallen kann nur auf diese Zone beschränkt sein. Weiter im Osten nämlich, jenseits der Senke, in welcher Paracuellos liegt, treten die geschieferten Bámbolaquarzite, die in dem Zwischenstück, in dem Bereich des Tales, denudiert sind, wieder auf und krönen, flach gelagert, die Höhenzüge der Serrezuela; sie liegen dabei auf den gleichen Schiefen wie im Westen bei Paracuellos oder im Süden an der Straße nach Calatayud. Das recht ausgedehnte Bámbolaquarzitrevier der Serrezuela schließt sich, nur stellenweise in kleinen Seitentälern unterbrochen, im Gebiet von Aluenda mit jenem anderen Ast des Bámbolaquarzits zusammen, der — wie oben dargestellt — von der Casa de Peones Camineros oberhalb der Landstraße von Calatayud ostwärts zieht. So ist der Bámbolaquarzit der Serrezuela auf dem Umweg über das Gebiet von Aluenda mit der Hauptmasse westlich von Paracuellos verbunden, und die weiten Flächen der Paracuellosschiefer zwischen Savinán und Aluenda werden im Westen, im Osten und im Süden von Bámbolaquarzit umschlossen; nur gegen die Jalónseite, gegen Norden, sind sie offen. Aber auch hier findet sich in dem kleinen Bizcocheberg südwestlich von Morés ein winziger Denudationsrest von durchgeschiefertem Bámbolaquarzit als Zeichen, daß auch hier ehemals die Quarzite sich über die Paracuellosschiefer hinweg weit gegen Nord und Ost ausdehnten (vgl. ständig die Kartenskizze, Abb. 23).

So kann kein Zweifel sein, daß die Quarzitmassen des Almeno, der Cocha, der Höhen um Aluenda, der Serrezuela, des Bizcoche ehemals eine geschlossene Einheit bildeten; sie setzten sich über die Senke von Paracuellos hin fort; sie waren hier aufgesattelt und sind durch tiefere Denudation fortgeräumt worden; überall ruhten sie dabei in diesem Gebiet auf den stark durchgeschieferten Paracuellogesteinen.

Es ist nun die weitere Aufgabe, die Beziehungen des Bámbolaquarzits zu seiner Unterlage, den Paracuellosschiefern, zu klären. Die starke Durchschieferung und Dynamometamorphose der Quarzite, die Reduktion ihrer Mächtigkeit und die auffallenden Erscheinungen tektonischer Bewegungen an der Grenzfläche zwischen den Quarziten und Schiefen lassen von vornherein vermuten, daß hier ähnliche tektonische Verhältnisse wie im Gebiete von Daroca vorliegen, daß wir es auch hier mit einer deckenförmigen Überschiebung zu tun haben, die in ihrer Gesamterscheinung noch viel großartiger als die von Daroca und Sn. Martín wäre. Bewiesen wäre das, wenn sich zeigen ließe, daß die Tonschiefer unter dem Bámbolaquarzit jüngere Bildungen als dieser darstellen.

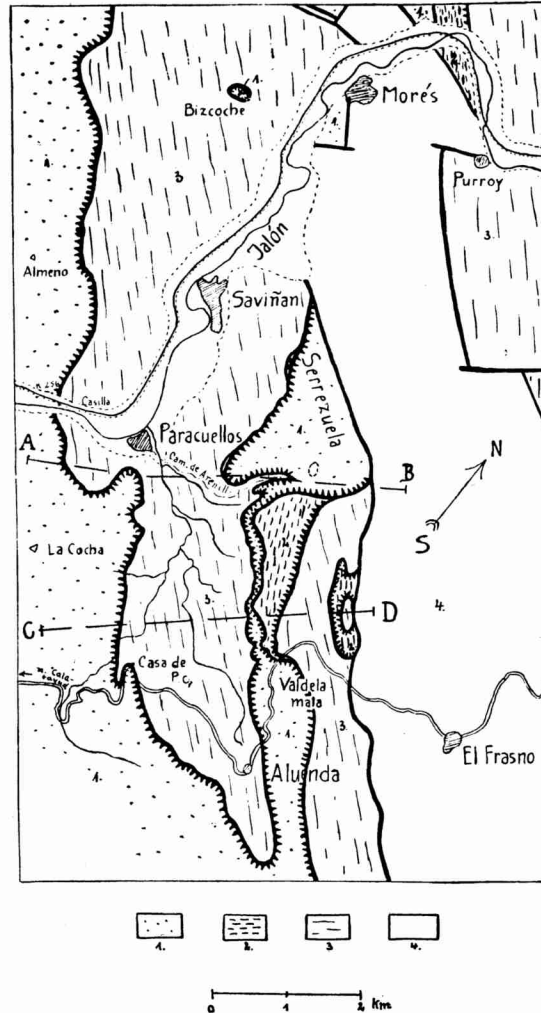


Abb. 23. Kartenskizze des Deckengebietes von Morés.
Maßstab 1 : 100 000.

1. Bámboladecke
 2. Zwischendecke
 3. Paracuellosschiefer
 4. Meso- und Känozoikum
- Gezähnelte Linien:* Deckengrenzen
Durchgehende starke Linien: saxonische Störungen
A—B } Profillinien
C—D }

Ein Beweis hierfür ließ sich mit paläontologischem Tatsachenmaterial nicht erbringen, da die starke Schieferung, durch die alle

Schichtung ausgelöscht ist, wohl auch die organischen Reste, soweit solche überhaupt vorhanden sein sollten, unkenntlich macht. Eine genauere Untersuchung der Verhältnisse am Nordostrand der Bámbolaquarzitmasse in der Nähe von El Frasnó und Morés vermöchte jedoch hierin weiterzuhelfen.

Die Landstraße von Aluenda nach El Frasnó durchschneidet im Paß von Valdelamata die östliche, zwischen der Serrezuela und Aluenda liegende Bámbolaquarzitinsel (vgl. Abb. 23). Wie Profil C—D in Abbildung 24 zeigt, stellt hier der Quarzit eine gegen Nordosten wie Südwesten in die Luft ausstreichende, dem Berg schräg angelagerte, unter 30° gegen Südwesten einfallende Gesteinsplatte dar²⁴¹⁾.

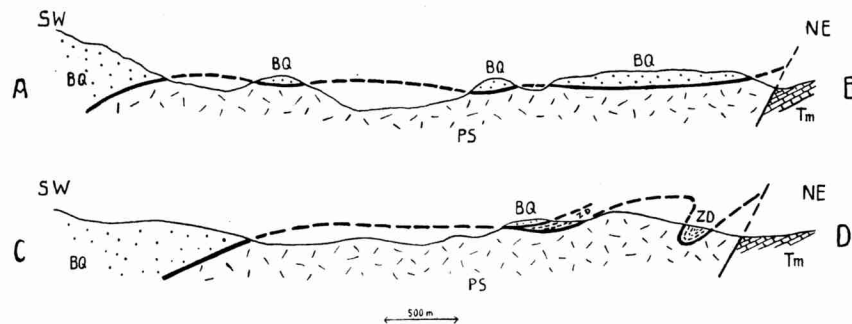


Abb. 24. Profile durch das Deckengebiet von Morés.
Maßstab 1 : 50 000.

- B. Q. Bámbolaquarzit
- Z. D. Zwischendecke
- P. S. Paracuellosschiefer
- Tm Muschelkalk

Die Lage der Profile ist aus Abb. 23 zu ersehen.

In der Nähe des erwähnten Passes tritt nun unter dieser Bámbolaquarzitmasse dort, wo sie sich gegen Nordost in die Luft hebt, ein stark durchbewegter, zu dünnen Platten ausgewalzter, kristalliner, dolomitischer Kalk zu Tage, der ebenso wie der Quarzit gegen Südwesten einfällt; er ist dabei etwas flacher als dieser gelagert und stößt somit schichtweise gegen die Quarzitunterfläche ab, sodaß er gegen Südwesten unter dem Quarzit auskeilt. In diesem nur wenige Meter mächtigen Dolomitkalk konnte ich keine Fossilien auffinden. Petrographisch ist er dem Ribotadol-

²⁴¹⁾ Noch schöner ist dieses weiter im Nordwesten, in dem kleinen Tälchen, das dem „Cam. de Arenill.“ der Abb. 23 folgt, zu erkennen. Hier liegt der Quarzit ganz flach und folgt den Konturen des Geländes; er wird dabei von Paracuellosschiefern unterteuft (vgl. Profil A—B in Abb. 24).

mit recht ähnlich, und auch die stratigraphischen Beziehungen zu Gesteinen, die sich weiter im Nordwesten finden, stehen hiermit im Einklang. Verfolgt man nämlich den Dolomitkalk von der Straße aus gegen Nordwesten, so bleibt er, obgleich sich seine Mächtigkeit noch mehr reduziert und er oftmals zu einem dünnen Bande ausgezogen ist, unter dem Bámbolaquarzit doch noch weithin zu erkennen und tritt in Verband mit vollständig durchgeschieferten, grauwackenähnlichen Gesteinen und buntgefärbten Schiefen, die sich trotz aller tektonischen Umformung als Bunte Jalónschichten und Embider Grauwacken erkennen lassen. Hierdurch wird die Wahrscheinlichkeit, daß die dolomitischen Kalke beim Paß von Valdelamata dem Ribotadolomit entsprechen, zur Gewißheit.

Der Kalk selbst ist an seiner Basis, wie man in den Aufschlüssen beim Paß bemerkt, tektonisch stark beansprucht; er ist in kleine Wellen gelegt, die sich überschlagen und übereinandergeschoben sind; oft sind die Bänken auch linsenförmig ausgequetscht. So stellt die Basisfläche des Kalks jedenfalls selbst eine Bewegungsbahn dar.

Unter dem Dolomitkalk liegen bläulichgrüne, seidig schimmernde Phyllite von nur geringer Mächtigkeit, unter denen an der Straße selbst sehr bald vollkommen durchgeschieferte und stark gequetschte Schiefer mit Quarziten folgen, die stratigraphisch im einzelnen kaum zu analysieren sind. In geringer Entfernung gegen Osten hebt sich aus diesen Schiefen als Felswand ein weißer Quarzit heraus, der gegen Nordwesten zur Berghöhe in ziemlich flacher Lagerung weiterzieht. Der Quarzit hat dort zuckerkörnige Struktur und erinnert an jene im Oberkambrium oder Untersilur auftretenden weißen Quarzite. Weiter gegen Osten folgen Schiefer mit Quarziten, die im einzelnen stark verschuppt sind, und dann kommt die Trias des El Frasnó-Grabens. Entlang dem Rande des letzteren treten in einem schmalen Zuge wieder jene Dolomite und Kalke auf, die unter dem Bámbolaquarzit im Paß zu bemerken waren, sodaß die beiden Vorkommen durch die Luft miteinander zu verbinden sind²⁴²⁾. Hier sind die Gesteine weniger stark beansprucht als im Westen, wo sie unter dem Bámbolaquarzit auftreten, und haben noch größere Ähnlichkeit mit dem Ribotadolomit als an der ersterwähnten Stelle.

Aus den mitgeteilten Verhältnissen möchte ich die folgenden Umstände als besonders wichtig für die Auffassung der Tektonik herausheben: Unter dem Bámbolaquarzit stellt sich

242) Das Profil C—D der Abb. 24 zeigt ihre Lagerungsverhältnisse.

gegen Osten eine Gesteinsfolge ein, für die das Vorkommen von Dolomitskalen und Gesteinen des höheren und mittleren Unterkambriums charakteristisch ist. Diese Gesteine liegen, da sie nach Westen auskeilen, zwischen Bámbolaquarzit und Paracuellosschiefern. Da sie jünger als der Bámbolaquarzit sind, ist dieser auf sie überschoben.

Hieraus ergibt sich als erste wichtige Erkenntnis über die Natur der Störungsfläche an der Basis des Bámbolaquarzits, daß sie eine Überschiebung darstellt. Das gilt zwar zunächst nur für die Gebietsteile zwischen der Serrezuela und dem Paß Valdelamata; aber nichts steht im Wege, diese Annahme auf die gesamte Bámbolaquarzitunterfläche zu erweitern. Ja, der folgende Umstand zwingt sogar dazu.

Östlich von Saviñan findet sich auch auf der Nordwestseite der Bámbolaquarzitmasse der Serrezuela ein Vorkommen von Dolomiten, allerdings nur als ganz kleiner Fetzen unmittelbar unter dem Bámbolaquarzit; und auch östlich von Paracuellos treten ähnliche kleine Dolomitreste gleich unter dem Bámbolaquarzit auf²⁴³). In der Nähe der Dolomite finden sich einige Meter zerquetschter Grauwacken und im übrigen weithin Paracuellosschiefer. So liegt hier der Bámbolaquarzit teils auf Dolomiten, teils auf Paracuellosschiefern; er muß also, wenn er auf die ersteren überschoben ist, auch auf die letzteren überschoben sein.

Für das Alter der Paracuellosschiefer läßt sich aus der tektonischen Situation folgendes ableiten: Die Paracuellosschiefer sind nicht das normale Liegende der Dolomitskalen und der Gesteine des Unterkambriums, die zwischen ihnen und dem zu oberst lagernden Bámbolaquarzit vermitteln. So wie die dolomitführende Serie von dem Quarzit überschoben ist, dürften die Paracuellosgesteine ihrerseits von den Dolomiten überschoben sein; das paßt sich am besten dem tektonischen Gesamtbilde an, nach welchem das Ältere über dem Jüngeren liegt.

Der schon hieraus zu ziehende Schluß, daß die Paracuellosgesteine jünger als Unterkambrium sind, gewinnt auch dadurch eine Stütze, daß weiter im Osten, jenseits des Triasgrabens von Morés, weiße Quarzite zusammen mit grünlichen Schiefern auftreten, die demselben tektonischen System wie die Paracuellosschiefer zugerechnet werden müssen; und hier stellte ich in den weißen Quarziten, die den Habitus gewisser Quarzite der Atecaschichten aufweisen, Ein-

243) In Abbildung 23 sind die kleinen Vorkommen angedeutet.

drücke fest, die anscheinend von *Lingula*-Schalen herrühren. Und bei Purroy führen Quarzite vom Habitus des Armorikanischen Quarzits große Scolithen, wie sie für Areniggesteine des Iberischen Gebirges charakteristisch sind. Somit müßte man die Quarzite z. T. dem Oberkambrium und zwar den Atecaschichten zurechnen, z. T. auch dem tiefen Silur; dann dürfte man in den Paracuelloschiefern einen jener Schieferhorizonte sehen, welche die Quarzite der Atecaschichten unterbrechen.

So können wir zusammenfassend folgendes große Bild für die tektonischen Verhältnisse des betrachteten Gebietes entwerfen.

Zwischen Morés und Paracuellos liegt ein Deckenbau vor, der sich darin äußert, daß über eine jüngere, mit größter Wahrscheinlichkeit den Atecaschichten zuzurechnende Einheit eine Schichtfolge von höherem Unterkambrium geschoben ist (die „Zwischendecke“ der Abb. 24), über die eine weitere, noch ältere Schichtfolge, die an ihrer Basis aus tiefem Unterkambrium, nämlich aus Bámbolaquarzit, besteht, deckenförmig hinweggreift. Die letztere Decke hat die mittlere stellenweise so weitgehend zerstört, daß nur noch kleine Reste zerquetschten Dolomits oder anderen Gesteins übriggeblieben sind, weithin sogar vollständig ausgewalzt. So liegt sehr oft die Bámbolaquarzitdecke gleich auf dem „Oberkambrium“ der Paracuellosschiefer.

Mit dem Überschiebungsvorgang ist gleichzeitig eine sehr starke Durchbewegung des Bámbolaquarzits eingetreten, der in dem ganzen Gebiet in einen Quarzitschiefer verwandelt ist. Das zu unterst liegende System des Oberkambriums ist gleichzeitig steil gefaltet worden und ebenfalls stark durchgeschiefert; dabei steht die Schieferung fast senkrecht, was auf eine Pressung in fast genau tangentialer Richtung zurückzuführen ist. Die Schieferung des sich horizontal bewegenden Bámbolaquarzits ist dagegen mehr oder weniger horizontal bzw. parallel der Überschiebungsfäche gerichtet, spiegelt also die Bewegung der höheren Gesteinsmassen wieder.

Das große, von Paracuellosgesteinen eingenommene Gebiet zwischen Sestrica, Saviñán, Paracuellos und Aluenda stellt ein großes Halbfenster dar; in demselben ist die Bámboladecke flach sattelförmig aufgewölbt und weithin denudiert. Im Westen und Süden und größtenteils auch im Osten wird das Fenster von der Decke eingerahmt, die über den jüngeren Bildungen frei auf den Höhen der Berge lagert. So bilden die die Gipfel südöstlich von Saviñán krönenden Bámbolaquarzite ein großes Halbklippengebiet, und das kleine Vorkommen von Bámbolaquarzit, das den Bizcoche

südwestlich von Morés einnimmt, stellt sogar eine regelrechte Klippe dar.

Über das Ausmaß der Deckenbewegung läßt sich folgendes sagen: Nach Osten reicht die Decke bis über Morés hinaus, da ein wenig nördlich von Morés, östlich des Triasgrabens, noch durchgeschieferter Bámbolaquarzit zu beobachten ist. Gegen Südwesten taucht der Bámbolaquarzit längs einer Linie, die dem Ostrand der Sierra de Morés folgt, unter. Die Größe des Abstandes dieser beiden Punkte beträgt 5 km. Man muß annehmen, daß die Überschiebung nach Westen noch weithin unter den Gesteinen der Schuppe I des Jalónprofils fortsetzt, da dieselben durch ihre starke Durchschieferung und intensiven Stauchungserscheinungen Teilnahme am Überschiebungsmechanismus verraten. Berücksichtigt man dieses, so ergibt sich eine Schubweite von 7 km. Da aber der Ostrand der Decke eine Denudationsgrenze darstellt und gegen Westen noch nicht die Wurzelzone der Decke erreicht ist, ist dieser Wert nur als Mindestbetrag anzusehen. Die wirkliche Schubweite der Decke kann erheblich größer sein.

5. Der Deckenbau bei Badules.

Von Morés aus kann man den Bámbolaquarzit gegen Südost bis in das Gebiet nordwestlich von Villarreal verfolgen (vgl. Tafel I); hier aber streichen die Berge, die er aufbaut, gegen das Tertiärbecken von Calatayud aus. Der südlichste Bámbolaquarzit fällt, wie man nördlich von Mainar beobachten kann, verhältnismäßig flach gegen Südwesten ein. Unter ihm treten graugrüne Schiefer, Quarzite und gelegentlich dolomitische oder kalkig-mergelige Bildungen auf, die an der Landstraße von Mainar nach Paniza aufgeschlossen sind und sich von hier aus über Villarreal bis nach Badules hin verfolgen lassen. Bei Badules erweist sich nun auf Grund der aufgefundenen Fauna, daß diese Gesteine dem Mittelkambrium angehören²⁴⁴). Der Bámbolaquarzit ist also nördlich von Mainar auf mittelkambrische Schichten aufgeschoben.

Für die weitere Auffassung der Tektonik ist das Gebiet unmittelbar östlich von Badules von besonderer Bedeutung. Es bedarf darum eingehenderer Darstellung. Geht man von Badules aus ostwärts den Weg nach Fombuena, so durchschreitet man zunächst tiefste Villafelicheschichten und dann Mureromergel. Im großen und ganzen ist das Einfallen der Schichten trotz erheb-

244) Genaueres hierüber findet sich im stratigraphischen Teil (vgl. S. 47—49).

licher Spezialfaltung flach-gegen Westen gerichtet. Sie sind dabei von kleinen Störungen durchschwärmt, von Brauneisensteinbildungen durchsetzt, sehr zermürbt und stellenweise ganz durchgeschiefert. So ist der Habitus der Mureroschichten ein ganz anderer als im Gebiet von Murero; und auch die Fossilien haben bei der starken Durchschieferung so sehr gelitten, daß sie nur schwer aufzufinden oder zu erkennen sind.

Je weiter man nun nach Osten, in Richtung auf Fombuena, voranschreitet, desto intensiver wird Schieferung und Durchbewegung. Eingelagerte kalkige oder dolomitische Bänke sind ausgequetscht, auch festere Mergel sind geschiefert, wobei die Schieferflächen mittelsteil gegen Westen einfallen. Schließlich folgt eine Zone, in welcher die Gesteine auf das feinste durchbewegt und zu dünnen Blättern ausgewalzt sind, sodaß die mittelkambrischen Mergel in einen regelrechten Schiefermylonit verwandelt sind.

Dieses Mittelkambrium liegt, wie die Aufschlüsse im Wege auf der Sattelhöhe östlich von Badules recht gut zeigen, flach auf weißen, *Tigillites* führenden Quarziten, die Armorikanische Quarzite des Untersilurs darstellen²⁴⁵). An der Grenze der beiden Schichtfolgen ist eine leichte Verfaltung zu bemerken, die in Abbildung 25 verdeutlicht ist.

Wie man aus Abb. 25 ersieht, verläuft die Grenze unregelmäßig; sie springt erst gegen Südost vor, beschreibt eine Doppelwelle, beugt sich gegen Nordwest zurück und verläuft dann mehr gradlinig gegen Südost weiter. Diesem Verlauf entspricht der in dem Profil der Abbildung zum Ausdruck gebrachte flache Faltenbau, der kleine, gegen Südosten axial abfallende Deckensättel zeigt.

Es ist also die Überschiebungsfläche selbst gewellt; sie läßt hierdurch ihre deckenhafte Natur deutlich erkennen.

Daß die im Liegenden des Mittelkambriums auftretenden weißen Quarzite dem Arenig angehören²⁴⁶), läßt sich beweisen, wenn man die stratigraphischen Beziehungen der Quarzite zu den weiter im Osten folgenden Schichten betrachtet. Bei Fombuena lagert sich über die ziemlich stark gefalteten Quarzite fossil-

245) Ganz unrichtig ist die Angabe von DEREIMS (1898, S. 35), daß die fossilführenden Schichten in die Quarzite übergangen, indem sie mehr und mehr sandig würden.

246) Von DEREIMS (1898, S. 35) wurden sie fälschlich als das normale Liegende des fossilführenden Mittelkambriums angesehen (vgl. S. 74 und Anm. 72 auf S. 47).

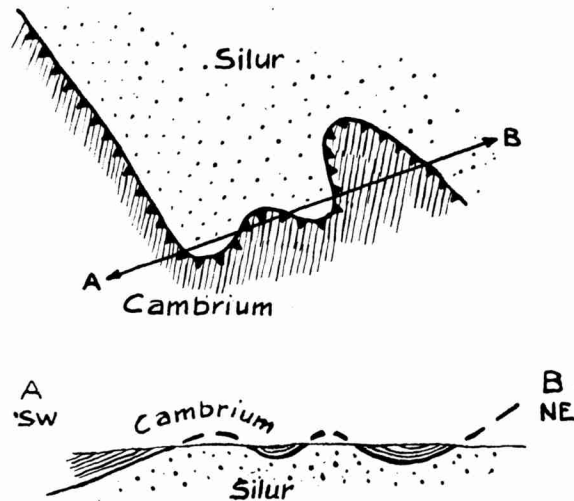


Abb. 25. Skizze und Profil vom Ostrand der Badulesdecke (schematisch). Maßstab ca. 1:5000.

führendes Untersilur, in dessen höheren Horizonten Cystoideenkalke mit überaus reicher Fauna entwickelt sind (vgl. S. 75 und Anmerkung 105).

So steht zweifelsfrei fest, daß bei Badules auf ein silurisches System Mittelkambrium längs flacher, durch leichten Sattel- und Muldenbau verfalteter Bahn aufgeschoben ist, wobei in der Nähe der Überschiebung die Schichten des überschiebenden (tektonisch aktiven) Systems überaus stark durchbewegt sind, indem sie intensivste Schieferung angenommen haben.

Dabei ist, wie erwähnt, das Mittelkambrium, das sich von Badules gegen Nordwesten bis über die Straße Daroca-Zaragoza fortsetzt, anscheinend selbst von südwestwärts einfallendem Bámbolaquarzit überschoben.

6. Der Bau des Gebietes von Jarque.

Wenn man von Villarroya aus die Sierra de la Virgen überschreitet, durchwandert man ein vorwiegend aus Bámbolaquarzit aufgebautes Gebirge, das im einzelnen etwas spezialgefaltet ist und einige streichende Störungen aufweist (vgl. Tafel I).

Beim Abstieg auf dem Osthang des Gebirges gegen Jarque zu bemerkt man, daß der Bámbolaquarzit umso stärker durchgeschiefert ist, je tiefer man talwärts hinabkommt. Schließlich wird er in der Nähe seiner Basis zu einem ganz ähnlichen Quarzit-

schiefer wie bei Paracuellos und Saviñán²⁴⁷⁾. Er stellt auch die direkte Fortsetzung des geschieferten Bámbolaquarzits des Almeno dar; und so steht man hier — 18 km nordwestlich von Paracuellos — an der Basis eben der gleichen Bámbolaquarzitdecke, die auch den Bau des Gebiets von Morés beherrscht.

An dem Saumpfad südlich von Jarque treten unter dem Bámbolaquarzit intensiv durchbewegte, grünliche Schiefer hervor²⁴⁸⁾

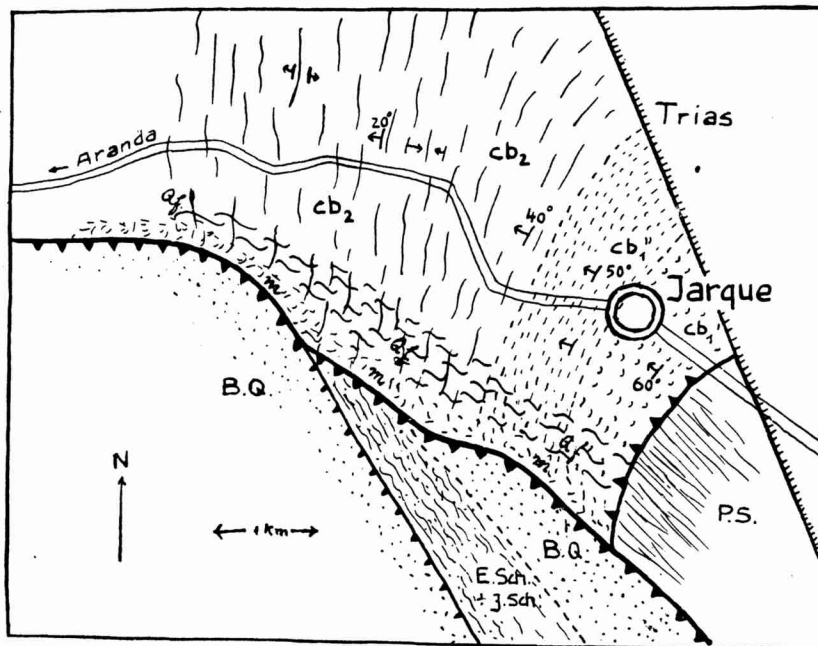


Abb. 26. Schematische Skizze der Umgebung von Jarque.
Maßstab 1 : 75 000.

- B. Q.* Bámbolaquarzit
- E. Sch.* Embider Schichten
- J. Sch.* Bunte Jalónschichten
- cb₁* Unteres Unterkambrium
- cb₁'* Oberes Unterkambrium
- cb₂* Mittelkambrium
- P. S.* Paracuellosschiefer
- Qf.* Zone mit Querfältelung
- m.* Mylonitisierte Zone am Rand der Bámboladecke
- Gezahnte Linien:* Deckengrenzen bzw. Schuppenränder
- Gekämmt Linie:* Abbruch zum Triasgraben von Illueca

247) Vgl. S. 94.

248) In Abb. 26 an der Südostecke der mit „m“ bezeichneten schmalen Zone längs der Bámbolaquarzitgrenze.

und etwas nördlich hiervon (südwestlich der Ortschaft) bläuliche und violette Gesteine mit eingelagerten Dolomitbänken, in denen man auf den ersten Blick die höchsten Horizonte der Bunten Jalónschichten erkennt (*cb'* der Abb. 26). Dieselben werden von Ribotadolomiten überlagert, die ziemlich flach gegen den Bámbolaquarzit zu einfallen. Die Dolomite streichen in südwestlicher Richtung senkrecht gegen den nordwestlich verlaufenden Bámbolaquarzit; sie sind dabei senkrecht zu ihrem eigenen Streichen, aber parallel zu dem des Bámbolaquarzits intensiv verfältelt und zwar in umso stärkerem Maße, je geringer die Entfernung vom Bámbolaquarzit ist. In größerem Abstand davon, gegen Jarque zu, glätten sich die Falten aus, und die Dolomite beginnen gleichförmig gegen Nordwesten einzufallen²⁴⁹). In dieser Weise streichen sie in das Tal des Rio de Aranda hinein.

Folgt man diesem Tal gegen Nordwesten, also in Richtung des Schichteinfallens, so durchschreitet man ein schön aufgeschlossenes Profil durch die vorwiegend mittelkambrische Ablagerungsfolge, die im stratigraphischen Teil bereits beschrieben wurde²⁵⁰). Die gesamte Schichtserie von den Embider Schichten bis zu den Jilocaschichten herauf ist vertreten. Wie Abb. 26, die in schematischer Form die Lagerungsverhältnisse wiedergibt, erkennen läßt, wird das bei Jarque südwest-nordöstliche Streichen gegen Nordwesten zu ein mehr nord-südliches; sämtliche Schichtglieder aber streichen gegen und unter die Massen des Bámbolaquarzits; und auch hier findet sich wie südwestlich von Jarque in der Nähe der Quarzitgrenze eine Zone stärkerer Gesteinsdurchbewegung, an die sich nach Nordosten eine dem Streichen des Bámbolaquarzits parallel verlaufende Querfältelungszone anschließt.

Aus all dem gewinnt man den Eindruck, als sei einem unteren, durch besonderes Streichen ausgezeichneten, vorwiegend mittelkambrischen und hochunterkambrischen System ein oberes, aber älteres und aus tieferem Unterkambrium bestehendes aufgeschoben.

Aus der Verschiedenheit des Streichens in den beiden Systemen und aus der Erscheinung der Querfältelung läßt sich weiter folgendes schließen. Das untere System verdankt sein Streichen einer anders gerichteten tektonischen Bewegung als das obere, und das untere System hatte bereits seine Lagerung inne, als das

249) In Abb. 26 ist die Querfältelungszone durch Schlangenliniensignatur gekennzeichnet.

250) Vgl. S. 55 und 56.

obere daraufgeschoben wurde, weil das letztere bei seiner Auf-schiebung eine neue Faltung bzw. Fältelung in dem unteren System fast senkrecht zu dessen primärer Streichrichtung erzeugte.

Das untere System ist selbst wieder auf ein weiteres aufgeschoben. Wenn man nämlich von Jarque aus südostwärts geht, so trifft man nach Durchschreitung der gegen Nordwesten einfallenden Embider Grauwacken nicht auf das normale Liegende derselben, den Bámbolaquarzit, sondern auf seidig glänzende, grüngraue, intensiv durchgeschieferte Tongesteine vom Habitus jener im Jalóntal auftretenden Schiefer, die ich als Paracuellosschiefer bezeichnete.

So lassen sich im Gebiet von Jarque drei tektonische Elemente erkennen:

1. ein System von graugrünen Schiefen, die man analog den Paracuellosschiefern den Atecaschichten zurechnen möchte,
2. eine vom tieferen Kambrium bis zum hohen Mittelkambrium reichende Schichtfolge, die auf das erste System aufgeschoben ist,
3. eine Bámbolaquarzitdecke, die wieder auf die beiden anderen Systeme geschoben ist und deren Schichten längs der Überschiebungsfläche verfaltet hat.

7. Der Bau des Gebietes zwischen Fombuena und Nogueras²⁵¹⁾.

Oben wurde bereits der Deckenbau zwischen Badules und Fombuena beschrieben. Jetzt soll auch ein Bild vom tektonischen Einzelbau des unteren — bei Fombuena silurischen — Systems, welches das Liegende der kambrischen Decke bildet, gegeben werden.

Die Armorikanischen Quarzite, die als Unterlage der Mittelkambriumdecke dort zu Tage treten, wo diese in die Luft austreicht, sind spezialgefaltet. Besonders stark ist diese Erscheinung zwischen dem Deckenrand und dem Gebiet unmittelbar östlich von Fombuena, wie das in Abb. 27 zu verdeutlichen versucht ist. Die Erscheinungen sind zunächst so kompliziert und im einzelnen schwer entwirrbar, daß die westlichen Teile des Profils schematisch gehalten werden mußten. Die weißen Silurquarzite beschreiben stellenweise — so z. B. am Wege von Villarreal nach Luesma — mächtige Zickzackfalten oder sind steilstehend zusammengeschoben und mehrfach überschuppt — wie z. B. westlich

²⁵¹⁾ Die Darstellung, die DEREIMS (1898) davon gibt, ist, wie bereits gezeigt wurde, nicht zutreffend.

von Fombuena. Gegen Osten werden die Falten allmählich flacher und sind in der Umgebung von Luesma nur noch gleichrörmig und ruhig.

Im einzelnen ist aus dem Profil zu entnehmen, daß das Gebiet von Fombuena eine Mulde darstellt, in deren Kern als jüngste Schichten ober-silurische Graptolithenschiefer auftreten. Innerhalb der Mulde ist der Dislokationsgrad ein recht hoher; so stehen die Schichten durchweg steil.

In dieser Zone sind gewiß manche der auftretenden Störungen jüngerer Alters; so tritt in und bei Fombuena Trias anscheinend inmitten eines saxo-nischen Grabens auf.

Im Raum zwischen Fombuena und Luesma finden sich zwei Sättel mit einer zwischengelagerten Mulde, welche wie die von Fombuena von Graptolithenschiefern erfüllt ist. Eine weitere Mulde mit Graptolithenschiefern und unterdevonischen Bildungen im Kern²⁵²⁾ streicht bei Luesma selbst durch, und eine letzte ist schließlich östlich der Virgen de Herrera anzunehmen. Die Herausbildung dieser Mulden und Sättel geht jedoch zu erheblichem Teil auf eine jüngere Tektonik zurück; so sind die steilen Störungen in Abb. 27 saxonisch²⁵³⁾. Die variscische Tektonik schuf in den östlichen Teilen des Profils nur einen flachen Wellenwurf.

Alles in allem weist das Gebiet zwischen dem Ostrand der Kambriumdecke von Badules und dem Ostabfall der Sierra Herrera als variscische Struktur eine Faltungstektonik auf, die im Westen, in der Nähe

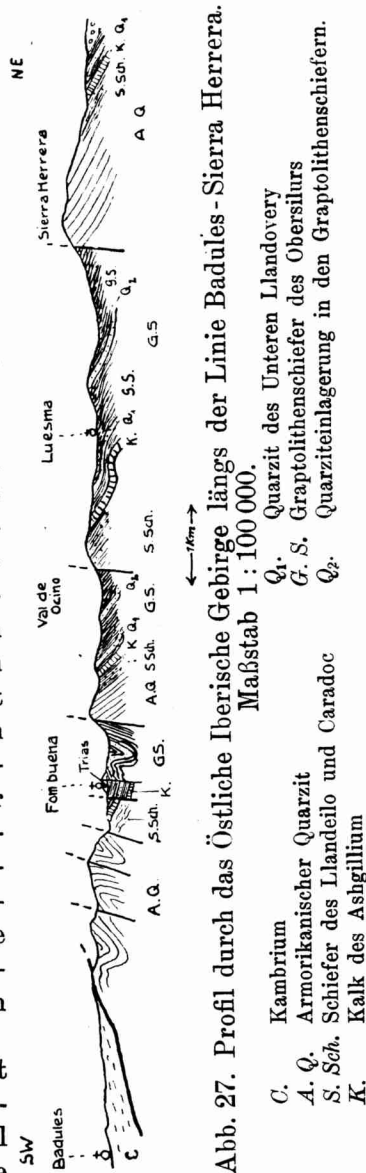


Abb. 27. Profil durch das Östliche Iberische Gebirge längs der Linie Badules-Sierra Herrera. Maßstab 1 : 100 000.

252) Im Schnitt der Abb. 27 sind die letzteren nicht getroffen.

253) Hierauf wird weiter unten in dem Abschnitt über Umformungen alter Gebirgsstrukturen durch spätere Tektonik näher eingegangen werden.

der Überschiebung, lebhaft, im Osten, in größerer Entfernung von derselben, dagegen sehr ruhig ist. In Anbetracht dieser auffälligen Abhängigkeit der Faltungsintensität im überschobenen System von der Entfernung vom Überschiebungsrand möchte man einen mechanisch-ursächlichen Zusammenhang zwischen Faltungs- und Überschiebungserscheinungen für wahrscheinlich halten²⁵⁴).

8. Schematischer Bau des Gebiets zwischen Villarreal und Paniza.

Weiter im Nordwesten, im Gebiet zwischen Villarreal und Paniza, herrscht ein Faltenbau von einer ähnlichen Gesetzmäßigkeit, wie sie der soeben beschriebene zeigt.

Das Faltenbild ist in Abb. 28 schematisch gegeben, indem die jüngeren tektonischen Elemente eliminiert sind.

Die ersten Gesteine, die man am Westende des Profils gleich nördlich von Villarreal antrifft, sind tektonisch sehr beansprucht. Sie stellen stark durchbewegte Schiefer mit eingeschalteten kalkig-mergeligen und dolomitischen Linsen dar und müssen als Fortsetzung des Mittelkambriums von Badules angesehen werden²⁵⁵). Wegen der starken Gesteinsumformung ist es aber nicht leicht, die Schichtfolge im einzelnen zu analysieren.



Abb. 28. Schematisches Profil durch das Östliche Iberische Gebirge nördlich der Straße Daroca-Zaragoza.

Weiter im Osten spielen weiße Quarzite und grüngraue Schiefer eine große Rolle, die z. T. äußerst intensiv verfaltet sind. Die Faltung zeigt dabei, wie man am Rand der Landstraße beobachten kann, das folgende Bild: die einzelnen Bänke stehen steil, plötzlich knicken sie um, laufen an sich selbst zurück, sind wieder umgebogen, laufen nochmals zurück und so mehrfach nacheinander. So herrscht eine sehr starke Stauchung, die sich aber nur in der Kleintektonik auswirkt; denn obgleich alle Schichten senkrecht stehen, haben doch die Schenkel der engen, steilen Falten meist nur eine Länge von wenigen Metern, sodaß man oft eine weite Strecke in einer und derselben Schicht bleibt. Nur mächtigere

254) Hierauf wird noch zurückzukommen sein.

255) Vgl. S. 201.

Quarzitmassen vollführen steilere Zickzackfalten größerer Spannweite.

Gegen Osten glättet sich die Faltung aus, und die Lagerung wird allmählich flacher. Schließlich werden die Faltungseffekte so gering, daß die Schichten weithin horizontal liegen oder flach gegen Osten einfallen.

In nächster Nähe von Paniza erscheint das Gebirge wieder recht gestört, aber das geht durchweg auf jüngere, saxonische Einflüsse zurück (vgl. weiter unten).

9. Der Bau des Jalóntales zwischen Morés und Morata.

Unmittelbar nördlich von Morés finden sich zunächst Bámbolaquarzite, die stark geschiefert und über den Bizcoche hinweg mit dem Bámbolaquarzit der Sierra de Morés zu verbinden sind und noch zur Bámbolaquarzitdecke (vgl. S. 200) gehören.

Steilgefaltet liegt östlich davon, anscheinend unter dem Quarzit hervorstreichend, ein vollständig durchgeschieferter Gesteinskomplex, der aus Chloritschiefern, Serizitschiefern²⁵⁶), Serizitquarzitschiefern, Quarzitschiefern²⁵⁷), Talkphylliten und ähnlichen dynamometamorphen Gesteinen besteht. Man hat in diesen veränderte Embider Grauwacken und Bunte Jalónschichten zu erblicken, und bei den letzteren sind gelegentlich noch die ursprünglich violett-blauen Farben kenntlich geblieben. Ich möchte die ganze metamorphosierte Schichtfolge als einen an dieser Stelle noch verhältnismäßig gut erhaltenen Teil jener bei Paracuellos beobachteten „Zwischendecke“²⁵⁸) auffassen; denn nach Osten folgen nach einer Störung, die steil gegen Westen einfällt, weiße, Tigilliten führende Quarzite, die das Gepräge des Armorikanischen Quarzits besitzen. Sie sind kaum metamorphosiert, sondern lassen sogar die diskordante Parallelstruktur der Schichtung erkennen.

Gegen Osten folgen weitere Quarzite und Schiefergesteine, die zumeist sehr steil gegen Westen einfallen; erst östlich von Villanueva wird das Einfallen flacher und die Tektonik ruhiger. Die Schichten zeigen hier den Habitus der zwischen Ateca und Alhama verbreiteten Atecaschichten, denen ich sie gleichstellen möchte.

256) Abb. 79 (Tafel XVII) zeigt einen Dünnschliff hiervon. Die Mineralneubildung beschränkt sich auf Serizit, Rutil, Chlorit.

257) Die Quarzkörner dieses Gesteins zeigen zum großen Teil eine sehr wohl ausgebildete BÖHM'sche Streifung. — Eine Dünnschliffaufnahme gibt Abb. 78 (Tafel XVII).

258) Vgl. S. 200.

Als allgemeiner bedeutsam ist hervorzuheben, daß sich im Jalóntal zwischen Morés und Morata eine Bestätigung des schon für das Gebiet zwischen Paracuellos und Morés erschlossenen, aus drei Einzelsystemen bestehenden Deckenbaues ergibt und daß sich hier ferner die Spezialtektonik des tiefsten Systems, der untersten Einheit, als übereinstimmend mit der im Bereich zwischen Fombuena-Luesma und Villarreal-Paniza erweist.

b) Tektonische Synthese.

Vorbemerkungen.

In den vorigen Kapiteln ist in Detaildarstellungen der tektonische Bau jenes größeren Ausschnittes des variscischen Gebirges erörtert worden, der von den Linien²⁵⁹⁾ Ciria-Ateca-Monreal im Westen, Monreal-Montalbán im Süden, Motalbán-Borja im Osten und Borja-Ciria im Norden umgrenzt wird und, wie erwähnt, in bestimmter Hinsicht eine tektonische Einheit bildet.

Es soll nun versucht werden, die verschiedenen Einzelbilder zu einem schematischen Gesamtbild zu vereinigen. Dieses mag zunächst mittels eines schematischen Profils geschehen, das in ost-westlicher Richtung etwa längs des Breitenkreises von Daroca quer durch das gesamte Iberische Gebirge zu legen ist.

Dann ist weiter zu untersuchen, ob das Profilschema auch für andere — etwa mehr im Norden geführte — Schnitte Gültigkeit besitzt. Im Verlauf dieser Fragen kommt man zur Erkenntnis der regionalen Gesetzmäßigkeiten und lokalen Differenzierungen im tektonischen Bauplan dieses ersten Abschnittes der keltiberischen Varisciden.

1. Schematisches Querprofil längs des Breitenkreises von Daroca.

(Vgl. hierzu Abb. 29.)

Wenn man von Santed²⁶⁰⁾ aus ostwärts in Richtung auf Daroca die Westlichen Iberischen Ketten durchwandert, so durchschreitet man eine einfache, recht flach und ziemlich gleichförmig gegen Südwesten einfallende Schichtplatte aus tiefem Untersilur und Oberem Kambrium. Im Abschnitt a) 1 (Seite 170 bis 172) ist oben eine eingehendere Beschreibung des tektonischen Bildes, das diese Schichtplatte bietet, gegeben.

Beim Abstieg vom Gebirge am Hang gegen das Jilocatal gelangt man aus dem Oberkambrium in fossilreiches, altbekanntes

²⁵⁹⁾ Vgl. hierzu die Übersichtskarte (Tafel I).

²⁶⁰⁾ Am Westende des Profils der Abb. 29.

Mittelkambrium und schließlich ganz in der Nähe von Daroca in hohes Unterkambrium, in die klotzigen Ribotadolomite, die bei der Ortschaft selbst anstehen.

Diese Dolomite sind, wie eingehend gezeigt wurde, (vgl. Abschnitt a) 3, S. 177 bis 193) auf jüngere, z. T. mittelkambrische Bildungen längs einer weiten, schwach verfalteten Überschiebungsfläche aufgeschoben. Dieselbe hat durchaus den Charakter einer Deckenüberschiebung. Die wellige Verbiegung der Störungsfläche bewirkt, daß das liegende tektonische System in einzelnen Sätteln in Erscheinung tritt, sodaß regelrechte Fenster entstehen. Zwei solche, etwa nord-südlich streichende Sattelzonen sind zu erkennen innerhalb jenes schmalen Kambriumstreifens, der von Daroca aus gegen Südosten zieht. In dem Profilschnitt (Abb. 29) bleibt nur der westliche der Sättel beobachtbar, der Deckensattel von Daroca, da gegen Osten das Tertiär des Beckens von Calatayud den variscischen Untergrund zu verhüllen beginnt.

Die überschiebenden Ribotadolomite stellen die Basis der Schichtplatte der Westlichen Iberischen Ketten dar, die ich in ihrer Totalität als deckenförmig gegen Osten vorgeschoben betrachten möchte; so möchte ich glauben, daß sich die Überschiebung von Daroca noch weit unter jene Schichtfolge nach Westen fortsetzt. —

Östlich von Daroca beginnt ein Profilstück, das der direkten Beobachtung nicht zugänglich ist, da es durch den Boden des Tertiärbeckens von Calatayud verläuft. Man ist also zu einer Konstruktion gezwungen; aber diese ist durch den Umstand er-

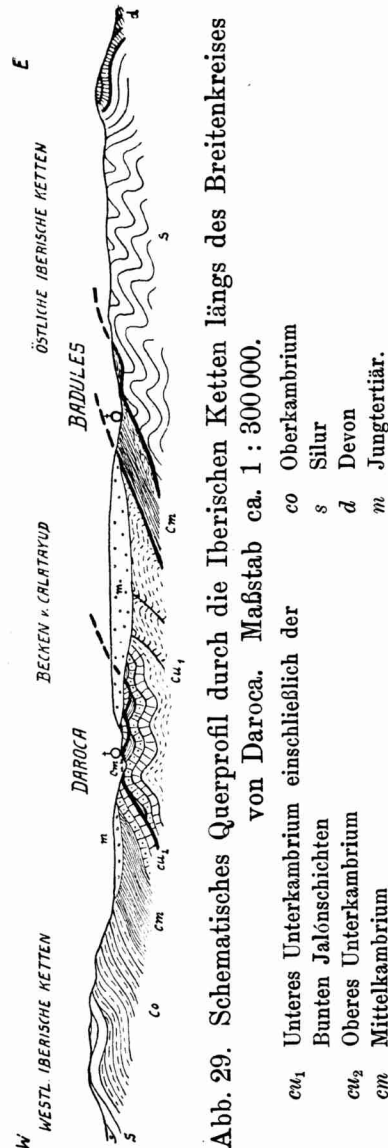


Abb. 29. Schematisches Querprofil durch die Iberischen Ketten längs des Breitenkreises von Daroca. Maßstab ca. 1 : 300000.

- | | | | |
|-----------------------|-----------------------|-----------|--------------|
| <i>cu₁</i> | Unteres Unterkambrium | <i>co</i> | Oberkambrium |
| | Bunten Jalónschichten | <i>s</i> | Silur |
| <i>cu₂</i> | Oberes Unterkambrium | <i>d</i> | Devon |
| <i>cm</i> | Mittelkambrium | <i>m</i> | Jungtertiär. |

möglichst, daß eine Reneganz zwischen der Struktur und der Kontur des variscischen Gebirges besteht. Die alten Strukturlinien streichen mehr nord-nord-westlich, die Zone des Tertiärbeckens verläuft mehr nordwestlich; und so kommt es zustande, daß die im Schnitt von Daroca inmitten des Beckens gelegenen Grundgebirgsstücke gegen Nord wie gegen Süd unter dem Tertiär hervorstreichen²⁶¹).

Wir müssen zur Konstruktion des verborgenen Profilstücks die Strukturlinien und die Grundzüge des Baues, die in dieser nördlichen und südlichen Verlängerung erkennbar sind, heranziehen. Nun stoßen wir da auf Verhältnisse, die zunächst eine Schwierigkeit zu bedeuten scheinen: die nördlichen Fortsätze, die im Gebiet des Jalóntales zwischen Huérmeda und Paracuellos auftauchen, haben einen anderen Aufbau und umfassen eine andere Schichtfolge als die südlichen Fortsätze, die in dem Kambriumstreifen zwischen Sn. Martín und Calamocha beobachtbar sind. In jenem nördlichen Gebiet sind die Schichten durchweg älter; sie bestehen aus Unterkambrium und vor allem aus tieferen Teilen desselben, während in jenen südlichen Gebieten nur Schichten des hohen Unterkambriums auftreten. Gleichzeitig sind auch die Grundzüge des tektonischen Baues andere. So zeigt das Jalónprofil eine großzügige Schuppenstruktur (vgl. Abschnitt a) 2, S. 172 bis 177), während im Süden nur flache Wellung herrscht (vgl. S. 178).

Der Grund für diese Unterschiede muß darin erblickt werden, daß die beiden Gebiete verschiedenen tektonischen Einheiten angehören. Südlich von Sn. Martín bis gegen Calamocha hin dehnt sich die Decke der Westlichen Iberischen Ketten aus, im Jalónprofil befindet man sich in deren Liegendem, also in jenem tieferen System, das in den Fenstern von Daroca und Sn. Martín zu Tage tritt.

So muß man bei einer Konstruktion des Profilstückes unter dem Becken von Calatayud eine Kombination vornehmen: für die westlichen Teile, die noch der Decke der Westlichen Iberischen Ketten angehören, hat man einen flach gewellten Sattel- und Muldenbau anzunehmen analog den Verhältnissen zwischen Daroca und Calamocha, — für das liegende System, dem man die östlichen Profiltile einräumen muß, aber hat man einen ähnlichen Schuppenbau vorauszusetzen, wie ihn das prächtige Jalónprofil zwischen Huérmeda und Paracuellos aufweist. In der sche-

²⁶¹) Auch die Übersichtskarte (Tafel I) zeigt dieses.

matischen Darstellung der Abb. 29 ist entsprechend verfahren worden.

Weiter im Osten, jenseits der Campos Romanos des Tertiärbeckens, beginnt bei Badules das Östliche Iberische Gebirge, in welchem wieder Grundgebirge zu Tage tritt. Für den Untergrund im östlichen Teil der Campos Romanos möchte man tiefunterkambrische Bildungen voraussetzen, da man nicht weit nördlich von hier Unterkambrium unter das Tertiärbecken streichen und südlich von hier in dem kleinen Grundgebirgsvorkommen von Lagueruela wieder zu Tage treten sieht (vgl. die Übersichtskarte, Tafel I). Man ist deshalb überrascht, bei Badules Mittelkambrium anzutreffen, das sich also östlich eines unterkambrischen Areals befindet, aber trotzdem gleichförmiges, gegen Westen, also widersinnig, gerichtetes Einfallen aufweist. Eine Lösung dieses Problems ergibt sich bei Betrachtung der Verhältnisse weiter im Norden, wo im Gebiet von Morés (vgl. S. 193 ff.) der Ostrand des Unterkambriums eine flache, weitausholende Überschiebung von Deckencharakter darstellt, die südwärts bis nordwestlich von Villarreal zu verfolgen ist, wo sie unter dem Tertiär verschwindet²⁶²).

So müssen wir eine zweite deckenhafte Überschiebung in unserem Profilschnitt noch unterhalb des Beckens von Calatayud als Westgrenze des Baduleskambriums annehmen.

Für die Ostgrenze dieses Mittelkambriums ist oben gezeigt (vgl. Abschnitt a) 5, S. 201 bis 203), daß auch diese eine flache, deckenhafte Überschiebung darstellt. Das Mittelkambrium selbst spielt die Rolle einer Decke; es ist aufgeschoben auf eine silurische und devonische Schichtfolge, die im Bereich des Breitenkreises von Daroca die Hauptteile der Östlichen Iberischen Ketten einnimmt.

Der tektonische Einzelbau dieser silurisch-devonischen Schichtfolge ist in Abschnitt a) 7 (S. 206 bis 208) eingehend an Hand eines Profiles beschrieben. Ich wiederhole hier als das Wichtigste: Es liegt ein mehrfacher Faltenbau vor, der im Westen, in der Nähe der Mittelkambrium-Überschiebung intensiv und steil, im Osten dagegen, in größerer Entfernung davon, flachwellig ist. Etwas umgeformt ist dieser Bau durch eine spätere, saxonische Tektonik; in dem schematischen Profil (Abb. 29) habe ich aber diese Umformungen unberücksichtigt gelassen, in der Absicht, in einem besonderen Kapitel mich später eingehender damit zu befassen²⁶³).

262) Vgl. auch die Erörterungen und Deutungen der Verhältnisse nördlich von Badules auf S. 203.

263) Auch ist oben nicht erörtert, ob unter den Campos Romanos des Beckens

Das große Bild des dargestellten Querprofils ist nach dem Gesagten das folgende: Von Westen her ist eine mächtige, vorwiegend ober- und mittelkambrische Schichtplatte (System IV) gegen Osten wie eine Decke aufgeschoben auf eine zweite kambrische Schichtfolge (System III), die in sich mehrfach geschuppt ist, sich dabei gegen Osten heraushebt und älter wird und dann mit ihren tieferen, unterkambrischen Teilen als Decke aufgeschoben ist auf eine mittelkambrische Schichtfolge (System II), die ihrerseits als Decke auf silurisch-devonische Schichten (System I) bewegt ist.

So erkennen wir einen großen, gesetzmäßigen Bauplan: Vier tektonische Systeme sind unterscheidbar; davon ist die Schichtfolge von System I im Mittel am jüngsten von allen, im Durchschnitt relativ älter als I ist die von II, noch älter als II die von III, dagegen wird im System IV die Schichtfolge gegenüber III wieder jünger; dabei grenzen alle die einzelnen Systeme aneinander längs deckenhafter Überschiebungen.

Es will so scheinen, als hätte sich ein großer Sattel ausbilden wollen mit seiner Achse am Ostrand des Systems III, als sei aber diese Aufsattelung schon im Anfang ihrer Entstehung gestört, indem das Gewölbe in einzelne Stücke zersprengt wurde, und als hätten sich diese von Westen gegen Osten übereinander geschoben, sodaß aus jenem Stück, das sich als Sattelkernzone anzulegen begann, das System III wurde, aus den Flankenstücken in Ost und West die Systeme II und IV.

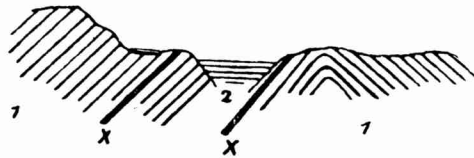


Abb. 30. Schematische Darstellung des tektonischen Bauplanes des Grundgebirges der Iberischen Ketten nach DEREIMS (1893).

- 1 Paläozoikum
- 2 Tertiär
- x Fossilführende Schicht

Wie anders ist dieses Bild als das, welches DEREIMS (1893) gibt und das ich in Abbildung 30 an Hand einer aus WURM's Ar-

von Calatayud saxonische Bauelemente stecken. Ich möchte kurz bemerken, daß ich das vermute, weil sowohl im Süden (bei Lagueruela) als auch im Norden (bei Torrijo und Berdejo) unter dem Tertiär saxonische Mulden hervorstreichen.

beit (1911) entnommenen Skizze wiedergebe. Ein einfacher Sattel mit der Achse östlich von Badules, mit westfallendem Westflügel, ostfallendem Ostflügel ist DEREIMS' Grundvorstellung. Die Wiederholung des Mittelkambriums von Murero und Badules soll auf einen postvariscischen Sprung zurückgehen, der durch das Becken von Calatayud verläuft. Ich brauche nicht weiter hierauf einzugehen, da ich auf die stratigraphischen und tektonischen Einzelfehler, die diesem synthetischen Bild zugrunde liegen, bereits hingewiesen habe (vgl. z. B. S. 73 ff.).

2. Das regionale Bild.

Es besteht noch die Aufgabe, die in dem vorigen Abschnitt bei der Ableitung des schematischen Querprofils erkannten tektonischen Einheiten in ihrer regionalen Verbreitung zu betrachten und die regionalen Gesetzmäßigkeiten des Gebirgsbaues herauszuschälen. Wir bedienen uns dazu der Übersichtskarte (Tafel I).

Erleichtert wird die Beschreibung durch Gebrauch bestimmter Namen für die im vorigen ausgeschiedenen tektonischen Einheiten. So nennen wir den oben als System I bezeichneten Komplex „Herreraeinheit“, nach der Sierra de Herrera, einem bedeutenden Berge am Ostrand der Iberischen Ketten; das System II möge als „Badulesdecke“, System III nach der Vorherrschaft des Bámbolaquarzits als „Bámboladecke“ und System IV schließlich als „Darocadecke“ bezeichnet werden. Die drei Decken, die gegenüber der Herreraeinheit als in gewisser Weise zusammengehörig erscheinen, fasse ich weiter unter dem Kollektivnamen „Iberische Decken“ zusammen.

a) Die Herreraeinheit.

Die aus Devon, Silur und den Atecaschichten des Oberkambriums aufgebaute Herreraeinheit nimmt die östlichen Teile der Östlichen Iberischen Ketten ein. Von Montalbán erstreckt sie sich nordwestwärts über die Sierra de Herrera, überschreitet zwischen Morés und Ricla den Jalón, verschwindet bei Mesones unter Mesozoikum und taucht noch einmal in dem Monegré nordöstlich von Mesones und in den Bergen östlich von Tabuena auf.

Man erkennt schon aus dem Kartenbild, daß sich an der Zusammensetzung der Herreraeinheit von Südost gegen Nordwest im allgemeinen ältere Schichten beteiligen. So bestehen die Berge von Montalbán bis Luesma aus Devon, dann erscheint Ober- und Untersilur zwischen Badules, Paniza und Herrera, und nördlich da-

von bis zum Jalón hin haben die mächtigen Atecaschichten weite Verbreitung. Aber es mag in diesem großen Gebiet, das noch nicht eingehend erforscht ist, auch noch hier und dort eine Mulde mit jüngeren Schichten enthalten sein²⁶⁴). Die Gesteine der Tabuencaberger halte ich für Atecaschichten und Silur; dunkle Schiefer am Monegré scheinen mir Graptolithenschiefer des Obersilurs zu sein, und gewisse Gesteine ein wenig nordwestlich davon sehen ganz wie jene schwärzlichen Devonschiefer aus, die im Gebiet um Nogueras verbreitet sind.

Der letztere Umstand zeigt schon, daß die Angabe, das Alter der Schichten nähme von Südost nach Nordwest zu, nicht streng gilt. Denn hier im hohen Norden scheinen wieder jüngere Schichten aufzutauchen. Aber das mag in einer zweiten Erscheinung seinen Grund haben. Man erkennt nämlich im Gebiet von Badules, daß die Schichten im großen und ganzen um so jünger werden, je weiter man nach Osten geht, je mehr man sich also von der Überschiebungslinie des Baduleskambriums entfernt (vgl. Profil Abb. 29). Somit scheint eine doppelte Gesetzmäßigkeit zu herrschen: die Schichten sind um so jünger, je größer der Abstand von der Aufschiebung des Kambriums ist; sie werden aber auch längs des Aufschiebungsrandes selbst um so jünger, je weiter sie gegen Südost liegen.

In diese Gesetzmäßigkeit würde auch das Auftreten jüngerer Gesteine südöstlich von Tabuena passen, da man hier von der kambrischen Überschiebung relativ weit entfernt ist. Wegen dieser Gesetzmäßigkeit dürfte man wohl die devonischen und silurischen Areale östlich von Badules sich etwa über Cariñena und die Gebiete östlich von La Almunia bis zu den südöstlichen Tabuencabergen fortgesetzt denken.

Die Herreraeinheit stellt nun aber keineswegs eine einfache, gegen Osten und Süden geneigte Schichtplatte dar, sondern ist, wie schon bei der Ableitung des schematischen Profils wie auch bei den Einzelbeschreibungen ausdrücklich gesagt ist, intensiv spezialgefaltet. Die regionalen Gesetzmäßigkeiten, die soeben angeführt wurden, werden gestört durch eine Unzahl feiner Wellen und Falten, die dem regional großzügigen Bilde aufgelagert sind. Der Typ dieser Spezialfaltungen ist oben in drei eingehender beschriebenen Einzelprofilen dargestellt, im Querschnitt Badules-No-

264) So wurden bei der Beschreibung des Profils Morés-Morata an Tigilliten reiche Quarzite erwähnt, die vielleicht als Armorikanische Quarzite zum Untersilur (vgl. S. 209) gehören.

gueras²⁶⁵), im Schnitt Mainar-Paniza²⁶⁶), im Schnitt Morés-Morata²⁶⁷).

Diese Profile zeigen einen gemeinsamen Charakterzug: Eine intensive Spezialfaltung, die aus großen Falten neben kleineren Schichtverfaltungen besteht, herrscht auf der Westseite der Herreraeinheit, in der Nähe des heutigen Ostrand der Iberischen Decken; sie verschwächt sich gegen Osten, wo der Abstand vom Deckenrand größer wird. Sehr auffallend zeigt sich das im Profil Villarreal-Paniza, wo gleiche Quarzite im Westen in große Zickzackfalten gelegt sind, im Osten jedoch flache Lagerung aufweisen. Ähnliches ist aus dem Profil Fombuena-Luesma ersichtlich, indem die Graptolithenschiefer, die im Osten bei Luesma fast flach liegen und nur schwachwellig gefaltet sind, im Westen, bei Fombuena, steil zusammengepreßt sind. Noch weiter südlich vollzieht sich das gleiche im Devon. Während dieses bei Nogueras flache Falten bildet, beginnt es, wie DEREIMS (1898) berichtet, bei Santa Cruz de Nogueras steile Lagerung, ja Überkipfung anzunehmen.

Die Spezialtektonik der Herreramasse steht also in sehr enger Beziehung zu den Deckenüberschiebungen, und diese Beziehung muß ursächlicher Art sein. Man muß die Tektonik der Herreraeinheit als Reaktion eines relativ in Ruhe bleibenden Systems auf die seitlichen Schübe und auf die sich im Hangenden abspielenden Bewegungsvorgänge auffassen. Man muß dabei die Ursachen für die Unterschiede in der Intensität der Tektonik der westlichen und östlichen Teile der Herreramasse in den Verschiedenheiten des Abstandes dieser Einzelgebiete von der Überschiebungsfäche suchen. Man hat dabei den vertikalen wie den horizontalen Abstand zu berücksichtigen.

Ist die Stauchung der Schichten eine Folge der großen Reibungswiderstände in der Nähe der Bewegungsfläche, so wird sie von derselben aus in vertikaler Richtung nach oben wie nach unten abnehmen. Geht sie auf die Pressung an der Deckenstirn zurück, so wird sie in horizontaler Richtung mit Zunahme der Entfernung vom Stirnrand abklingen. Trifft beides zusammen, so wird die Stauchung sich sowohl mit wachsendem vertikalem wie mit wachsendem horizontalem Abstand von der Bewegungsfläche verschwächen.

So gibt die tektonische Eigentümlichkeit der verschiedenen Bezirke der Herreraeinheit eine doppelte Deutungsmöglichkeit.

265) Vgl. Abschnitt a) 7, S. 206—208.

266) Vgl. Abschnitt a) 8, S. 208—209.

267) Vgl. Abschnitt a) 9, S. 209—210.

Man befindet sich entweder im Osten in größerer Tiefe unter der Deckenüberschiebung, und dann dürfte man schließen, daß diese mit westwärtigem Einfallen sich gegen Osten erheblich heraushebt und dabei, da gegen Osten jüngere Schichten auftreten, auf höhere Horizonte übergreift; oder aber man befindet sich im Osten in weiterem Abstand vom Deckenstirnrand, und dann dürfte man Schlüsse über die ursprüngliche Lage der Deckengrenze und den Betrag der Überschiebungsweite ziehen. So steht man vor einem Problem, für das — einer Gleichung mit zwei Unbekannten entsprechend — eine Lösung nur möglich ist, wenn an andere Beobachtungen anknüpfende Überlegungen eine der beiden Unbekannten ableiten ließen.

b) Die Badulesdecke.

Auf der Herreraeinheit liegt östlich von Badules Mittelkambrium²⁶⁸). Dieses fällt gegen Westen ein und verschwindet unter dem Tertiär des Beckens von Calatayud. Nach Nordwesten streicht es weiter, überschreitet bei Villarreal das Huervatal und verschwindet gegen Nordwest anscheinend unter dem Bámbolaquarzit, der die Höhen südwestlich von Codos einnimmt²⁶⁹).

Bei der Schilderung der tektonischen Verhältnisse im Raum um Morés²⁷⁰) ist gezeigt worden, daß zu beiden Seiten der großen, zumeist auf Paracuellosschiefern schwimmenden Bámbolaquarzitinsel der Serrezuela hohes Unterkambrium, nämlich Ribotadolomite, als Liegendes des Bámbolaquarzits auftritt; diese Vorkommen waren als Reste einer Zwischendecke zwischen Bámbolaquarzit und Paracuellosschiefern aufgefaßt worden.

Etwas Analoges fand sich bei Jarque²⁷¹). Hier taucht ein Schichtsystem auf, das unter dem Bámbolaquarzit der Sierra de la Virgen hervorstreicht und in der Nähe des Bámbolaquarzits tektonisch stark beansprucht ist. Man muß annehmen, daß der Bámbolaquarzit auf dieses Schichtsystem aufgeschoben ist, das aus einer im allgemeinen gegen Nordwest einfallenden Schichtplatte von Embider Schichten bis Oberkambrium besteht. Weiter muß man annehmen, daß die Embider Schichten dieses Systems südöstlich von Jarque auf die von Paracuellos heraufstreichenden, dem Oberkambrium zuzurechnenden „Paracuellosschiefer“, die selbst der Herreraeinheit angehören, geschoben ist.

268) Das Auflager ergibt sich aus den Darstellungen auf Seite 202.

269) Vgl. S. 203 und 213.

270) Vgl. Abschnitt a) 4, S. 193 bis 201.

271) Vgl. Abschnitt a) 5, S. 201 bis 203.

So beobachtet man längs des Westrandes der Herreraeinheit an drei Stellen, bei Badules, bei Morés und bei Jarque, ein auf relativ jüngeren Schichten der Herreraeinheit, aber unter den relativ älteren Schichten der Bámboladecke liegendes Zwischensystem; ich möchte nun diese drei Vorkommen als Stücke einer tektonischen Einheit zusammenfassen und sie in ihrer Gesamtheit als „Badulesdecke“ bezeichnen.

Es ergibt sich nun aber aus dem Kartenbilde (Tafel I) wie auch aus den oben gegebenen Spezialbeschreibungen, daß die Einzelteile dieser Badulesdecke nicht mehr in oberflächlichem Zusammenhang untereinander stehen. Ich möchte jedoch glauben, daß das ursprünglich sehr viel mehr der Fall war, als es heute ist, und daß der Zusammenhang in weitem Umfang bei der Vorbewegung der Bámboladecke zerrissen wurde, insbesondere, daß die bei Morés auftretenden Stücke nur Reste einer ehemals zusammenhängenden Decke sind ²⁷²⁾. Es wäre eine solch erhebliche Schichtzerstörung auch nicht weiter verwunderlich, da der Bámbolaquarzit an der Basis der Bámboladecke selbst sehr stark reduziert ist und anscheinend nur mehr ein Zehntel seiner ursprünglichen Mächtigkeit behielt. Wieviel leichter sind die weicheren Gesteine des Mittelkambriums der Zerstörung zugänglich! Daß aber im Norden wie im Süden, bei Jarque und Badules, die Schichtserie vollständiger geblieben ist, möchte ich auf gewisse Verhältnisse innerhalb der Bámboladecke zurückführen, von denen später die Rede sein wird.

Zum Teil mag das lokale Fehlen der Zwischendecke aber auch darauf zurückgehen, daß ihr Deckenstirnrand stellenweise unter der Bámboladecke verborgen liegt, sodaß also die Badulesdecke an solchen Punkten von jener höheren tektonischen Einheit vollständig überfahren wäre. Man gewinnt diesen Eindruck im Gebiet von Jarque, wo die mittelkambrische Decke unter die Bámboladecke streicht, sodaß die einzelnen Schichtglieder und schließlich wohl auch der Deckenrand allmählich unter ihr verschwinden. So mag es sein, daß die Decke schon primär hier zungenförmig gegen Osten vorgriff, dort gegen Westen zurückwich.

Und sollten schließlich die zwischen den einzelnen vorgreifenden Zungen gelegenen Deckenstücke gar so weit zurückweichen,

272) Daß der Vorschub der Bámboladecke gegenüber dem der Badulesdecke das mechanisch nachfolgende (wenngleich tektonisch zur gleichen Phase gehörige) Ereignis war, darauf gibt es eine Anzahl Hinweise. So ist vor allem die Badulesdecke in der Nähe der Bámboladecke verfältelt, wie es für den Untergrund der Decken, z. B. der Herreraeinheit, geschildert wurde. Die Badulesdecke wirkte für die Bámboladecke als relativ ruhender Untergrund.

daß lokal nicht einmal ein nennenswerter Deckenschub zu verzeichnen wäre, so bliebe es dennoch berechtigt, die Einzelzungen zu einer tektonischen Einheit unter einem gemeinsamen Namen zusammenzufassen, wie man ja auch bei Sattelzügen, die infolge schwankender Herauswölbung als Kette von Einzelsätteln erscheinen, doch nicht Bedenken trägt, die Einzelsättel zu einer Sattelzone, einer Achsenzone, zusammenzufassen.

Die Badulesdecke ist ein selbständiges System zwischen der Herreraeinheit und der Bámboladecke. Sie stellt bei Badules nicht etwa den überkippten Mittelschenkel eines Sattels mit Bámbolaquarzit im Kern dar. Denn dann müßten die Schichten der Badulesdecke umgekehrt liegen: die jüngsten zu unterst, die ältesten zu oberst. Das ist jedoch nicht der Fall, weder bei Badules noch bei Jarque; vielmehr sind in beiden Gebieten die Schichten durchaus normal gelagert²⁷³).

Wenn man die nördlichen Teile der Badulesdecke im Gebiet von Jarque mit den südlichen im Bereich von Badules vergleicht, so fällt auf, daß sich im Norden an dem Aufbau der Decke ältere Gesteine mitbeteiligen als im Süden, indem dort Embider Schichten an der Basis liegen, während bei Badules kein Unterkambrium auftritt oder höchstens die allerobersten Horizonte desselben. Das Gebiet von Morés scheint sich intermediär zu verhalten. Hier spielt Ribotadolomit als Basalbildung eine große Rolle, wenngleich auch ältere Gesteine vorkommen.

So scheint für die Badulesdecke Ähnliches zu gelten, wie für die Herreraeinheit: Nach Nordwest nimmt das Alter der am Deckenschub beteiligten Schichten zu, nach Südosten ab.

c) Die Bámboladecke.

Im Querschnitt von Daroca tritt die Bámboladecke nicht zu Tage; es muß angenommen werden, daß sie unter dem Tertiär des Beckens von Calatayud durchstreicht. Nordwestlich von hier, im Gebiet von Villarreal, treten die Bámbolaquarzite unter dem Tertiär hervor und streichen in steilen Bergzügen westlich von Morés vorbei, über die Sierra de la Virgen gegen Aranda. Bei Morés und Jarque zeigt sich, daß die Bámbolaquarzite deckenförmig an flachen Überschiebungen gegen Osten bewegt sind. Bei Morés ist dieses besonders deutlich, wie aus den eingehenden Schilderungen in Abschnitt a) 4 (S. 193 ff.) hervorgeht. Hier stoßen die Quarzite — im Raum zwischen Paracuellos, Saviñán und Aluenda ein großes

273) Vgl. Abschnitt a) 5, S. 201—203 und Abschnitt a) 6, S. 203—206.

Halbfenster aussparend — als mächtige Halbklippe bis zur Serrezuela vor; eine kleine Klippe bilden sie im Bizcocheberg. Durch die saxonische Tektonik in ein tieferes Niveau gebracht und so vor der Denudation bewahrt, setzen sie sich auch noch nördlich von Morés ein Stück als tektonische Klippen fort.

Die Länge dieser Bámboladecke ist enorm, da sie jenen ganzen paläozoischen Gebirgsstreifen zwischen Aranda und Villarreal einnimmt, der eine Länge von 60 km besitzt. Etwas weiter im Südosten von hier, im Raum von Lagueruela, tritt noch ein kleines, auf der Übersichtskarte (Tafel I) verzeichnetes Areal unterkambrischer Gesteine auf, die ebenfalls dieser Decke zuzurechnen sind, sodaß die Gesamtlänge der Bámboladecke, dieses Vorkommen eingeschlossen, gegen 80 km beträgt.

Betrachtet man auf der Übersichtskarte die großen Züge im Verlauf der Ostgrenze des Bámbolaquarzits, so fällt vor allem auf, daß sich diese zwischen Illueca und Aranda in flachem, gegen Nordosten konvexem Bogen westwärts zurückbiegt. Die Schichten des tieferen, unter der Bámboladecke liegenden Systems der Badesdecke machen diesen Verlauf nicht mit, sie beschreiben vielmehr einen gegen Nordwesten konvexen Bogen und weichen allmählich gegen Nord bis Nordost zurück. Diese Situation bringt es mit sich, daß entlang der Bámboladeckengrenze jeder mehr nordwestlich gelegene Punkt einen geringeren Verschiebungsbetrag relativ zum liegenden System zeigt, d. h. daß die Überschiebungsweite relativ zum Liegenden um so geringer wird, je weiter man gegen Nordwest geht. Schließlich herrschen am Rand der Bámboladecke unweit Aranda Verhältnisse, wie sie, ein wenig schematisiert, das Profil der Abb. 31 wiedergibt. Stellt man dieses Bild mit dem von Morés zusammen, wie das in Abb. 31 geschehen ist, und vergleicht man hiermit jene so instruktiven Bilder, welche die kleine, sich aus einem Sattel entwickelnde Spezialdecke von Sn. Martín²⁷⁴⁾ zeigt, so fällt eine Analogie in der Erscheinungsform der nebeneinander bestehenden Profilgestaltung auf. Das Profil durch die Bámboladecke bei Aranda (Abb. 31 oben) scheint dem Profil 3 der Abb. 19, das den Übergang der Deckenschuppe in einen Sattel andeutet, zu entsprechen, während das Profil von Morés sich mit dem Profil 5 von Sn. Martín vergleichen läßt, das die volle Entwicklung der Spezialdecke zeigt. Somit scheint man bei Aranda in der Nähe des „Deckenscharniers“ zu sein, wo die

274) Vgl. die eingehende Beschreibung in Abschnitt a) 3, S. 186—188. Die Profile finden sich auf S. 187.

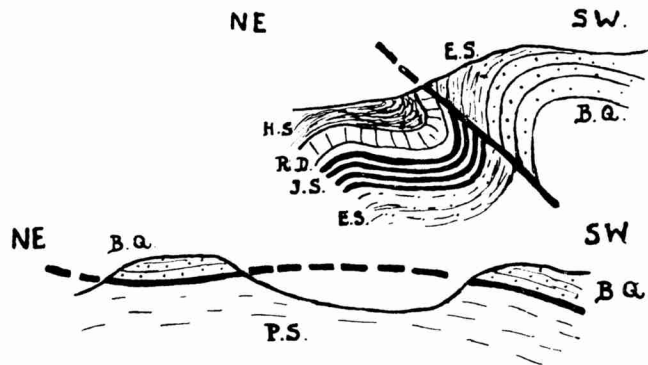


Abb. 31. Schematische Profile durch den nördlichen (oben) und mittleren (unten) Teil der Bámboledecker.

Das obere Profil stammt aus dem Gebiet von Jarque, das untere aus dem von Morés.

- B. Q. Bámbolequarzit
- E. S. Embider Schichten
- J. S. Bunte Jalónschichten
- R. D. Ribotadolomit
- H. S. Huérmedaschiefer
- P. S. Paracuellosschiefer

Bámboledecker nur mehr als überschobener und zerrissener Spezialsattel ausgebildet ist; und somit wäre das bogenförmige Vorgeifen der Bámboledecker von Aranda aus gegen Jarque nicht eine einfache Denudationsform, sondern wäre durch das primäre Vortreiben des Stirnrandes bedingt. Es ist, dann geradezu, als wäre das kleine Kartenbild von Sn. Martín (s. Abb. 19, S. 187) bei Aranda ins Große übertragen. Mit dieser Vorstellung würde auch ganz im Einklang stehen, daß bei Aranda der Einfluß auf den Untergrund, die Badulesdecker, so gering ist, indem diese hier in großer Vollständigkeit entwickelt ist, während sie bei Morés so weitreichende Zerstörung erfahren hat.

Man glaubt jetzt, das Gesamtbild der Bámboledecker zu überschauen. Man möchte etwa bei Aranda ihr Nordende annehmen; denn hier geht die Schubweite stark zurück, und die Erscheinung nähert sich der eines Spezialsattels. Von hier aus gegen Süden greift aber der Bámbolequarzit zungenförmig in nordöstlicher Richtung vor und wird bald zu einer rechten Decker. Enorm sind dann die Überschiebungsbeträge und eingreifend die Schichtzerstörungen an der Deckenbasis im Gebiet von Morés. Von hier aus setzt sich die Decker noch weiter gegen Süden fort und tritt schließlich bei Villarreal unter Tertiär, um weiterhin nur noch einmal bei Lagueruela in einem kleinen Areal aufzutauchen.

Es will nun auch so scheinen, als ob noch weiter gegen Süden die Bámboladecke primär zu Ende ginge oder doch in ihrer Bedeutung Einbuße erlitt. Im Vorkommen von Lagueruela findet sich nämlich kein Bámbolaquarzit mehr, vielmehr tritt hier nur Oberes Unterkambrium auf; und des weiteren erscheint in dem Verhalten der Badulesdecke, die bei Badules nur noch schwache Anzeichen tektonischer Beanspruchung durch ein höheres Deckensystem zeigt, während sie bei Villarreal sehr stark gestaut ist, zum Ausdruck zu kommen, daß der Vorschub der Bámboladecke bei Lagueruela nicht mehr so bedeutungsvoll war wie bei Morés; man möchte hierin eine Verringerung der Überschiebungsweite der Bámboladecke sehen.

Es bleibt noch übrig, die innere Struktur der Bámboladecke zu betrachten. Einen wichtigen Aufschluß darüber gewährt das Profil des Jalóntales, das oben (vgl. Abschnitt a) 2, S. 172 ff.) eingehend beschrieben ist. Es herrscht hier ein Schuppenbau mit einer Aufeinanderfolge von drei Schuppen in west-östlicher Richtung. Die jeweils mehr östliche Schuppe besteht im Bereich des Tales gegenüber der mehr westlichen aus einer im Durchschnitt älteren Schichtgruppe; so umfaßt die westliche die Gesteinsfolge vom Darocaquarzit bis zur Embider Grauwacke, die mittlere die vom Ribotadolomit bis zum Bámbolaquarzit, die untere schließlich besteht aus Bunten Jálonschichten bis tiefstem Bámbolaquarzit.

Die einzelnen Schuppen sind aus Schichtfolgen aufgebaut, die mittelsteil gegen Westen einfallen und in der Weise gegeneinander bewegt sind, daß die ältesten Teile der jeweils westlichen Schuppe an die jüngsten Schichten der mehr östlichen grenzen, wobei die Grenzen zwischen je zwei Schuppen Überschiebungsflächen darstellen, die ebenfalls gegen Westen einfallen; sie stehen jedoch erheblich steiler als die Schichtflächen und zeigen Neigungswinkel von etwa 60—80°.

So hat das Schuppensystem, ganz grob betrachtet, den Charakter einer Faltenfolge, die aus Sätteln und Mulden besteht, wobei die westliche Seite jeder Einzelschuppe die Mulde und die östliche Seite den Sattel bildet und wobei der Sattel der mehr westlichen Schuppe auf die Mulde der mehr östlichen übergelegt ist. Dem Schuppenbau des Jalóntales eignet somit der Charakter eines zerrissenen Faltenbaues. Der Faltungscharakter läßt sich auch aus dem Vorhandensein von Resten ausgezogener Mittelschenkel und muldenähnlicher Lagerung der Schichten an der Westseite der Schuppen (z. B. nördlich von Huér-

meda, vgl. Abb. 15, S. 175) und der sattelförmigen Umbiegung der Schichten am Ostrand der Schuppen (z. B. bei Embid de la Ribera) ersehen.

Die Einzelschuppen zeigen eine weite Erstreckung im Streichen. Man ersieht aus der Karte, daß die Jalónschuppen gegen Süden unter das Tertiär ausmünden, daß sie auch gegen Norden noch weithin, z. T. bis in das Massiv der Sierra de la Virgen, zu verfolgen sind. In Rücksicht auf diese ihre erhebliche streichende Ausdehnung müssen wir die Einzelschuppen auch weiter gegen Süden fortgesetzt denken und auch für die unter dem Tertiär des Beckens von Calatayud östlich von Daroca befindlichen Gebirgsstücke einen analogen Schuppenbau annehmen.

Es muß noch hervorgehoben werden, daß sich die Zusammensetzung der Schuppen im Streichen in gesetzmäßiger Weise ändert, indem sich in den Muldenzonen der Schuppen gegen Südosten nach und nach jüngere Schichten einzustellen pflegen. Statt hier eingehender auf dieses Phänomen einzugehen, verweise ich auf die Darstellungen auf S. 177. Es ist auffallend, daß diese Gesetzmäßigkeit ganz in Analogie zu der schichtmäßigen Zusammensetzung der Badulesdecke und der Herreraeinheit steht. Ich werde später darauf zurückkommen.

Es verdient noch einmal erwähnt zu werden, daß an der Basis der Bámboladecke intensive Gesteinsdurchbewegung und erhebliche Dynamometamorphose herrschen. So sind die Quarzite feingeschiefert, es sind Chlorit- und Serizitschiefer entstanden; in den ehemals dolomitführenden Bunten Jalónschichten der überfahrenen Zwischendecke treten Talkphyllite auf. Auch eigenartige, teils progressiv metamorphe, teils diaphthoritische Gesteine finden sich, in denen Tonbestandteile in progressiver Metamorphose in Serizit, sedimentäre Biotite oder Augitstücke gleichzeitig in regressiver Metamorphose in Chlorit verwandelt sind.

d) Die Darocadecke.

Recht einfach ist das Bild, das die Darocadecke gewährt. Sie stellt, wie mehrfach betont²⁷⁵⁾, eine recht einfache, westfallende Schichtplatte dar und ist an ihrer Basis längs der Überschiebung flach verfaltet. Sie nimmt jenen ganzen Gebietsraum der Westlichen Iberischen Ketten ein, der von der Linie Villafeliche-Monreal im Westen und der Linie Daroca-Cutanda im Osten begrenzt wird, wenn man allein absieht von den in den kleinen Decken-

275) Vgl. S. 210—211.

sätteln von Daroca und Sn. Martín auftauchenden höchsten Teilen der Bámboladecke.

Leider ist der Kontakt der beiden Decken nur in diesen kleinen Deckensätteln zu beobachten²⁷⁶⁾. Und so ist nicht zu entscheiden, wie sich die Decken im genaueren gegen Nordwesten fortsetzen, wo ihr Außenrand unter dem Tertiär von Calatayud liegt. Ich möchte glauben, daß auch im Raum zwischen Ateca und Huérmeda noch ähnliche Verhältnisse wie bei Daroca herrschen. Die bei Ateca auftretenden Schichten gehören nämlich dem tiefen Mittelkambrium, die bei Huérmeda vorkommenden dem hohen Unterkambrium an, sodaß der dazwischen liegende 20 km breite Raum nur dadurch gefüllt werden kann, daß Spezialtektonik herrscht; da bleibt vollauf Platz für die Darocadecke.

Weiterhin mag die Decke in eine den Jalóntalschuppen ähnliche, steilere Schuppe übergehen.

3. Die Gesetzmäßigkeiten des tektonischen Bauplans.

a) Das keltiberische Grundgebirge als Deckengebirge.

Nach den Schilderungen der voraufgehenden Kapitel kann es unzweifelhaft sein, daß der Bautyp des keltiberischen Grundgebirges einen weitausholenden, großzügigen Deckenbau darstellt. Es zeigt sich nämlich, daß der zunächst in einzelnen Gebietsstücken erkannte Deckenbau sich weithin findet und geradezu den Grundzug in der Gebirgsstruktur darstellt. So besitzt das schematische Querprofil, das für den Breitenkreis von Daroca abgeleitet war, allgemeinere Gültigkeit, und jene vier tektonischen Einheiten, die in diesem Profil unterscheidbar waren, setzen sich noch weit gegen Nord und Nordwest fort. So können wir mit Recht von einem Deckengebirge sprechen.

Auch können wir jenen Satz, mit dem wir den Bau im Darocaquerschnitt charakterisierten, verallgemeinern: Es scheint, als ob ein in nordwest-südöstlicher Richtung sich anlegender mächtiger Sattel gleich im Beginn seiner Entstehung längs langer streichender Sprünge in einzelne Schollen zerriß, die unter starkem, aus Südwest kommendem Schub weit gegen Nordost übereinander geschoben wurden. So wurden mittel- und hochunterkambrische Schichten des Sattelostflügels auf eine im Nordosten vorgelagerte hochoberkambrisch-silurisch-devonische Mulde geschoben; darüber

276) Eingehend dargestellt S. 177 bis 193.

hinweg, teils auf jene mittelkambrischen Schichten, teils auf den Muldeninhalt übergreifend, glitt tiefstes Unterkambrium der Sattelmittle. Es bestand dabei die Tendenz, die ältesten Gesteine mit möglichst jungen in Kontakt zu bringen. Auch der Sattelwestflügel zerriß, und die abgespaltete Westhälfte schob sich gegen Ost in Richtung auf den Sattelfirst viele Kilometer vor.

Die tektonische Gesamtanlage ist somit großzügig. Ich verweise nur noch einmal auf die Übersichtskarte, aus der die weite Ausdehnung und regionale Bedeutung der Strukturelemente hervorgeht, und auch auf die der Karte beigegebenen Profile (Tafel I).

Großzügig ist auch der architektonische Stil. Nicht in einer Feinfältelung und der Erzeugung von Faltenscharen wirkte sich die tektonische Kraft aus; es ist vielmehr so, als ob alle zur Verfügung stehende Energie zu den großen Massenüberschiebungen und zu einzelnen, dem monumentalen Bauwerk wie große Ornamente aufgesetzten Spezialschuppen verbraucht sei. Demgemäß erscheinen die einzelnen Decken und Schuppen als relativ einfache, höchstens flach verbogene Schichtplatten.

Die intensive Faltung und Fältelung der Herreraeinheit ist diesem gegenüber etwas Sekundäres, Begleiterscheinung des großen Überschiebungsvorganges. Sie steht in auffallender Beziehung zu den Deckenschüben und muß durch die starken Reibungswiderstände an der Deckenbasis erklärt werden. Die Schichten im Liegenden kleben sozusagen an der sich bewegenden Decke. Sie werden von dieser mitgenommen; aber da sie selbst keine Ausweichmöglichkeit haben, werden sie gestaucht.

Das gilt nicht allein für die Herreraeinheit dort, wo diese von der Badules- und Bámboladecke überfahren ist; es gilt auch für die Bámboladecke dort, wo diese von der Darocadecke überschoben ist. Auch hier herrscht, wie oben gezeigt, unterhalb der Überschiebungsfäche eine verhältnismäßig intensive Faltungstektonik, sodaß ich mich in den Profilen der Tafel I²⁷⁷⁾ veranlaßt sah, auch hier eine Wellung in den höchsten Teilen der Bámboladecke zu zeichnen, die nach der Tiefe zu ausklingt.

Vergleicht man die einzelnen Decken miteinander bezüglich des Grades der Gesteinsdurchbewegung, so bemerkt man die folgende Gesetzmäßigkeit: Die Gesteinsdurchbewegung nimmt im all-

277) Es ist zu beachten, daß die Profile in einem sehr großen Maßstabe gezeichnet sind. Sie haben eine Länge von über 150 km. Die Spezialfaltungen konnten darum nur schematisch dargestellt werden.

gemeinen mit der Tiefe zu. So ist die weite, der Darocadecke angehörende Schichtplatte der Westlichen Iberischen Ketten kaum sekundär geschiefert; die Gesteine sind nur wenig beansprucht, so sind besonders die mächtigen Schiefereinlagerungen in den Atecaschichten und die mittelkambrischen Mergel von Murero von einem auffallend frischen Habitus. In der tiefer gelegenen Bámboladecke ist es anders; in ihren höheren Teilen und westlichen Schuppen ist diese zwar noch relativ mäßig geschiefert, gegen die Tiefe zu aber geht sie in eine dynamometamorphe Schichtfolge über. Anders ist es dann wieder in der Herreraeinheit. In ihren höchsten Teilen, in der Nähe der Überschiebung, ist dieselbe zwar auch auf das stärkste geschiefert und schwach metamorphosiert; gegen die Tiefe zu aber verschwächt sich dieses bald, indem Durchbewegung und Dynamometamorphose zurückgehen. Die Erscheinungen sind somit gebunden an die Bewegungszonen; sie sind darum am stärksten in der Bámboladecke und vor allem an deren Basis, weil diese die am stärksten vorbewegte Schubmasse darstellt.

Hier ist noch eine weitere Gesetzmäßigkeit anzuführen, die gewiß mit dem Mechanismus der Deckenentstehung eng zusammenhängt. Die Deckenbasis wird meist von mächtigen, klotzigen Gesteinsmassen gebildet, auf deren Rücken sozusagen die hangenden, weniger widerstandsfähigen Gesteine der Decken getragen werden. So liegt an der Basis der Darocadecke der in mächtigen Bänken abgesetzte, starre Ribotadolomit, an der Basis der Bámboladecke der mächtige, zähe Bámbolaquarzit, das stärkste und starrste Gestein wohl des ganzen spanischen Kambriums.

Bei der Badulesdecke bilden im Norden die ebenfalls starren quarzitäen Embider Grauwacken die Basis. Im Süden, bei Badules, scheint jedoch eine Ausnahme zu bestehen. Hier liegt zu unterst äußerst mylonitisirtes tiefes Mittelkambrium. Und doch möchte ich glauben, daß auch hier ehemals Ribotadolomit die eigentliche Deckensohle bildete, daß er aber beim weiteren Vormarsch des Gesteins allmählich abgerieben und „abgeschoppt“ wurde, wobei er sich längs der Bewegungsbahn als Mylonit verteilte; und man könnte in der Tat in einzelnen kleinen Dolomitvorkommen — so östlich von Mainar — letzte Reste davon sehen. Das Auftreten harter, schwer faltbarer Gesteine als Deckensohlen will als durchaus verständlich erscheinen. Ich glaube, daß beim Fehlen solch harter Gesteine nur intensive Faltungstektonik, die zu großen überkippten oder liegenden Falten führen könnte, entstehen wird und daß mächtige, schwer faltbare Gesteinsmassen dazu gehören, damit echte Überschiebungsdecken zustande kommen.

Man könnte das Bild des Deckenbaues des keltiberischen Grundgebirges, das von allen bisher studierten variscischen Deckengebirgen wohl das am günstigsten aufgeschlossene darstellt, nun noch mit dem klassischen Deckengebirge, den Alpen, vergleichen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kann das hier jedoch nur ganz kurz geschehen. Es zeigen sich manche Parallelen zum alpinen Bau, vor allem in der Großzügigkeit des Bauplans mit der mehrfachen Übereinanderlagerung von Decken; dann auch in vielen kleinen Zügen: in der Ausbildung von Deckensätteln und Deckenmulden, für die sich eine Erklärung aus den Vorstellungen RINNE'S (1926) ergibt, in dem Auftreten von Fenstern und Klippen, den charakteristischen Gebilden echten Deckenbaus, und schließlich auch in den interessanten Schoppungserscheinungen, die unter der Sn. Martín-Decke erkennbar waren und jenen von AMPFERER (1924) aus den Alpen beschriebenen gleichen, obschon eine andere mechanische Erklärung dafür zu geben ist.

Etwas weiter unten (S. 231) aber werde ich, was das Ausmaß des Deckenphänomens angeht, doch auch Unterschiede gegenüber alpiner Tektonik angeben, die ich auf Unterschiede des Baumaterials, nicht der tektonischen Tendenz und Pressungsintensität zurückführen möchte.

b) Gesetzmäßige regionale Unterschiede im Gebirgsbau.

Bei der Schilderung des Verlaufs der einzelnen tektonischen Einheiten des keltiberischen Grundgebirges ist verschiedentlich gesagt worden, daß nach Nordwesten die die Einheiten zusammensetzenden Schichten im Durchschnitt älter würden. So ist es bei der Herreraeinheit, bei der sich nach Nordwesten Oberkambrium unter dem Silur einstellt, bei der Badulesdecke, in deren einzelnen Schuppen im Jalóntal gegen Norden ältere Schichten auftreten als im Süden; so ist es schließlich auch in der Darocadecke im Bereich der Westlichen Iberischen Ketten, wo sich am Westrand das Silur gegen Nordwest heraushebt und wo sich im Raum von Ateca älteres Kambrium findet als im Süden.

Auch in dem großen Bilde der Übersichtskarte kommt diese Erscheinung deutlich zum Ausdruck; denn während längs einer nördlich des Jalón etwa zwischen Cihuela und Pedrola gezogenen Linie die Ausstrichbreite des Kambriums mindestens 45 km beträgt und ca. $\frac{9}{10}$ des gesamten hier zu Tage tretenden Paläozoikums kambrischen Alters ist, nimmt das Kambrium längs des Quer-

schnitts von Daroca nur 24 km ein, d. i. nur ungefähr $\frac{6}{10}$ der Gesamtbreite des Paläozoikums.

Es herrscht also im Süden eine relativ geringere Schichteraushebung als im Norden.

Zur Erklärung der Erscheinung lassen sich zwei verschiedene Annahmen machen. Einmal könnte man sagen, daß im Norden primär, nämlich schon zur Zeit der sudetisch-asturischen Gebirgsbildung, eine stärkere Hebungstektonik wirksam gewesen wäre als im Süden, und zweitens, daß in späterer Zeit — etwa zur Zeit jener prätriadischen Gebirgsbildung, welche die Einmuldung des Oberkarbons von Molina schuf — die südlichen Gebirgstteile nach Art einer Aire d'Ennoyage gesenkt, die nördlichen gehoben worden wären.

Ich möchte nun glauben, daß die größere Wahrscheinlichkeit der ersten der beiden Erklärungsmöglichkeiten zukommt. Die Annahme einer einfachen späteren Absenkung der mehr südlichen Gebirgstteile würde nämlich manche Unterschiede in der tektonischen Bauform, die zwischen Nord und Süd bestehen, nicht erklären können. So steht z. B. die Zunahme des Durchschnittsalters der Gesteine der Darocadecke gegen Norden mit der Herausbildung eines Spezialsattels im Raum von Ateca im Zusammenhang, der sich zunächst südöstlich der Stadt durch schwachwellige Spezialfaltung kenntlich macht, dann bei Ateca selbst sich axial schnell heraushebt; man gewinnt durchaus den Eindruck, daß diese Spezialfaltung ursprünglich ist. Desgleichen sind die Erscheinungen in den Schuppen des Jalóntales, die auf S. 177 genauer beschrieben sind, nicht durch einfache spätere Schrägstellung erklärbar. Das gleiche gilt für den Ostrand der Bámboladecke. Hier erweist sich geradezu an dem von Süd nach Nord glatt durchstreichenden Überschiebungsrund, längs dessen der Bámbolaquarzit weithin auch heute noch horizontale Lagerung behalten hat, daß hier keine nennenswerten späteren Verbiegungen eingetreten sind; und noch viel weniger kann das für das Liegende des Bámbolaquarzits gelten; hier greift in der Tat die alte Überschiebung im Süden auf jüngere Schichten als im Norden über. Auch jenes Zurückweichen des Bámboladeckenrandes gegen Westen bei Aranda, das, wie oben (vgl. S. 221 f.) gezeigt, mit einer Abnahme des Überschiebungsbetrages verbunden ist, kann nur ursprünglich sein.

So muß man jenen Unterschied zwischen Nord und Süd als primär ansehen; und man könnte so — die durchschnittliche Stärke der Herauswölbung in Betracht ziehend — zu der Vorstellung kommen, daß im Norden eine stärkere Tektonik wirksam war und

daß diese sich nach Süden abschwächte — in ähnlicher Weise, wie etwa ein Sattelzug abklingt, indem seine Achse absinkt und in seinem Kern allmählich relativ jüngere Schichten erscheinen.

Aber diese Vorstellung wird der Erscheinung nicht ganz gerecht. Denn wenn auch die Schichten im Süden durchweg jünger als im Norden sind, so scheint doch der Altersgegensatz der sich am Aufbau beteiligenden Schichten im Süden größer zu sein als im Norden. Nimmt man als Maß der Intensität der Tektonik nicht einfach die Stärke der Herauswölbung, sondern die Schärfe der Gegensätze pro Querschnittstrecke ²⁷⁸⁾, so steht der Süden dem Norden nicht nach, ist ihm vielmehr überlegen. Im Schnitt von Daroca muß man als Ältestes Bámbo-laquarzit annehmen ²⁷⁹⁾, als Jüngstes Devon. Im Norden treten keine noch älteren Gesteine auf, die älteren sind nur sehr viel weiter verbreitet als im Süden. Nicht das Erscheinen besonders alter Gesteine ist es also, wodurch bewirkt wird, daß das Durchschnittsalter im Norden größer ist als im Süden, vielmehr ist es das Verschwinden der jüngeren Gesteine.

So scheint die Stärke der Herauswölbung im Norden größer zu sein, die Schärfe der Gegensätze im Süden; und es scheint, als ob das eine das andere, wenigstens teilweise, kompensiert. Wendet man hierauf die oben (S. 157) gegebene Definition für „orogene Stärke“ an, indem man als absolutes Maß derselben die „Größe des Zusammenschubes des keltiberischen Erdrindenstückes“ zugrunde legt, so ist sehr wohl einzusehen, daß eine solche Kompensation bei Gleichheit des tektonischen Schubes möglich ist. Ein weitspannig-flacher, aber im Mittel höherer Wellenwurf kann eine ebenso starke Raumverkürzung bewirken, wie eine intensive, steile, aber nicht so große Amplituden erreichende Verfältelung. Das gilt — mutatis mutandis — auch für den Deckenbau.

So möchte ich zum Schluß kommen, daß gleicher Schub im Süden einen weiterreichenden Deckenbau mit wenigen Bewegungsbahnen hervorrief, im Norden mehr ein großzügiges, aus zahlreichen Einzelementen bestehendes Schuppsystem. Und hiermit könnte man das Zuendegehen der Bámbo-ladecke im Raum von Aranda in Zusammenhang bringen.

278) In ähnlicher Weise, wie man den Gebirgscharakter einer Landschaft statt nach der absoluten Höhe über NN nach der Schärfe der Reliefunterschiede beurteilt und gefühlsmäßig ein Hochplateau nicht als Gebirge betrachtet.

279) Einen Grund dafür, daß die ehemalige Bámbo-laquarzitverbreitung bis Lagueruela anzunehmen ist, gibt vor allem das sehr häufige Vorkommen mächtiger Blöcke von Bámbo-laquarzit im Jungtertiär von Lagueruela.

Dieses aus dem Vergleich erwachsende Ergebnis warnt davor, die Schubweite und Bedeutung der Decken zu überschätzen. Wenn auch die bedeutsamste der Iberischen Decken, die Bámboladecke, eine Länge von 100 km und eine Überschiebungsweite von vielleicht 20 km besitzen mag, so ist sie doch nicht von jenem regional gewaltigen Ausmaß, von dem die Decken der Alpen sein sollen.

Vielleicht bestehen längs sehr langer Front, vielleicht von Keltiberien bis hinauf nach Asturien²⁸⁰⁾, Überschiebungen von Kambrium auf Silur oder Devon, aber es scheint doch nicht so, als ob eine einheitliche gewaltige Decke von Südost nach Nordwest durchzöge, vielmehr möchte ich glauben, daß eine Kette einzelner, z. T. vielleicht sehr weit gegen Nordosten vorgeschobener Deckenlappen besteht, die trotz aller Größe doch selbständige Einzelstücke sind.

Sollte hierin nicht ein Unterschied zwischen der Deckentektonik der Alpen und des Keltiberischen Grundgebirges bestehen? Und sollte dieser Unterschied nicht vielleicht darin begründet sein, daß in der paläozoischen Gesteinsfolge das Material für so mächtige und weit ausholende, starre Schubmassen fehlt, wie es in den Kalken der Alpen vorliegt? Oder hat man in den Iberischen Decken nur kleine Reste, Rumpfstücke eines ehemals viel gewaltigeren Deckengebirges vor sich?

II. Der westliche Teil der Atecaberge und das Hesperische Gebirge.

Wir betrachten nun einen zweiten Abschnitt des variscischen Gebirges, und zwar jenen Streifen, in welchem die noch nicht besprochenen Teile des Westlichen Iberischen Gebirges und die paläozoischen Kerne der Hesperischen Ketten liegen, also ein wenig zusammenhängendes und durch spätere Bodenbewegungen zerrissenes Gebirgsstück. Dennoch aber gehören die Einzelteile einer einheitlichen Zone des variscischen Gebirges an — und zwar einer Zone, die sich mit nordwestlichen Streichen von den Westlichen Iberischen Ketten bis gegen Albarracin fortsetzt. In der gleichen Weise wie im Abschnitt I gebe ich zunächst einige Einzelbilder aus diesem Gebirgskomplex.

280) Ich komme hierauf später zurück.

a) Tektonische Analyse (Einzelbilder).

1. Der Bau der Montes de Ateca, insbesondere längs des Jalóntales.

Durchschreitet man, dem Jalóntal folgend, das Westliche Iberische Gebirge von Ateca aus gegen Westen, so kommt man aus Bildungen des Mittelkambriums und tieferen Oberkambriums allmählich in jüngere Schichten. Hierbei zeigen sich die folgenden Lagerungsverhältnisse.

Im Raum von Ateca (zwischen Valtorres und etwas westlich von Ateca) ist eine starke Spezialfaltung ausgeprägt. Im Gebiet von Valtorres stehen Jilocaschichten des Oberkambriums an und westlich davon in der Sierra de Valmayor Quarzite der Atecaschichten. Sehr mannigfach, fast gleichförmig und flach sind die Schichten spezialgefaltet, die Faltenwellen sind sehr regelmäßig und zeigen keine Einseitigkeit. Nur bei Valtorres bemerkte ich eine schwache Tendenz zu größerer Steilheit der Ostflügel, und etwas nördlich von Ateca, bei der Peña Aguila, zeigen sich steil gegen Westen einfallende Störungen. Dagegen sind an der Straße nach Alhama in der Nähe der Abzweigstelle der Landstraße nach Castejón de las Armas gegen Osten einfallende kleine Spezialüberschiebungen geringen Ausmaßes aufgeschlossen, neben denen sich solche finden, die steil stehen oder auch gegen West einfallen.

Nachdem dieses Gebiet der Spezialfaltung durchschritten ist, (etwa bei dem ersten Tunnel westlich von Ateca), beginnen die Schichten gleichförmig und ziemlich steil gegen Westen einzusinken. So durchschreitet man die Schiefer und Quarzite der Unteren und Mittleren Atecaschichten, die hier eine große Mächtigkeit aufweisen. Nach Westen zu wird das Einfallen immer steiler; nachdem es zunächst etwa 60° betragen hatte, nimmt es bald 80° an, ja, schließlich wird die Schichtlagerung vollkommen senkrecht. Das ist etwa an der Straßenkehre kurz vor Bubierca der Fall, und hier ist auch die tektonische Beanspruchung des Gesteines größer als in den mehr östlichen Gebieten, die keine stärker ausgeprägte Sekundärschieferung zeigten und in denen sie dort, wo sie einmal deutlich wurde, gegen Westen einfiel; im Gebiet von Bubierca dagegen beginnt die Schieferung die Schichtung zu übertreffen und fällt zunächst steil, weiterhin auch etwas flacher, gegen Osten ein.

Westlich von Bubierca beginnt wieder allmählich ein flacheres Einfallen der Schichten; aber dieses ist gegen Osten gerichtet. So liegt bei Bubierca der Kern einer Mulde vor, deren Ostflügel steil steht, deren Westflügel spezialgefaltet und flacher gegen

Osten geneigt ist. Die starke Spezialverfaltung der Schichten westlich von Bubierca zeigt einen anderen Mechanismus als jene zuvor von Ateca beschriebene. Alle Spezialfalten sind einseitig, es herrscht nicht mehr eine ruhige, flache Wellung, wie es bei Ateca der Fall war, sondern eine Feinverfaltung von großer Intensität, bei der die Westflügel der einzelnen Kleinsättel steil gestellt oder sogar gegen Westen überkippt sind. Oftmals werden die Einzelfalten isoklinal und zeigen östliches Achsenfallen. Man gewinnt den Eindruck stärkerer, kräftigerer Schübe und durchaus einseitiger Massenbewegung. Dabei besteht die Tendenz einer allmählichen Heraushebung der Schichten gegen Westen zu, indem die Westflanken der Sättel kürzer als die Ostschenkel sind. Es treten jedoch keine wesentlich älteren Schichten mehr zu Tage, da der Raum gegen West zu eng wird und schon vor Alhama das Paläozoikum flexurartig abbiegt und unter Trias verschwindet.

Zwischen Ateca und Alhama besteht somit der folgende große tektonische Bauplan: Im Osten liegt eine Sattelzone mit ruhiger Spezialwellung, im Westen bei Bubierca der Kern einer Mulde mit starker Spezialverfältelung; und dazwischen liegt der Hang des Sattels, der sich gegen den Muldenkern zu immer steiler stellt und sich schließlich gegen Westen gegen die Mulde zu überlegt. Die starke Spezialverfältelung im Muldeninnern und an dem Fuß der Westflanke weist einen Bau auf, der auf einseitigen, westwärts gerichteten Schub zurückgeht.

2. Der Bau der Sierra de Aragoncillo nördlich von Molina de Aragón²⁸¹⁾ und der Torremochazone.

In den Montes de Aragoncillo treten als Kern eines saxonischen Sattels paläozoische Gesteine zu Tage. Der Südwestflügel dieses Sattels wird von etwa 20° gegen Südwest einfallender Trias gebildet, unter der gegen Nordost zunächst ziemlich flach gelagertes Oberkarbon zu Tage tritt; hierunter erscheint als Sattelkern weiterhin variscisches Grundgebirge. Der Nordostflügel des Sattels ist gegen Osten auf jüngeres Mesozoikum überschoben, wobei aber die Sprunghöhe gegen Molina zu abnimmt, bis daraus schließlich ein normaler Sattel wird²⁸²⁾.

Das Grundgebirge besteht aus Silur, und zwar treten zwei Horizonte auf: dem Arenig zugehöriger Armorikanischer Quarzit,

281) Vgl. hierzu Abb. 9 (Seite 146) und Abb. 32 (Seite 235).

282) Bezgl. der saxonischen Tektonik vgl. TRICALINOS (1928).

der aus weißen und grauen Sandsteinen besteht, und Schiefer mit Llandeilo fauna.

Die Schichten sind spezialgefaltet; so sind mehrere Sättel zu erkennen, in deren Kern die weißen Armorikanischen Quarzite auftauchen, während die Llandeilogesteine die Mulden füllen²⁸³). Bei den Sätteln besteht jedoch ein starkes Axialgefälle gegen Südosten, sodaß die Quarzite in deren Innerem in dieser Richtung untertauchen. So tritt in nordwestlichen Teilen der Sierra, im Aragoncilloberg nördlich der Ortschaft Aragoncillo, ein Sattel auf, dessen Südwestflanke unter Karbon liegt und auf deren Nordostseite die Schichten flach nordostwärts einfallen. In der Kernzone des Sattels fallen die Quarzite gegen Südost ein, sodaß sie sich nicht über den Aragoncilloberg gegen Südost fortsetzen, sondern absinken und im Arroyo del Caldero²⁸⁴) von Llandeiloschiefern abgelöst werden, die gegen Südost in der Verlängerung der Sattelachse weiterziehen.

Zwischen Aragoncilloberg und der Hontezula zieht eine kleine Mulde durch. Die Hontezula wird wieder von weißen Quarziten aufgebaut, die gegen Westen, gegen die Mulde zu, sehr steil stehen, auf dem Gipfel der Hontezula aber flachere Lagerung annehmen und in „La Sierra“ flach gegen Nordost wie auch flach gegen Südost einzufallen beginnen. Letzteres bewirkt, daß südwestlich von den „Cabezas“ wieder die hangenden Schiefer, die hier recht fossilreich sind, auftreten, einen weiten Talkessel erfüllend.

Nun stoßen die weißen Quarzite erneut in den Majadillas gegen Südosten vor, wohl in Fortsetzung der Achse der Hontezula; sie springen dann aber ein Stück gegen Ost zurück, um sich in dem Cerro Garcia fortzusetzen.

Das Zurückspringen der Quarzite in den Majadillas fällt mit einem Vorgeifen des Karbons gegen Osten zusammen; das Absinken der Quarzite ereignet sich an einer Störung, die vom Karbon mitgemacht wird, indem die tiefsten karbonischen Sandsteinbänke an dem Hang östlich der Majadillas stellenweise steilgestellt sind. Es war aber bereits zur Zeit der Ablagerung des Karbons der Majadillassattel vorhanden, da dasselbe in den Majadillas auf Silurquarzit liegt, während sich gegen Südosten zwischen Armorikanischem Quarzit und Karbon noch die Llandeiloschiefer einschieben.

So erkennt man in der Sierra de Aragoncillo einen Spezialfaltenbau, und man bemerkt drei Einzelsättel, die in ihrem Kern Armorikanische Quarzite enthalten, nämlich einen in dem Cerro Garcia, einen zweiten in den Majadillas und einen dritten in dem

283) Die Sattelzüge sind auf der Skizze Abb. 9, S. 146, eingezeichnet.

284) Beim Fossilzeichen auf der erwähnten Skizze.

Aragoncilloberg. Alle diese Sättel fallen axial gegen Südost ab. Zum Teil mag diese Erscheinung des Absinkens mit der Ausbildung der Oberkarbonmulde zusammenhängen, also in postoberkarbonisch-prätriadische Zeit fallen — und hiermit würde auch im Einklang stehen, daß die Grenzen des Karbons leicht wellig sind, wie man aus der Kartenskizze (S. 146) ersieht —, z. T. aber haben auch noch jüngere, saxonische Bewegungen an diesem Effekt Anteil.

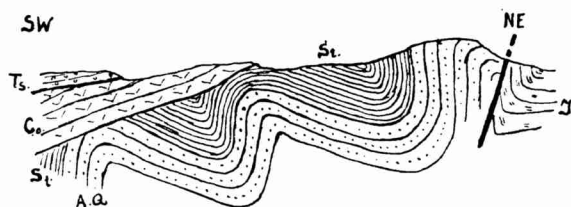


Abb. 32. Schematisches Profil durch die Sierra de Aragoncillo.
Maßstab ca. 1 : 100 000.

- A. Q. Armorikanischer Quarzit
- S_t. Schiefer des Llandeilo und Caradoc
- C_o. Oberkarbon
- T_s. Buntsandstein
- J. Jura.

Das heutige tektonische Bild der Sierra de Aragoncillo ist durch das Nacheinanderwirken dreifacher Gebirgsbildungen entstanden, die sich hier ausnehmend klar unterscheiden lassen, nämlich 1. der variscischen Hauptfaltung, 2. der prätriadischen Nachfaltung, 3. der posttriadischen Gebirgsbildung. Will man das ehemalige Faltungsbild des variscischen Gebirges rekonstruieren, so muß man die Wirkungen der 2. und 3. Faltung in Abzug bringen. Es bleibt dann ein flacher Sattel-Mulden-Bau übrig, bei dem die einzelnen Falten unsymmetrisch gebaut sind. Selbst wenn man die spätere Schiefstellung der Schichten gegen Südwest, wie sie als Folge der Kippbewegungen der jüngeren Tektonik eintrat, in Betracht zieht, ist doch eine größere Steilheit der Westflügel gegenüber den Ostflügeln zu bemerken. Man erkennt das schon aus Abb. 32.

Die Schieferung fällt im Gebiet südlich des Cerro Garcia und nordwestlich der Majadillas in den Llandeilogesteinen mit ca. 60—80° gegen Nordost ein. In diesen Gebietsteilen hat die jüngere Gebirgsbildung keine nennenswerte Effekte, da hier im Bereich des saxonischen Sattelkernes flache Lagerung der Trias angenommen werden muß und da auch das Karbon auf den Bergen meist flach liegt. Auch die Quarzite des Cerro Garcia, die steil gegen Südwesten einfallen, können durch jüngere Bewegungen nicht stark beeinflußt worden sein.

Sollte man im ersteren Fall etwa 10° in Abzug bringen müssen, um die ehemalige Lage der Schieferung zu erhalten, so bleibt doch noch ein Ostfallen übrig. So ist also die westwärts gewandte Einseitigkeit der Faltung primär, aber der Unterschied ist doch nur sehr gering und durch die späteren Bewegungen sekundär verstärkt.

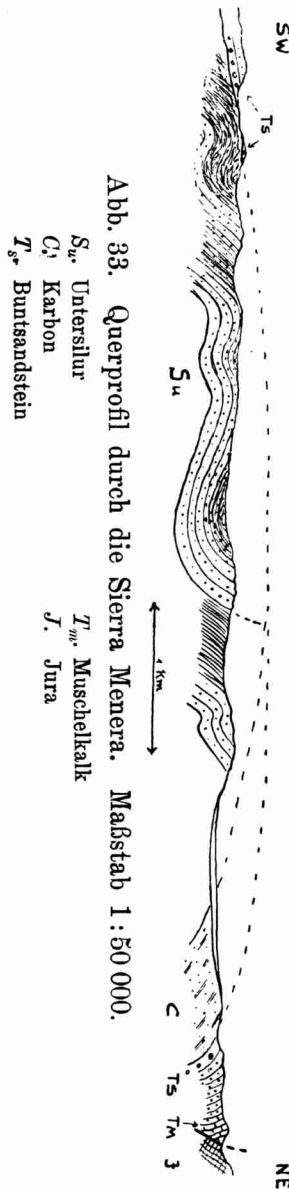


Abb. 33. Querprofil durch die Sierra Menera. Maßstab 1 : 50 000.
 Su, Untersilur
 C, Karbon
 T_m, Buntsandstein
 T_m, Muschelkalk
 J, Jura

In der Sattelzone von Torremocha del Pinar treten jüngere Schichten, nämlich Graptolithenschiefer des Obersilurs, auf. Man muß also annehmen, daß trotz aller Spezialfaltung, die die Sierra de Aragoncillo aufweist, doch im allgemeinen ein Absinken der Schichten gegen Südwesten statt hat. Die Graptolithenschiefer weisen intensive Spezialfaltung auf, sodaß das Einfallen von Punkt zu Punkt wechselt. Aber es herrscht keine Isoklinalfaltung oder Schuppung, und die Einseitigkeit ist so gering, daß man nur mit Mühe eine bestimmte Faltungsrichtung erkennen könnte. Durch die jüngere Tektonik, die gerade diese Zone ziemlich stark betroffen hat, ist das alte Bild außerdem weitgehend umgeformt.

3. Der Bau der Sierra Menera.

Die Sierra Menera stellt einen saxonschen Sattel dar in der Verlängerung der Aragoncillozone, dessen Westflanke sehr flach einfällt, dessen Ostflanke dagegen steil steht, ja sogar überkippte Lagerung annimmt und weithin eine Überschiebungslinie bildet.

Der paläozoische Kern dieses Sattels wird von weißen Armorikanischen Quarziten und den einzelnen Quarzitzonen zwischenlagerten Sandsteinen und Schiefen gebildet. Ich gebe in Abb. 33 ein genaues Profil durch den Sattel, welches längs der Straße El Pobo-Pedregal aufgenommen worden ist.

Es ist kaum nötig, weitere Einzelheiten aufzuführen. Man erkennt aus dem Bilde schon zur Genüge, daß ein flacher Spezialfaltenbau besteht, der ein wenig einseitig ist, indem die West-

flügel der Sättel etwas steiler zu stehen pflegen als die Ostflügel. Das Streichen der Schichten ist fast nord-südlich gerichtet.

4. Der Bau der paläozoischen Gebiete um Albarracín.

a) Der Bau der Sierra del Tremedal nordwestlich von Albarracín²⁸⁵⁾.

Die Sierra del Tremedal gehört einem saxonischen Sattelzuge an, welcher von TRICALINOS (1928) als Tremedalachse bezeichnet ist. Als Kern dieser Achse treten unter- und obersilurische Gesteine auf, vorwiegend aber beteiligt sich das Obersilur am Aufbau der Sierra. Wie schon die Profile von DEREIMS (1898) zeigen, besteht ein Spezialfaltenbau, indem eine Anzahl von Graptolithenschiefermulden mit nord-südlichem Streichen erkennbar sind, die durch Sattelzonen mit Quarziten, welche vor allem den Quarziten an der Basis des Gotlandiums entsprechen, getrennt werden.

Daß hier auch spätere tektonische Vorgänge erheblich gewirkt haben, läßt sich im Gebiet von Torres erkennen. Südlich dieser Ortschaft findet sich nämlich ein kleiner Triasgraben, der zwar gegen Süden zu Ende geht, in dessen Fortsetzung aber die Graptolithenschiefer des Liegenden sehr stark durchbewegt bleiben. Man hat hier die Wurzel eines saxonischen Grabens im paläozoischen Untergrund vor sich, und man wäre, falls das Mesozoikum im Fortstreichen nicht mehr erhalten wäre, leicht geneigt, diese anscheinend recht intensive Tektonik für alt zu halten. Auch DEREIMS (1898) scheint wohl diese Stelle im Auge zu haben, wenn er von Äußerungen starker seitlicher Drucke im paläozoischen Gebirge der Sierra del Tremedal spricht. In Wirklichkeit herrscht aber überall dort, wo die jüngere Tektonik nur schwach wirkte, ein recht gleichförmiger und ziemlich ruhiger Faltenbau ohne merkbare Einseitigkeit.

b) Der Bau der Sierra de Gea Carbonera südlich von Albarracín.

In der Fortsetzung der Tremedalzone, aber nicht direkt mit der Sierra del Tremedal verbunden, tritt in der Sierra de Gea Carbonera Paläozoikum auf, und zwar Unter- und Obersilur, deren Stratigraphie bereits auf S. 90 ff. behandelt wurde.

²⁸⁵⁾ Auf der Geolog. Übersichtskarte (Tafel I) ist der Bau der Sierra del Tremedal etwas schematisch dargestellt.

Die Lagerung der Schichten entspricht einer Mulde, in deren Kern Graptolithenschiefer liegen und an deren beiden Flanken Untersilur zu Tage tritt. Die Gesteine des Ostflügels fallen mit durchschnittlich 50° gegen die Mulde zu ein, die des westlichen Flügels stehen dagegen fast senkrecht. So ist eine gewisse Einseitigkeit der Faltung zu bemerken, wenngleich bei der nur minimalen Ausstrichbreite des Paläozoikums nur ein kleiner Ausschnitt des alten Gebirges beobachtbar ist. Die Ungleichseitigkeit des Faltenbaus ist jedoch entgegengesetzt zu der des Gebietes von Molina de Aragón, indem hier der Muldenwestflügel steiler ist, während es dort umgekehrt war.

b) Tektonische Synthese.

Die einzelnen Gebirgsstücke, von denen in den vorhergehenden Kapiteln des Abschnittes II Detaildarstellungen gegeben sind, gehören, wie schon erwähnt, einer einheitlichen Zone des alten Gebirges an, die mit einer Breite von etwa 30 km die westlichen Teile des Westlichen Iberischen Gebirges und die Hesperischen Ketten umfaßt und sich, dem Gebirgsstreichen folgend, bis gegen die Sierra de Gea Carbonera südlich von Albarracín hinzieht.

Charakterisiert ist diese Zone durch großzügige Spezialfaltung. Sie wird von einer Anzahl von Sätteln und Mulden erfüllt, deren Achsen in mittleren und südlichen Teilen der Zone etwa in nord-südlicher Richtung verlaufen, in nördlichen dagegen mehr nordwestlich streichen. Alles in allem besteht ein bemerkenswerter Gegensatz zu dem tektonischen Spezialbau des in Abschnitt I behandelten Teiles des keltiberischen Grundgebirges; denn von dem Deckenbau und der Überschiebungstektonik jener östlichen Gebiete ist in diesen mehr westlichen nichts zu bemerken. Statt der Schuppungstendenz herrscht einfacher Faltungsmechanismus.

Hierbei aber zeigen sich in den einzelnen Teilen der Zone Unterschiede von folgender Art: In der östlichen Hälfte der Zone, in jenem Teil, der von Ateca über die Santa Cruz, die aus einer Anzahl flacher Spezialfalten im Armorikanischen Quarzit besteht, nach der östlichen Sierra Menera und der Sierra del Tremedal verläuft, sind die Spezialfalten entweder gleichförmig und regelmäßig ausgebildet ohne ausgeprägte Einseitigkeit, oder aber — das ist z. B. in der Sierra de Gea Carbonera der Fall — sie wenden ihre steileren Flügel gegen Osten. Westlich davon, so vor allem in den westlichen Teilen der Atecaberge zwischen Bubierca und Alhama, ist dagegen eine ausgeprägte Ungleichförmigkeit des

Faltenbaus zu bemerken — und zwar in der Weise, daß die Sattelwestflügel steil gestellt sind oder gar Überkippung gegen Westen aufweisen, während die Sattelostflügel flacher gegen Osten geneigt sind. Steilere Westflügel zeigen auch die größeren Spezialfalten der Sierra de Aragoncillo und — wenngleich in recht schwachem Maße — auch die der westlichen Sierra Menera.

Es will also so scheinen, als ob sich in dem Westteil der Spezialfaltungszone die tektonische Bewegung gegen Westen kehrt, während für den Ostteil entweder keine Faltungsrichtung bevorzugt ist oder sich Bewegung gegen Osten andeutet. Da, wie wir oben sahen, das ganze östlich der Zone gelegene Deckengebirge Bewegung gegen Osten aufweist, scheint durch die Osthälfte der Zone eine Scheidungslinie zwischen ostwärtiger und westwärtiger tektonischer Bewegungstendenz zu verlaufen. Welche Bedeutung das für den Gesamtgebirgsbau hat, wird sich erst klar zeigen, wenn später das tektonische Großbild betrachtet wird.

Innerhalb der Zone liegen trotz der Spezialfaltung im großen und ganzen auf der Ostseite ältere Schichten als auf der Westseite, so in den Montes de Ateca, im Gebiet um Molina de Aragón (die Berge im östlichen Bezirke, die der Sierra de Aragoncillo, führen Untersilur, die Torremochazone aber Obersilur), in der Sierra de Gea Carbonera. In den einzelnen Spezialfalten wird also die aufbauende Schichtfolge gegen Westen jünger, sodaß sich die Spezialfaltung zunächst im Oberkambrium, dann im Untersilur abspielt, bis sich gegen Westen auch Mulden mit Obersilur einstellen und sich schließlich sogar in der Gegend von Henarejos in den Montes de Cuenca Devon findet. Diese Erscheinung wird später bei Betrachtung des Gebirgsgroßbaues ausgedeutet werden.

III. Der Bau des östlichen Guadarramagebirges.

Vom Guadarramagebirge habe ich selbst nur ein kleines Stück untersuchen können, und zwar nur das östliche Ende des Gebirgszuges, jenes zwischen der Ortschaft Riba de Santiuste und dem Rio Cañamares gelegene Gebiet.

Das Guadarramagebirge beginnt bei Riba de Santiuste als saxonischer Sattel mit ziemlich starkem, gegen Ost gerichtetem Axialgefälle. Bei Riba stellt dieser Sattel zunächst eine einfache Aufwölbung im Buntsandstein dar. Diese ist ungleichförmig gebaut, indem der Buntsandstein des Nordflügels gleichmäßig und flach gegen Norden einfällt, während der des Südflügels steil gegen Süden geneigt ist oder gar senkrecht steht; etwas westlich der

Ortschaft Riba tritt im Sattelkern Paläozoikum an die Oberfläche infolge stärkerer Heraushebung des Sattels und infolge der Denudation des Gewölbedaches. Nach Westen zu nimmt die Tektonik an Stärke zu, und der Südflügel geht in eine Überschiebung über, die gegen Westen allmählich größere Beträge erreicht, bis das alte Gebirge selbst auf Kreide überschoben ist²⁸⁶).

Der Kern dieses ungleichförmigen saxonischen Sattels besteht aus gefaltetem Paläozoikum, Devon und Silur, über deren Stratigraphie bereits im ersten Hauptteil berichtet ist. Für die Erkenntnis des Gebirgsbaues im Osten, wo die Ausstrichbreite des Paläozoikums noch gering ist, ist von größter Bedeutung, daß eine starke Reneganz zwischen variscischen und saxonischen Richtungen besteht. So verlaufen am Ostende des Gebirges die inneren Strukturlinien fast senkrecht zu den äußeren Konturen; und so kommt es, daß man, wenn man von Riba de Santiuste aus dem Rande des Paläozoikums entlang westwärts geht, die paläozoische Schichtfolge, welche etwa NNW—SSO streicht, fast senkrecht durchquert.

Die Tektonik des Grundgebirges erscheint sehr einfach. Alle Schichten fallen ziemlich gleichmäßig mit etwa 40° gegen Osten ein; nur unmittelbar westlich von Riba de Santiuste kommen auch größere Fallwinkel vor, 60—70°. Man könnte glauben, eine einheitliche Schichtfolge vor sich zu haben. Wie aber im stratigraphischen Teil²⁸⁷) schon gezeigt ist, wiederholen sich die Devonhorizonte, indem von Riba aus gegen Westen nach und nach immer jüngere Schichten auftreten, die sich wegen ihres ostwärtigen Einfallens in überkippter Lagerung befinden müssen, bis in den weiten Styliolinenschiefergebieten nördlich von Imón die jüngsten Schichten erreicht sind, aus denen man bei weiterer Wanderung in westwärtiger Richtung wieder in ältere Horizonte gelangt (vgl. Abb. 34). Etwas östlich des Alcoleales tritt man aus dem Devon in Silur ein, und zwar zunächst in höchstes, sandiges Silur, aus dem man weiter gegen Westen in Graptolithenschiefer und schließlich auch in tiefere Silurhorizonte gelangt.

286) Dieser südwärtige Bewegungssinn der alpidischen Tektonik des Guadarramagebirges steht im Gegensatz zu dem nordostwärtigen der Hesperischen Ketten, obgleich die beiden Systeme sicher in Beziehung zueinander stehen (vgl. S. 8 und Anm. 13). Das Gebiet von Medinaceli scheint nicht allein eine Zone verschwächter Faltung, sondern auch eine Zone der Umkehrung der tektonischen Bewegungstendenz zu sein. Hier scheint eine größere tektonische Scheide durchzuziehen.

287) Vergl. Seite 115 ff.

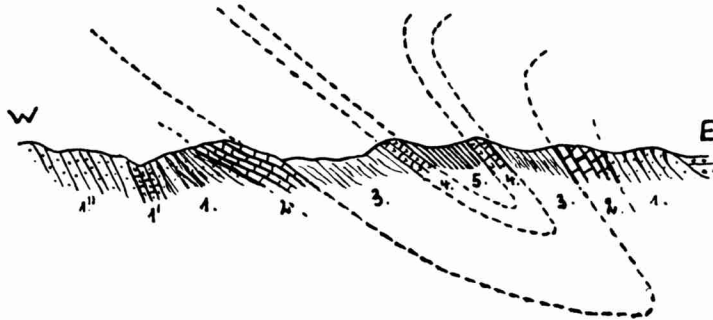


Abb. 34. Profil durch das Ostende des Guadarramagebirges.
Maßstab ca. 1 : 75 000.

1. Gedinne und sandiges Unterkoblenz
 - 1' Korallenkalke
 2. Unterdevonkalke
 3. *Orthoceras*-Schiefer
 4. *Orthoceras*-Kalk
 5. Styliolinenschiefer
- } Mitteldevon

In dieser Richtung, von Ost gegen West, ändert sich ein wenig das Schichtstreichen. Während die Schichtung im Devon noch NNW—SSO streicht, zeigt bereits die Schieferung in den ziemlich stark sekundär geschieferten *Orthoceras*- und Styliolinenschiefern einen nordwestlichen Verlauf. Weiter im Westen biegen auch die Schichtgrenzen in mehr nordwestliche Richtung um; ja, südwestlich von Atienza wird dieses noch stärker, die Schichten nehmen allmählich einen westnordwestlichen Verlauf an. Man ersieht diese Änderung des Streichens leicht aus der Übersichts-skizze, Abb. 35.

Infolge dieser Änderung des Schichtstreichens muß man sich, wenn man von Riba de Santiuste aus in westlicher Richtung bis südlich von Atienza vorgedrungen ist, gegen Südwesten wenden, um weiter in ältere Horizonte zu gelangen. Verfolgt man dementsprechend von Atienza aus den Weg nach La Miñosa und geht von dort im Cañamarestal südwärts, so bemerkt man, daß sich der Gesteinshabitus stark ändert. Während im Osten und auch in unmittelbarer Nähe von Atienza die Gesteine normales Gepräge zeigen und nicht stark durchbewegt scheinen, stellen sich bei La Miñosa intensiv durchbewegte phyllitische Tonschiefer ein, die südlich von der Sierra de la Bodera weiter in Glimmerschiefer und Gneise übergehen, wie das bereits auf S. 12 bis 13 geschildert ist. Diese Kristallinen Schiefer wurden früher für archaisch gehalten, müssen aber, wie gezeigt, als metamorphes Silur aufge-

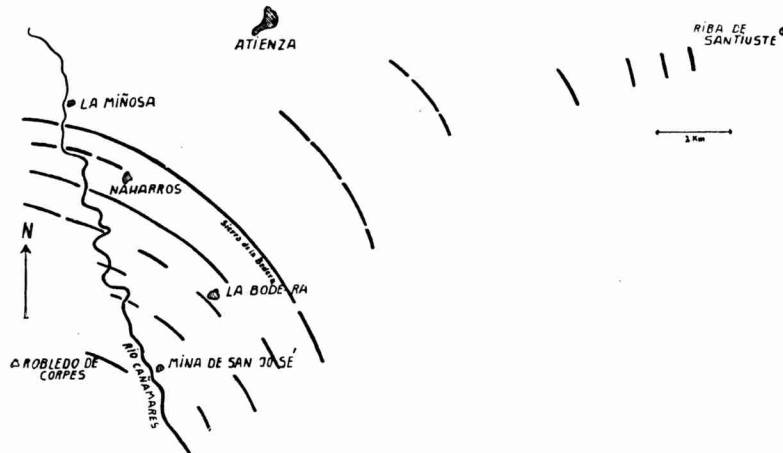


Abb. 35. Die Streichrichtungen im östlichen Guadarramagebirge.
Maßstab 1 : 200 000.

faßt werden; sie gehören zu dem weiten Kristallgebiet von Hiendelaencina.

Auch in den Gneisen vollzieht sich eine Schwenkung in der Streichrichtung. So herrscht im Osten, bei La Bodera, ein Streichen $S 45^{\circ} 0'$ mit einem Einfallen der Schieferung unter $40-50^{\circ}$ gegen Nordost, weiter im Westen ein westnordwestliches Streichen und nordnordöstliches Einfallen und schließlich südlich von La Miñosa ein annähernd ostwestliches Streichen mit nördlichem Einfallen²⁸⁸⁾.

Die Schichten, bzw. die Schieferflächen, beschreiben somit einen gegen Südwesten konkaven großen Bogen, und das Einfallen ist dabei gegen Osten bzw. Nordosten, also gegen die konvexe Seite des Bogens, gerichtet. Außer den Schicht- und Schieferflächen fallen auch Spezialstörungen und kleine Überschiebungen, die gelegentlich zu beobachten sind, gegen Osten bzw. Norden ein. Man erkennt diese Lagerungsverhältnisse recht schön in dem Cañamarestale. Südlich von La Miñosa auftretende kleine, mit weißen Quarzmassen gefüllte Störungssysteme²⁸⁹⁾ zeigen ebenfalls dieses gegen Nordnordosten gerichtete Einfallen.

So bietet die östliche Sierra de Guadarrama das folgende tektonische Großbild: Am Ostende des Gebirges ist eine isoklinale

288) Zu bemerken ist noch, daß in den Gneisen wie auch in den metamorphen Schiefen und Quarziten eine überaus starke Streckung zu beobachten ist.

289) Vergl. Abb. 57 (Tafel VIII). In der Abbildung ist links Norden, rechts Süden.

Devonmulde erkennbar mit Mitteldevon im Kern; sie ist gegen Westen überkippt. Westlich der Mulde heben sich die Schichten als ziemlich einheitliche Platte allmählich heraus. Diese Platte zeigt einen bogenförmigen Verlauf; die Schichten sinken dabei gegen den nach Nordosten konvexen Teil des Bogens zu ein und heben sich gegen die konkave Seite zu in die Luft. So werden südlich von Atienza tiefere Teile der Schichtplatte beobachtbar; hierbei zeigt sich nun, daß die in höheren Teilen normale Gesteinsfolge gegen die Tiefe zu in stark durchbewegte, hochmetamorphe Glimmerschiefer und Gneise übergehen. Schieferung, Schichtung, Spezialstörungen usw. fallen gegen die konvexe, nordöstliche Seite hin ein unter mittelsteilen bis verhältnismäßig flachen Winkeln.

IV. Der Bau der paläozoischen Gebiete im Küstengebirge der Provinz Castellón de la Plana.

Das Küstengebirge der Provinz Castellón de la Plana besteht vorwiegend aus Mesozoikum, das sehr unruhig gefaltet und von zahlreichen stärkeren Sätteln durchzogen ist, deren Achsen zwei Hauptrichtungen folgen. Der einen, dem allgemeinen Streichen des Keltiberischen Gebirges gemäß nordwest-südöstlich verlaufenden Richtung gehört eine größere Aufwölbung an, die von Villamalur nordwestlich von Onda gegen Montán zieht. Der zweiten, auf der ersten etwa senkrecht stehenden und der Mittelmeerküste parallel gehenden Richtung folgen zwei Sättel im Norden von Castellón de la Plana; der eine, der nördliche, verläuft durch Villafamés, der andere, südliche, von Borriol nach Puebla Tornesa.

In den Kernen dieser saxonischen Sättel tritt gefaltetes Paläozoikum auf, das aber in den einzelnen Sattelzonen nur wenige hundert Meter breite Streifen bildet, sodaß sich überall nur recht lückenhaftes Beobachtungsmaterial gewinnen läßt; demgemäß sind die Grundzüge des tektonischen Baues nur schwer zu ermitteln, um so mehr als in diesen Zonen die jüngeren tektonischen Bewegungen z. T. sehr erhebliche Umformungen der alten Struktur bewirkt haben. Man muß daher in der Beurteilung der Grundgebirgstektonik dieser schmalen Sattelzonen recht vorsichtig sein und auch bei der Unterscheidung des mehr Zufälligen von dem Typischen alle Obacht walten lassen.

Die Tektonik der paläozoischen Kerne erschöpft sich in intensiver Spezialfältelung, ohne daß größere Sättel oder Mulden ausgebildet wären. So ist das Paläozoikum der Montán-Achse, das sich besonders gut zwischen Paviás und Higueras studieren

läßt, wo es längs der neuen Landstraße schön aufgeschlossen ist, sehr intensiv disloziert. Es besteht aus grauen, plattigen, z. T. geschieferten Grauwacken und schwärzlich-blauen, seidig glänzenden Tonschiefern (vgl. stratigraphischen Teil, S. 121—122). Die Gesteine weisen eine recht starke Durchbewegung auf und dementsprechend einen recht hohen Schieferungsgrad. Die Spezialfältelung zeigt an der erwähnten Straße einen ausgezeichneten Richtungssinn; so sind isoklinale Falten, Überschiebungen und Schuppungen zu erkennen, bei denen das Einfallen mehr oder minder steil, nur stellenweise auch flacher, aber durchweg gegen Nordost gerichtet ist. Das Streichen der Schichten wechselt, hat aber zwischen den beiden genannten Ortschaften im allgemeinen einen südost-nordwestlichen Verlauf und geht ungefähr der Landstraße parallel.

Bei Higueras verbreitert sich das Paläozoikum, welches bei Paviás nur eine recht schmale Zone einnimmt, erheblich gegen Nordosten. Gute Aufschlüsse gewährt hier das Bachbett des Barranco de Aguana, wo im allgemeinen ein Einfallen gegen Nordosten herrscht, wenngleich dasselbe gegen den Buntsandsteinrand des nordöstlichen Sattelflügels zu etwas wechselnd wird. Jedenfalls ist aber nordöstliches Einfallen vorherrschend, und bei kleinen Spezialfalten zeigt sich im allgemeinen höhere Steilheit auf den südwestlichen Flanken.

Leider ist der Einfluß der recht intensiven jüngeren Tektonik auf den alten Gebirgsbau sehr eingreifend. Besonders ist das in der Zone von Paviás-Higueras an der Südwestseite der Sattelachse längs der neuen Landstraße der Fall. Daß die jüngere Tektonik hier mit sehr erheblichen Pressungen verbunden war, ersieht man daraus, daß selbst die klotzigen mesozoischen Kalke südwestlich von Higueras sehr starke Beanspruchung durch tektonische Bewegung zeigen²⁹⁰), wobei der Schub gegen Südwesten gerichtet ist. Es ist nun sehr auffallend, daß das Streichen des alten Gebirges dem jungen Streichen vollständig parallel verläuft und daß innerhalb des Paläozoikums die Durchbewegung der Gesteine gegen Südwesten, also bei Annäherung an die jüngere Störungs- und Überschiebungslinie, welche den Sattel auf der Südwestseite begleitet, stark zunimmt. Auch die in den alten Gesteinen erkennbare Bewegungstendenz entspricht ganz der Richtung der jungen Tektonik.

290) Abb. 64 (Tafel XI) zeigt die Verhältnisse. In dem Bilde ist rechts Nordost, links Südwest. Man sieht die oben flachliegenden Kalke unter scharfer Knickung links in überkippte Lagerung übergehen, dann steil herabkommen und bei der Landstraße in die Tiefe setzen.

Diese auffallende Übereinstimmung drängt zu der Vermutung, daß recht weitgehende Umformungen der alten Struktur durch die jüngeren Bewegungen veranlaßt sind, Umformungen, die in den paläozoischen Schichten darum so bedeutsam sind, weil diese leicht beweglichen Schiefergesteine noch viel stärker als die festeren jüngeren Kalkbildungen auf die orogenen Pressungskräfte reagieren. So können wir also die mitgeteilten Beobachtungen für die Erkennung des Verlaufens des Streichens im alten variscischen Gebirge leider nicht ohne weiteres benutzen, wir müssen zuvor die späteren Einflüsse zu eliminieren versuchen.

Wenn dieses in der Montán-Achsenzone kaum möglich ist, so sind dafür doch günstigere Bedingungen in den beiden Sattelzonen von Villafamés und Borriol-Puebla Tornesa nördlich von Castellón de la Plana gegeben, wo die Wirkung der saxonischen Tektonik nicht so eingreifend ist.

Im Sattel von Villafamés tritt das Grundgebirge unter flach südostwärts einfallenden, einen steilen Berghang bildenden Schichten des Buntsandsteins zu Tage und füllt selbst die Talung aus, die sich längs der Landstraße Villafamés-Alcora hinzieht. Im Norden wird der Sattel von einer ziemlich steilstehenden Störung begleitet, die an der erwähnten Landstraße unweit von Villafamés aufgeschlossen ist.

Das Paläozoikum, das längs der Straße etwa von km 2 ab gegen Westen weithin zu Tage tritt, setzt sich aus Grauwacken und Tonschiefern zusammen (vgl. S. 121—122), die miteinander wechsel-lagern und stark spezialgefaltet sind. Die Spezialfaltung ist zunächst ziemlich gleichförmig und zeigt keine starke Einseitigkeit. Jedoch ist bei einer größeren Zahl der hier etwa nordnordöstlich streichenden Spezialfalten eine größere Steilheit der südöstlichen Flügel zu bemerken. Weiter gegen Westen zu entfernt man sich immer mehr von der jungen Störungszone der nordwestlichen Sattelflanke und gelangt in zentralere Teile des Gewölbes, in denen gemäß der tektonischen Gesamtsituation keine stärkere Gesteinsumformung durch die jüngeren Ereignisse anzunehmen ist. Hier äußert sich die recht starke Spezialtektonik des alten Gebirges weniger in Fältelung als in Schuppung; dabei ist das Einfallen der Schubflächen sowohl wie der Schieferflächen gegen Westen gerichtet, und zwar unter ziemlich geringen Fallwinkeln.

Das Streichen der Schicht-, Schiefer- und Überschiebungsflächen schwankt im Sattel von Villafamés zwischen Nord-südrichtung und N 70° 0; dabei scheint in mehr westlichen Gebieten

etwa die Richtung N 60° 0, in mittleren N 35° 0, im östlichen N 10° 0 vorzuherrschen. Lassen wir die in größerer Nähe der jungen Störungszone gemessenen Werte außer Betracht, so würde eine statistische Auswertung der Beobachtungen eine mittlere Streichrichtung von N 20° 0 bis N 30° 0 ergeben. Das durchschnittliche Einfallen von Schieferung und Schichtung wäre gegen Westnordwest gerichtet.

In der Sattelzone zwischen Borriol und Puebla Tornesa treten die gleichen Gesteine auf wie im Sattel von Villafamés, da die Schichten unter dem Mesozoikum von Norden gegen Süden aus der einen in die andere Sattelzone durchstreichen. Ähnlich wie bei Villafamés sind auch bei Puebla Tornesa die Schichten stark spezialgefaltet, wobei Streichen und Einfallen sehr wechseln. Der Raum, auf den sich die Aufschlüsse zusammendrängen, ist aber zu klein, um über das Charakteristische des Faltungsmechanismus eine sichere Vorstellung zu geben. Vielleicht helfen exakte Detailuntersuchungen, die ich mangels Kartenmaterials und Zeit nicht ausführen konnte, weiter. Ich möchte nur sagen, daß meine Beobachtungen mit denen von Villafamés nicht im Widerspruch stehen, sodaß ich auch für die Borriolzone ein ähnliches generelles Streichen und ähnliche Bewegungstendenz wie für die Zone von Villafamés annehmen möchte.

Dürfte man die Beobachtungen von Villafamés auf das gesamte Küstengebirge ausdehnen, so wäre zu sagen, daß in diesen Teilen des variscischen Gebirges intensive Spezialfältelung herrscht mit generellem Streichen NNO und einer Bewegungsrichtung gegen OSO.

B. Die variscischen Gebirgszusammenhänge.

I. Leitlinien des variscischen Gebirges.

Wenn man mit STILLE (1927 a) unter „Leitlinie“ eines Gebirges das jeweilige mittlere Streichen versteht, so läuft das Problem, für das keltiberische Stück des variscischen Gebirges den Verlauf der Leitlinien anzugeben, darauf hinaus, das jeweilige mittlere Streichen zu bestimmen. Dieses ist dann nicht leicht, wenn nur kleinere Areale der Beobachtung zur Verfügung stehen. So ist natürlich überall dort, wo Sättel auftauchen oder verschwinden, wo sich Mulden ausbilden oder auflösen, ein Umlaufen oder Schwenken des Schichtstreichens festzustellen, falls Sättel und Mulden nicht steil isoklinal gebaut sind; solche Änderungen des

Streichens sind nur lokaler Natur und haben für den gesamten Gebirgsbau keine Bedeutung, dürfen also für die Bestimmung der Leitlinien nicht berücksichtigt werden. Ich denke dabei z. B. an das weithin ostwestlich und westnordwest-ostsüdöstlich gerichtete Streichen nördlich von Ateca, wo sich nach Norden ein mittel- und unterkambrischer Sattel heraushebt; ich denke an das umlaufende Streichen im Raume von Luesma-Nogueras, und ich denke schließlich auch an den westnordwestlichen Verlauf der Bámbola-deckengrenze im Gebiet von Aranda, der durch das Zurückweichen der Decke zu ihrem Scharnier hin infolge der Abnahme der Schubweite hervorgerufen wird.

Schichtstreichen und Deckengrenzen geben somit durchaus nicht immer den Verlauf der „Gebirgsleitlinien“ wieder. Das ist dort zu beachten, wo nur kleine Gebirgsausschnitte beobachtbar sind, wie das in den schmalen Sätteln von Villafamés, Puebla Torresa und Montán der Fall ist.

Für solch kleine Gebiete bietet die Schieferung bessere Anhaltspunkte für den Verlauf des Gebirgsstreichens. Die Schieferung ist nämlich in sehr viel schwächerem Maße von dem Schwanken axialer Heraushebung und vom Faltenbau abhängig; aber zur Beurteilung der quantitativen Verhältnisse in den Beziehungen zwischen Schieferung und Faltungstektonik sind die Untersuchungen noch längst nicht ausreichend; auch die Beziehungen zwischen Schieferungsrichtung und Verlauf der Leitlinien sind noch nicht genügend erforscht.

In bester Weise lassen sich wohl Gebirgsleitlinien aus dem Verlauf der Achsen von Speziälsätteln und -mulden oder bei Schuppenstrukturen aus dem Verlauf der Wurzel- bzw. Angelzonen ableiten. Wir werden darum als praktische Maße für die Erkennung des Generalstreichens eines Gebirgssystems den Verlauf von spezialtektonischen Gebilden und, wenn solche nicht vorhanden sein sollten, die Richtung der Schieferung benutzen.

Wir können so ein System von „Richtungslinien“ zeichnen, die wir weiter zu „Leitlinien“ zusammenfassen können.

Auf der Kartenskizze der Abb. 36 sind diese wichtigsten Strukturlinien verzeichnet. Die beiden Elemente, Achsen- und Schieferungstreichen, sind durch verschiedene Signaturen kenntlich gemacht. Das Bild zeigt, daß in den Iberischen Gebirgen weithin ein nordnordwestliches Gebirgsstreichen herrscht. Es muß aber auffallen, daß die im Raum von Jarque unter dem Bámbolaquarzit hervorstreichenden tektonischen Einheiten einen abweichenden Verlauf haben, wie auch im Paläozoikum östlich von Tabuena das

Sehr wichtig für die größeren Gebirgszusammenhänge ist das Ostende des Guadarramagebirges, wo sich, wie auf Seite 242 bereits ausführlich dargelegt wurde, ein Schwenken des Verlaufs von Schieferung, Schichtung und Schuppung aus nordnordwestlicher in fast ostwestliche Richtung längs eines ziemlich engen Bogens vollzieht.

II. Richtungen der tektonischen Bewegungen.

1. Kriterien für die Bestimmung der Richtung tektonischer Bewegungen. — „Tektonische Vektoren“.

Es ist eine Beobachtungstatsache, daß alle stärkeren tektonischen Faltungs- und Bewegungsbilder einen „Richtungssinn“ aufweisen, d. h. gewisse Merkmale zeigen, die darauf hindeuten, daß die Gesteinsbewegungen über weitere Gebietsräume hin in bestimmter, mit einer tangentialen Komponente ausgestatteter Richtung erfolgt sind.

Es ist klar, daß die Aufdeckung der Bewegungsrichtungen von größter Bedeutung für die Erkenntnis der großen Gebirgszusammenhänge wie überhaupt für geotektonische Fragen und für die Probleme der Ursachen und Gesetzmäßigkeiten von Gebirgsbildungen sind. Untersuchungen hierüber müssen daher notwendiger Bestandteil jeder Gebirgsanalyse sein.

Bevor die Ergebnisse der diesbezüglichen Untersuchungen in Keltiberien mitgeteilt werden, mögen kurz die Kriterien aufgeführt werden, nach denen hier die Bewegungsrichtung beurteilt wurde. Es besteht dabei nicht die Absicht, eine eingehendere Darstellung dieses ganzen Fragenkomplexes, insbesondere der noch in der Entwicklung befindlichen kleintektonischen und mikroskopischen Analysenmethoden der CLOOS'schen und SANDER-SCHMIDT'schen Schulen usw. zu geben, vielmehr möchte ich allein die hergebrachten, auch von mir benutzten Methoden ganz kurz erläutern.

Makrotektonische Bewegungsbahnen stellen die Überschiebungsflächen an der Basis von Schuppen und Decken dar; und die einfache profilmäßige Wiedergabe des Verlaufes einer Decke zwischen Abrißnarbe²⁹¹⁾ und Stirn zeichnet gleichzeitig ihre Bewe-

291) Bei Decken, die aus Abscherungsvorgängen entspringen, gibt es keine „Wurzelzonen“ von der Art jener für die Alpendecken angenommenen. Hier aber müssen „Abrißnarben“ entstehen, die selbst von der zugehörigen Decke verhüllt sind. — Als „Deckenscharnier“ bezeichne ich die Punkte, an denen in der seitlichen Fortsetzung von Decken diese in Sättel übergehen, wie es bei der Spezialdeckenschuppe von Sn. Martín der Fall ist.

gungsbahn auf. So erkennt man bei der kleinen Spezialdecke von Sn. Martín (vgl. S. 186 ff.), deren Stirn und Scharnier beobachtbar ist, recht klar, daß hier die Bewegung von Westen gegen Osten ging, über die Huérmedaschiefer der den überschiebenden Ribotadolomiten östlich vorgelagerten Mulde als Liegendes hinweg²⁹²). Und ebenso gibt die Bámboladecke, deren Scharnier bei Jarque und deren Stirnrand bei Morés beobachtbar sind, sicheren Aufschluß über die Bewegungstendenz, die von Südwesten gegen Nordosten verläuft. Als erstes Kriterium für die Beurteilung der Richtung tektonischer Massenverfrachtungen ist also der Satz anwendbar: Bei Decken steht die Bewegungsrichtung senkrecht zur Abrißnarbe und erfolgt zum Stirnrand hin.

Bei Schuppenbildungen und bei einfachen Überschiebungen wie auch bei kleinen Spezialdecken²⁹³) läßt sich aus dem Einfallen der Schubflächen ein weiteres Kriterium ableiten. Unter der Voraussetzung, daß die Bewegungen längs der Überschiebungsflächen von unten nach schräg oben gerichtet sind, was die mechanisch einfachste Annahme ist, kann man sagen, daß das Einfallen der Überschiebungsflächen die Richtung anzeigt, aus welcher der Bewegungsantrieb erfolgte.

Bei Schuppensystemen pflegen die Schichtpakete im gleichen Sinne geneigt zu sein wie die Überschiebungen. Es ist deshalb auch aus dem generellen Einfallen der Schichten sehr oft ein Rückschluß auf die Bewegungstendenz zu ziehen. Es muß aber betont werden, daß dieses Kriterium zunächst nur in den bestimmten Fällen von starkem Schuppungsmechanismus Gültigkeit besitzt.

Es gilt nicht dort, wo eine regelrechte Faltungstektonik herrscht, wenigstens nicht ohne bestimmte Einschränkungen. Hier aber vermag man aus den Symmetrieverhältnissen der Falten und aus dem Einfallen der „Apicalflächen“ Rückschlüsse auf die Bewegungsrichtung zu ziehen. Falten pflegen, wenn sie asymmetrisch sind, ihre steileren Flügel der Richtung zuzukehren, nach

292) Bei fortschreitender mechanischer Analyse der tektonischen Bewegungsvorgänge mögen auch weitere Kriterien aus der Form der Bewegungsbahn und den Erscheinungen an derselben ableitbar sein. So läßt sich auch aus dem „Strömungsbild“ im Sn. Martín-Deckensattel (vgl. oben S. 185) auf eine ostwärtige Verfrachtung des oberen tektonischen Systems schließen.

293) Bei weiter ausholenden Überschiebungen können Verfaltungen eintreten, wie z. B. die Daroca-Sn. Martín-Decke und manche alpinen Deckengebilde Sättel und Mulden aufweisen, die wenigstens z. T. im Verlauf des Überschiebungsvorganges entstanden sein dürften.

welcher die Bewegung erfolgte. Die Apicalflächen (die Halbierenden der von den beiden Sattelflanken gebildeten Winkel) stehen dann nicht senkrecht, sondern sind geneigt, und zwar fallen sie nach jener Richtung zu ein, aus welcher der wirksame Bewegungsantrieb kommt.

Bei höheren Faltungstypen lassen die Falten keinen Unterschied in der Richtung des Einfallens der beiden Schenkel mehr erkennen: sie sind isoklinal. In solchen Fällen fällt die Apicalfläche ungefähr mit den Schenkeln zusammen; hier kann man die Bewegungstendenz ohne Schwierigkeit auch aus dem einfachen Einfallen der Schichten ableiten.

Weitere Kriterien ergeben sich bei Betrachtung der Kleintektonik. Die Art der Gesteinsumformung und Gesteinsbeeinflussung durch den Schub zeichnet meist auch die Richtung auf, nach welcher die Bewegung erfolgte. So ist der Verlauf und das Einfallen der Schieferung ein wichtiges Merkmal zur Erkennung der Bewegungsrichtung. Die Schieferung fällt zu jener Seite hin ein, von der aus der Bewegungsantrieb kam. Auch eine Analyse der Kleinfältelung, der Kleinschuppung usw., also das eingehende Studium aller jener Erscheinungen, welche die Einzelaufschlüsse zeigen, können für eine Erkenntnis der Schubrichtungen weitgehend beitragen. Und schließlich gibt noch die moderne, mit dem Mikroskop ausgeführte Gefügeanalyse ein letztes Hilfsmittel zur Beurteilung der Bewegungsrichtung.

Von diesen Kriterien zur Erkennung tektonischer Bewegungstendenzen sind die folgenden für die untenstehenden Ausführungen angewandt: bei Deckentektonik die Lage des „Stirnrandes“ relativ zur „Abrißnarbe“, bei Überschiebungstektonik das Einfallen der Störungen, bei Schuppungstektonik außerdem gelegentlich das Einfallen der Schichten, bei Faltungstektonik das Einfallen der Apicalflächen.

Wenn hierdurch zunächst eine qualitative Aufdeckung der Bewegungsrichtungen erreicht wird, so ist es noch sehr wünschenswert, auch gewisse Maßstäbe für die quantitativen Verhältnisse zu gewinnen. Dieses würde dadurch erreicht, daß man bestimmte Grade des „Ausgeprägtseins eines Richtungssinnes“ unterschiede ²⁹⁴). Ich möchte dafür die folgende Skala vorschlagen:

294) Die „tektonische Bewegungstendenz“ ist eine Vektorgröße; sie wäre im Einzelfall graphisch durch einen gerichteten Pfeil bestimmter Länge darzustellen. Die hier gemeinten „Grade“ würden die Pfeillänge festlegen, während die Richtung der Bewegung durch die Pfeilrichtung anzugeben ist.

Es ist zu beachten, daß „Grad des Gerichtetseins“ begrifflich nicht ident ist

- Grad 4: Deckentektonik, großzügige Schuppungstektonik;
 Grad 3: Faltungstektonik, vermischt mit Schuppungstektonik, intensive isoklinale Verfaltung;
 Grad 2: Faltungstektonik mit asymmetrischem, aber nicht isoklinalem Bau;
 Grad 1: Ziemlich gleichförmiger Faltenbau, aber bereits einseitige Schieferung angedeutet.

Weitere Grade ließen sich bei 1 bis 3 aus der Größe der Neigungswinkel von Schieferungsflächen und Apicalflächen ableiten. Wir werden den Falten typ als den stärker „gerichteten“ ansehen, bei dem die Apicalflächen stärker geneigt sind gegenüber solchen Falten, bei denen sie ziemlich senkrecht stehen. Wir werden ferner einer Schuppenfolge mit relativ flachen Schubflächen einen höheren Grad des tektonischen „Gerichtetseins“ zuweisen als solchen Schuppen, bei denen die Überschiebungen ziemlich steil sind.

2. Bestimmung der „tektonischen Vektoren“ im paläozoischen Gebirge Keltiberiens.

Unter Zuhilfenahme der im vorigen Kapitel entwickelten Kriterien soll jetzt untersucht werden, welchen Richtungen die Gesteinsbewegungen in den einzelnen Abschnitten des variscischen Gebirges Keltiberiens folgen und welchen „Richtungsgrad“ die einzelnen Gebirgsstücke aufweisen²⁹⁵).

Im Östlichen Iberischen Gebirge ist die Bewegung ausgezeichnet gerichtet. Hier treten die weiten Deckenüberschiebungen der Bámbola-, Badules- und Darocadecke auf, und außerdem zeigt sich eine intensive Schuppungstektonik im Jalóntal. Auf Grund dieser Erscheinungen hat man dem Östlichen Iberischen Gebirge den Richtungsgrad 4 zuzuerkennen. Die Bewegung ging in nördlichen Teilen des Gebietes von Südwest gegen Nordost, in mehr südlichen von West gegen Ost, da die Deckenstirnränder östlicher liegen als ihre Abrißnarben, da die einzelnen Schuppen des Jalóntales gegen Südwesten einfallen und auf der Südwestseite die jüngsten Schichten führen und da auch die Schieferung durchweg südwestliches bzw. westliches Einfallen besitzt.

mit „Intensitätsgrad der Tektonik“. Es wäre nämlich zu denken, daß auch eine sehr „intensive“ Tektonik (d. h. eine solche, die mit hohen Beträgen des Zusammenschubes verbunden ist) nicht sehr stark „gerichtet“, d. h. nicht ausgeprägt einseitig ist. Allerdings scheint im allgemeinen eine intensivere Tektonik gleichzeitig auch gerichtet zu sein, wenigstens in äußeren Zonen der Erdkruste.

295) Vgl. hierzu Abb. 36, Seite 248.

Scheinbar anders verhält sich dagegen die Herreraeinheit in der Nähe der Bámbolaüberschiebung. So fallen zwischen Paracuellos und Aluenda die äußerst stark durchbewegten Schiefermassen im Liegenden der Bámboladecke stellenweise gegen Nordosten ein, stellenweise stehen sie senkrecht, gelegentlich herrscht auch westliches Einfallen; und nur lokal und in unmittelbarer Nähe der Bámbolaquarzitgrenze kann man beobachten, daß die Schieferung auch ziemlich horizontal verläuft. Steile Lagerung zeigen auch die Falten, die sich an der Straße von Villarreal nach Paniza und östlich von Badules in der Nähe des Ostrandes der Bámbola- oder Badulesdecke erkennen lassen. Sie stehen senkrecht; manchmal fallen sie mit ihren Apicalflächen sogar gegen Osten ein, wie das z. B. in den ersten Aufschlüssen östlich von Mainar an der erwähnten Landstraße der Fall ist.

Diese abweichenden Verhältnisse, die zweifellos mit der Überschiebungstektonik der Bámboladecke eng zusammenhängen, muß man m. E. auf eine — wenn auch sicher geringe — Gegenbewegung der unteren Gesteinsmassen zurückführen, die sich gegen Westen in den bei dem Austritt der voranströmenden Gesteinsmassen der Bámboladecke freigewordenen Raum hineinbewegten. In größerer Entfernung von der Bámboladeckengrenze weist auch die Herreraeinheit immer deutlichere Anzeichen östlich gerichteter Bewegung auf. So ist die Fältelungstektonik in den Graptolithenschiefern von Luesma und in den dünnbankigen Quarziten des höchsten Silurs westlich von Nogueras deutlich gegen Nordost gewandt. Auch in dem Silur des Monegré nordöstlich von Mesones ist eine ostwärtige Bewegungstendenz zu erkennen.

Gegen Osten bzw. gegen Ostsudosten gerichtet ist, wie oben (S. 238) erwähnt, auch die Faltung in der Sierra de Saldón (Sierra de Gea Carbonera) südlich von Albarracín. Hier herrscht ein asymmetrischer Bau, indem die „Apical“fläche der das Gebirge durchfurchenden Obersilurmulde gegen Westen einfällt. Die Einseitigkeit ist aber so schwach, daß man ihr nur den Grad 2 zuerkennen kann.

Dagegen ist die Bewegung in den Sätteln des Küstengebirges von Castellón stärker gerichtet, nämlich mit dem Grad 3. Da Schuppung und Schieferung wie auch die Apicalflächen der Kleinfalten gegen Nordwest einfallen, ist die Bewegung gegen Südost gewandt.

Für das ganze Gebietsstück östlich einer Linie, die aus dem nördlichen Teil der Westlichen Iberischen Ketten über Ateca nach Albarracín verläuft und in gleicher Richtung weiter nach Süden

verlängert werden muß, ist also eine Tendenz ostwärtiger bzw. nordost- oder südostwärtiger Bewegung zu verzeichnen. Diese Tendenz ist besonders stark im Östlichen Iberischen Gebirge und im Küstengebiet ausgeprägt, also in den östlichen Teilen des variscischen Gebirges Keltiberiens; sie ist schwächer in der Gegend von Albarracín, also in der Nähe des Westrandes dieses Gebietsabschnittes.

Westlich von der genannten Linie beginnt eine Zone, in der eine ausgesprochene Spezialtektonik herrscht; sie ist erfüllt von einer Schar von Falten, die gleichmäßig ausgebildet sind und deren Apicalebenen mehr oder weniger senkrecht stehen. Das ist z. B. in der Umgebung von Ateca der Fall, ferner westlich von Villafeliche, im Bereich der Santa Cruz. In der Verlängerung der Zone gegen Süden tritt ähnliche gleichmäßige Faltung im Ostteil der Sierra Menera und noch weiter südlich in der Sierra del Tremedal auf.

Westlich dieser Zone beginnt die Bewegung wieder einseitig zu werden; so besteht ungleichförmiger Faltenbau z. B. westlich von Ateca, in der Mulde von Bubierca, in der Sierra de Aragoncillo und im Westteil der Sierra Menera.

In all diesen Gebieten ist nun aber im Gegensatz zu den oben besprochenen Ostteilen des Iberischen Gebirges die Faltung gegen Westen gekehrt, wenn auch nur mit einem Richtungssinn 2. Grades.

Auch noch weiter im Westen, in der Sierra de Guadarrama, herrscht Bewegung gegen West bzw. Südwest. So ist die große Devonmulde südöstlich von Atienza stark isoklinal gebaut; beide Schenkel fallen dabei gegen Osten ein, wie auch die Schieferung sowohl im Devon wie auch weiter in dem äußerst stark durchbewegten und z. T. hochmetamorphen Silur gegen Osten bzw. Nordosten einfällt. Der westwärts gewandten Tektonik dieser Gebiete hat man somit den Richtungsgrad 3 zuzuerkennen.

III. Die Scheitelung.

1. Die Zone Ateca-Albarracín als Scheitelungszone.

Der von Ateca gegen Albarracín zu verlaufenden Zone des variscischen Gebirges fehlt, wie oben gezeigt, eine bestimmte Bewegungstendenz; sie weist den Richtungsgrad 0 auf. Dagegen ist östlich dieser Zone die tektonische Bewegung gegen Nordosten, Osten oder Südosten, westlich der Zone gegen Westen bzw. Südwesten gerichtet. Dabei ist die Tendenz in der Nähe der Zone

nur schwach ausgeprägt; sie wird um so stärker, je weiter man sich von ihr nach Osten oder Westen entfernt und führt schließlich in dem östlichen Gebirgsflügel zu deckenförmigem Bau.

So scheidet die Zone Ateca-Albarracín das Gebirge in zwei Teile, die sich bezüglich der Bewegungstendenz wie Spiegelbilder zueinander verhalten. Diese Erscheinung läßt die Frage aufkommen, ob die Zone eine Scheitelungszone darstelle in dem Sinne, in welchem dieser Begriff von STILLE benutzt wird.

STILLE (1927 a, S. 8) definiert „Scheitelung“ folgendermaßen: „Die trennende Grenzlinie zwischen den beiden Stämmen eines Orogens, wohl die bedeutsamste Linie innerhalb eines solchen, nenne ich, — da von ihr aus die Falten nach der einen und der anderen Seite gekämmt sind, wie das Kopfhaar vom Scheitel aus, — die „Scheitelungslinie“ oder kurz die „Scheitelung“ des Orogens.“

Wir würden demnach der Ateca-Albarracín-Zone den Charakter einer Scheitelung zuweisen, wenn sie die Stämme des variscischen Orogens trennte. Wäre die Zone eine Scheitelungszone, so müßte ihre Bedeutung als Scheidelinie der Gebirgsbewegungen regional sein.

Das von mir untersuchte und oben beschriebene Gebirgsstück ist nur ein Ausschnitt aus dem gesamten variscischen Gebirge Spaniens. Und doch stellt es bei einer Gesamtlänge von 300 km und einer Gesamtbreite von 130 km schon einen bedeutsamen Ausschnitt desselben dar. Innerhalb dieses Gebirgsstückes herrscht auf eine Breite von ca. 50 km hin östlich der Ateca-Albarracín-Zone die ostwärtige Bewegung; und da an den Ostgrenzen dieses Gebietes noch keine entgegengesetzte Tendenz bemerkbar ist, ist anzunehmen, daß sich dieser Bewegungssinn auch noch darüber hinaus gegen Osten fortsetzt. Ähnlich ist es auf der anderen Seite der Zone. Der Raum von Ateca bis zum östlichen Guadarramagebirge hat eine Breite von 70 km, und dabei ist von Atienza aus gegen Westen, so weit meine Begehungen reichen, keine Andeutung einer Änderung zu erkennen. Es würde gezwungen erscheinen, wollte man für das unbekannte Gebiet zwischen dem Westrande der Iberischen Ketten und dem östlichsten Vorsprung des Guadarramagebirges einen anderen als westwärtigen Bewegungssinn annehmen, da beiderseits davon westwärtige Bewegung herrscht.

Aber die Bedeutung der Erscheinung reicht über diese Gebiete noch hinaus. Nach MACPHERSON (1880) und SUESS (1888) ist nämlich der größte Teil der spanischen Meseta gegen Südwesten gefaltet, also genau so wie das östliche Guadarramagebirge.

So stellt die Ateca-Albarracín-Zone eine ganz bedeutsame Linie innerhalb der Iberischen Halbinsel dar, sie scheint südwestwärtige und nordostwärtige Bewegungstendenz für große Teile der Halbinsel zu scheiden und, wie wir weiter folgern müssen, die beiden Stämme des variscischen Orogens; sie wäre also eine Scheitelungslinie im Sinne H. STILLE's.

2. Besonderheiten der keltiberischen Scheitelung.

Am besten bekannt ist bis jetzt die Scheitelung des alpinen Orogens. Diese verläuft als Trennungslinie zwischen dem Karpathidischen und Dinaridischen Gebirgsstamm durch die Ungarische Tiefebene und tritt von dort her in den Alpenkörper ein, um ihn im nordwestlichen Italien unweit von Genua zu verlassen und von hier aus über Korsika in Richtung auf Gibraltar zu verlaufen (vgl. STILLE 1924, Fig. 1, S. 233).

Längs dieser Strecke zeigt die Scheitelung eine verschiedenartige Ausbildung. Im Osten wie im Westen ist der nordwärts gefaltete Karpathidische von dem südwärts bewegten Dinaridischen Stamm durch weite Zwischengebiete ohne Faltung getrennt; im Osten ist es das sogenannte „Zwischengebirge“ der Ungarischen Tiefebene, im Westen das Mediterrane Zwischengebirge. In diesen beiden Gebieten stellt die Scheitelung eine weite, die Zwischengebirge umfassende faltungslose Zone dar („Zwischengebirgstypus“ KOBER's).

Einen anderen Typ zeigt die Scheitelung innerhalb des Alpenkörpers. Hier grenzen Dinaridischer und Karpathidischer Stamm unter Ausfall einer ungefalteten Zwischenzone unmittelbar aneinander; und längs dieser Grenzzone zeigen sich die Spuren stärkster Gebirgsbewegungen. So stellt hier die Scheitelungslinie eine ausgesprochene Pressungszone dar, aus der die weiten Decken der Nordalpen aufgestiegen sein sollen („Narbentypus“ KOBER's). Auch bei Genua besteht nach STILLE (1927b) eine ausgesprochene Pressungszone zwischen Alpen und Apennin.

Es ist zu erwarten, daß es Zwischenformen zwischen dem Narbentypus und dem Zwischengebirgstypus gibt; und innerhalb des alpinen Orogens wären solche in jenen Gebieten zu erwarten, wo an den Enden des Alpenkörpers die beiden Gebirgsstränge auseinandertreten und sich die ungefalteten Zwischengebirge zwischen ihnen einzustellen beginnen. Hier wäre ein Scheitelungstyp zu erwarten, der intermediäre Ausbildung zwischen dem mit starken Pressungen behafteten Narbentypus und dem faltungslosen

Zwischengebirgstypus zeigt und der sich durch schwache, gleichförmige Faltung auszeichnet.

Einen solchen Charakter hat die keltiberische Scheitelungszone. Sie ist, wie mehrfach betont, eine Zone gleichförmiger, wenig lebhafter Spezialfaltung, die nicht mit starker Gesteinsdurchbewegung verbunden ist. Im Norden jedoch, zwischen Ateca und Bubierca, wo die oberkambrische Schichtfolge unvermittelt in die Tiefe setzt, zeigt sie ein lebhafteres tektonisches Bild. Das hier steil nach unten gerichtete Absinken der Darocadecke erinnert in gewisser Weise an Verhältnisse, wie sie die alpinen Decken in der Nähe ihrer Wurzelzonen zeigen. Aber von außerordentlichen Pressungsphänomenen kann bei Bubierca nicht die Rede sein.

IV. Zusammenfassendes Bild vom Bau des paläozoischen Gebirges Keltiberiens.

Das wichtigste Strukturelement des variscischen Gebirges Keltiberiens ist eine schmale, in nord-südlicher Richtung aus den Westlichen Iberischen Ketten der Gegend von Ateca gegen Albaracín zu verlaufende Zone relativ schwacher, gleichförmiger Faltung. Diese teilt das alte Gebirge in zwei Äste, einen nordöstlichen und einen südwestlichen, die sich zueinander wie Spiegelbilder verhalten. In dem nordöstlichen Gebirgstheil sind die Gesteinsmassen gegen Osten (Nordosten bis Südosten) bewegt, in dem westlichen gegen Südwesten (West-südwesten bis Südsüdwesten). Da die Erscheinung regionale Bedeutung besitzt, ist die Ateca-Albaracín-Zone als Scheitelungszone anzusehen. Man hat demnach den östlichen und den westlichen Gebirgstheil je als einen besonderen Stamm im Sinne KOBER'S und H. STILLE'S aufzufassen. Der Grad des „Gerichtetseins“ der tektonischen Bewegung, der innerhalb der Zone gleich Null ist, wird von der Scheitelung aus nach beiden Seiten stärker. So zeigt sich im Östlichen Iberischen Gebirge ein deckenartiger Gebirgsbau; und etwas Entsprechendes scheint westlich der Scheitelung vorzuliegen.

Die Leitlinien der beiden Gebirgsstämme des Orogens zeigen einen — wenn auch nur in engen Grenzen — verschiedenen Verlauf. Der östliche Stamm kommt mit einem gegen Südost oder Südsüdost gerichteten Streichen von Nordwesten her aus der Richtung der Sierra de la Demanda herüber, schwenkt im Gebiet östlich von Albaracín in eine nord-südliche bis nordnordost-südsüdwestliche Richtung um und scheint weiter im Süden eine noch etwas stärkere Drehung gegen Südwest zu erfahren, da die paläozoischen

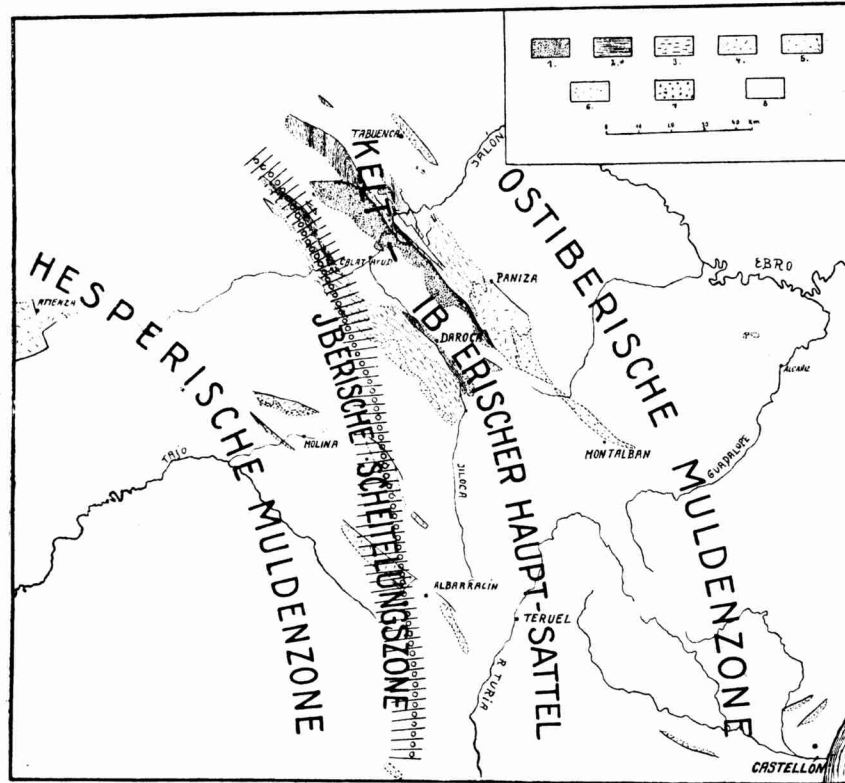


Abb. 37. Die tektonische Gliederung des keltiberischen Grundgebirges. Maßstab ca. 1 : 2 350 000.

1. Unterkambrium
2. Mittelkambrium
3. Oberkambrium
4. Silur
5. Devon
6. ? Oberdevon bis Unterkarbon
7. Oberkarbon
8. Meso- und Känozoikum.

Vorkommen im Küstengebirge von Castellón ein primäres Streichen gegen Südwest erkennen lassen. Überhaupt scheinen im weiteren Abstand von der Scheitelungszone gegen Osten die Faltenzüge allgemein in mehr nordnordost-südsüdwestliche Streichrichtung abzubiegen, wie in dem Nordostteil der Östlichen Iberischen Ketten bei Jarque, bei Mesones, bei Tabuena und bei Borobia in gleicher Weise erkennbar ist.

Der westliche Stamm ist nur stückweise beobachtbar. In der Nähe der Scheitelungslinie bei Albarracín herrscht ein nord-

südliches Streichen, in der Sierra de Aragoncillo ein nordnordwestliches, das bis zum östlichen Ende des Guadarramagebirges reicht; hier aber biegt es weiter in eine nordwestliche und schließlich sogar in eine westnordwestliche Richtung um.

Der innere Großbau des Gebirges ist der folgende²⁹⁶): Am Ostrande finden sich relativ junge Schichten (Silur und Devon), sodaß man diese Gebietsteile als große Muldenzonen auffassen muß; ich bezeichne sie als „Ostiberische Muldenzone“. Auf diese sind von Westen alte, ober- bis tiefkambrische Gesteine überschoben, die selbst einen in Deckenüberschiebungen aufgelösten Sattel darstellen, den „Keltiberischen Hauptsattel“. Weiter nach Westen folgt wieder eine Muldenzone mit obersilurischen und devonischen Ablagerungen, die „Hesperische Muldenzone“.

Dieser Großbau bleibt längs des Gebirgsstreichens im wesentlichen unverändert. Die jungen Ablagerungen der östlichen Muldenzone erstrecken sich aus der Gegend südöstlich von Tabuena bis hinab zur Mediterranküste. Die alten, kambrischen Bildungen des Sattels reichen aus dem Gebiet westlich von Tabuena bis herunter nach Calamocha, von wo ab die weitere Fortsetzung gegen Süd unbekannt, aber doch unter dem Tertiär von Teruel zu vermuten ist. So treten in der Sierra de Gea Carbonera westlich von Teruel tiefste Silurbildungen auf. Die westliche Muldenzone scheint sich aus dem Raume östlich des Guadarramagebirges bis zu den Montes Universales hinzuziehen, da man das Devon von Atienza wohl mit dem der Serranía de Cuenca (Henarejos) in Verbindung bringen muß, zumal sich hohes Obersilur in dem Zwischengebiete der Hesperischen Ketten gelegentlich findet und hier überall noch die Tendenz weiteren Einsinkens gegen Westen besteht.

Westlich dieser Muldenzone beginnen sich die Schichten — wenigstens im östlichen Guadarramagebirge — wieder herauszuheben, und es entsteht so die große Gebirgsgliederung, die in Abb. 37 schematisch dargestellt ist.

V. Die Stellung des variscischen Gebirges Keltiberiens innerhalb des Gesamtorogens der spanischen Varisciden²⁹⁷).

EDUARD SUESS (1888) gab im Antlitz der Erde ein erstes großes Bild vom Bau der spanischen Varisciden. Ausgangspunkt bildete für ihn der hohe Nordwesten Spaniens, Gali-

296) Vgl. hierzu Abb. 37.

297) Vgl. hierzu Abb. 38.

zien und Asturien, von wo ihm eingehendere Untersuchungen von WILH. SCHULZ (1858) und BARROIS (1882) vorlagen. Nach diesen wird Galizien aufgebaut von alten präkambrischen Gesteinen, die fast nordsüdlich streichen, aber in leicht gegen West konvexem Bogen geschwungen sind und dabei gegen Westen, gegen die Konvexseite des Bogens, einfallen. Nach Osten legen sich an diese alten Bildungen längs der Grenze Asturiens kambrische Ablagerungen, die stellenweise von Granitstöcken durchbrochen sind. „Die Neigung der kambrischen Schichten ist durchweg dieselbe wie jene der älteren Felsarten Galiziens, unter den äußeren Bogen [also gegen Westen], und die archaischen Gesteine sind daher über die kambrischen hinübergeschoben. Innerhalb des kambrischen folgt aber mit konkordanter Lagerung und gleichem Fallen ein silurischer, diesem ein devonischer, endlich ein karbonischer Bogen, stets in überstürzter Lagerung und bei zunehmender Verengung des Bogens. . . . Es ist also eine gewaltige Beugung eines großen Gebirges sichtbar und Schuppenstruktur innerhalb des Bogen. Die ältesten Felsarten bilden den äußeren Bogen im Westen, in Galizien; die karbonischen Ablagerungen als die jüngsten liegen in der Mitte des durch die Näherung der Schenkel wesentlich verengten Bogens im Osten, in Asturien. Alles ist gegen innen überschoben. Die Nordschenkel streichen hinaus gegen das Kantabrische Meer, und zwar die archaischen Felsarten gegen Nord bis Nordnordost, die kambrischen und silurischen gegen Nordnordost und die devonischen gegen Nordost“²⁹⁸).

Von hier, von Galizien und Asturien aus, gegen Südosten setzen sich nach SUESS die Faltenzüge fort durch Traz-oz-Montes und Beira Alta. Bei Salamanca soll sich in Virgation ein mächtiger Ast gegen Ost und Ostnordost abspalten, die Sierra de Guadarrama bildend, während die anderen Züge gegen Südost weiterziehen sollen längs großer Bögen, deren Verlauf etwa durch eine Linie Oporto-Alcantara-Cáceres-Don Benito-Pozzoblanco-Sierra Morena angegeben wird.

Auch das portugiesische Gebiet gehört diesen Faltenzügen an, die gegen Südost streichen, nur im Süden etwas mehr in Ostsüdostrichtung abschwenken. DELGADO bemerkt von hier, daß das herrschende Fallen gegen Nordost gerichtet sei; und SUESS bezieht sich hierauf und sagt:

„Diese Bogen der südwestlichen Meseta scheinen in der Tat gegen Südwest gefaltet zu sein, und auf sie ist daher MACPHERSON'S

298) SUESS, Das Antlitz der Erde, Band 2, S. 146—147.

Angabe anwendbar, daß ein beträchtlicher Teil der Gebirgszüge der Iberischen Halbinsel nicht wie die Alpen gegen Nord, sondern wie die nordafrikanischen Faltenzüge gegen Süd bewegt sei²⁹⁹).

Innerhalb dieses Gesamtbildes sind für SUESS die oben aufgeführten Erscheinungen in Galizien und Asturien von besonderer Bedeutung; SUESS sieht in ihnen — das hebt er besonders hervor — „die Umbeugung eines Faltengebirges“, die jenem Schwenken der Alpiden im Gibraltarbogen von Europa nach Afrika herüber analog sein soll; nur sähe man bei Gibraltar mehr von den äußeren und nichts von den inneren Gesteinsbogen, während in Asturien nur die inneren Bogen beobachtet werden könnten.

Es würde ganz im Rahmen dieser Anschauungen stehen, die Fortsetzung der galizisch-asturischen Faltenzüge nach Norden in den Armorikanischen Bogen zu verlegen. Dieses würde der Vorstellung einer großen Schwenkung des Faltensystems entsprechen. Noch andere Argumente führt SUESS an: Das Alter der Faltung ist übereinstimmend, die Gesteine Asturiens gleichen denen von Cornwall und der Bretagne. Und doch muß SUESS zuletzt die Frage offen lassen: „Es ist nicht zu ersehen, ob und in welcher Weise die beiden Faltungsgebiete sich begegnen oder vereinigen“.

Die Anschauung, daß die variscischen Faltenzüge der Iberischen Halbinsel die unmittelbare Fortsetzung des Armorikanischen Bogens darstellen, wurde in der Folgezeit vor allem von KOSSMAT geäußert und findet sich andeutungsweise auch bei STILLE³⁰⁰).

In jüngster Zeit ist durch RUD. STAUB (1926) eine von der beschriebenen durchaus verschiedene Ansicht vom tektonischen Bau der spanischen Meseta geäußert worden. „Drei große Einheiten des europäischen Grundbaues“ will STAUB in diesem alten Block erkennen: einen Urkern mit archaischer Faltung, daran anschließend einen Gürtel kaledonisch dislozierter Ketten, darum endlich den Kranz der spanischen Hercyniden. Nicht die ganze Meseta — wie bei SUESS — ist nach ihm variscisches Faltenland, sondern nur ein kleiner Teil, nur der Randbereich.

Zum „archaischen Block“ sollen die Gebiete kristalliner Gesteine im Nordwesten Spaniens, in Galizien und von hier gegen

299) Antlitz der Erde, Bd. 2, S. 149.

300) Siehe „Grundfragen der vergleichenden Tektonik“, Berlin 1924; hier ist in Fig. 1, Seite 233, durch den Verlauf der Streichlinien diese Vorstellung zum Ausdruck gebracht.

STILLE's neue Auffassung der Gebirgszusammenhänge der Varisciden wird weiter unten aufgeführt.

Südost hinab bis zum Guadarramagebirge gehören. Dieser gegen Südost vorspringende Sporn, der als Ausläufer des alten Laurentia samt den ihm angegliederten kaledonischen Falten Vorland für das variscische Gebirge bedeuten soll, soll auf seiner Ost-, Süd- und Westseite von den hercynischen Ketten umflossen sein. Von der Bretagne in gewaltigem, gegen Nordwest schauendem Bogen herabkommend, sollen diese in Asturien aus dem Kantabrischen Meer auf das spanische Festland übertreten und von hier zunächst gegen Süd, dann aber gegen Südost weiterstreichen auf das Ostende des Guadarramagebirges, auf die Ecke von Sigüenza zu. Hier aber sollen sie um diesen Vorsprung des alten Blockes herum-schwenken zu den Toledobergen hin, wo sie sich angeblich weiter gegen Westen und schließlich gegen Nordwesten umlegen, um geschlossen nach Portugal und in den Atlantischen Ozean hineinzuziehen. So soll die Fortsetzung des variscischen Gebirges nicht in Marokko, sondern im Westen liegen innerhalb des Ozeans, und der Bau der spanischen Varisciden soll eine große, im Bereich der Iberischen Halbinsel weit gegen Süden zurückweichende Kettenschlinge darstellen.

Es bleibt nun zu untersuchen, was für Folgerungen bezüglich dieser kurz skizzierten Vorstellungen vom Gebirgsgroßbau man aus den in Keltiberien gewonnenen neuen Erkenntnissen ziehen darf.

In der STAUB'schen Synthese sind zwei Punkte von grundlegender Bedeutung: die Altersstellung der Gneise der zentralen und nordwestlichen Meseta und das örtliche Streichen der Falten-systeme an der Südostecke des sog. galizischen Sporns, an der Spitze des Guadarramagebirges.

Wir erkannten, daß die Gneise der östlichen Guadarrama nicht archaisch sind, daß es sich bei ihnen vielmehr um dynamokontaktmetamorphes Paläozoikum handelt. Und wir müssen den Verdacht hegen, daß gleiches für viele der spanischen Gneise gilt, da deren weiten Reviere durchsetzt sind von mächtigen Granitstöcken, die schon MACPHERSON für jung, für karbonisch, hielt und von denen WURM (1928) für Nordportugal wieder betonte, daß sie Silur kontaktmetamorph verändert hätten. Wegen der engen Verknüpfung von Granitintrusionen und Gneisen und im Hinblick auf die Erfahrungen im östlichen Guadarramagebirge muß man es m. E. für sehr wahrscheinlich halten, daß die weiten Gneisgebiete vorwiegend aus dynamokontaktmetamorphem Paläozoikum bestehen. Auf MACPHERSON's und SUESS' starken Einfluß geht es zu-

rück, daß dieser Gedanke — wie es scheint — nie ernsthaft erwogen wurde.

Gewiß ist auch ein Teil der Gneise archaisch; das gilt z. B., wie oben (S. 16—17) gesagt ist, für einige Vorkommen, bei denen Kambrium transgrediert. Wie groß aber die Verbreitung solch echten Präkambriums ist, wäre noch durch besondere Untersuchungen zu erweisen. Seine Existenz gibt keineswegs, wie auch STILLE (1927 a, S. 51) betont, Berechtigung, von einem „archaischen“ Block“ zu sprechen; so hielte man doch auch das Französische Zentralplateau oder den Schwarzwald oder die Vogesen oder das Erzgebirge für Teile des variscischen Gebirgssystemes.

Auf jeden Fall aber ist STAUB's Anschauung nicht richtig, daß der alte, archaische Block Galiziens in der kastilischen Zentralkette der Sierra de Guadarrama spornförmig weit gegen Südosten vorspringe. Hier zum mindesten besteht kein „archaischer Sporn“, hier ist der „Sporn“ selbst variscisches Faltenland.

Wie steht es nun mit jenem „Umfließen“, jener schleifenförmigen Umbiegung der alten Ketten am Südostpfeiler des „archaischen Blockes“?

Bei der Beschreibung des östlichen Guadarramagebirges ist gezeigt, daß von Westen mit westnordwestlichem Streichen kommende Faltenzüge am Ostende des Gebirges umbiegen längs eines nach Südwesten konkaven Bogens in mehr nordnordwestlich-südsüdöstliches Streichen. Gegen Westen ziehen die Schichten hinein in das Guadarramagebirge, in die Gneise der westlichen Gebiete, sie scheinen ihnen nicht auszuweichen und sie zu umgehen; und gegen Südosten zeigen sich keine Merkmale des Umbiegens gegen Südwest, gegen Toledo, vielmehr hat man nach dem tektonischen Großbau, wie er in Abb. 37 zur Darstellung gebracht ist, die Fortsetzung der Guadarramafalten im Südosten zu suchen, in den Montes Universales, wohin sich jene obersilurisch-devonische Muldenzone von Atienza verlängert, nicht aber im Südwesten, in den Toledobergen.

Welche Bewandnis aber hat es mit dem ostwestlichen Streichen im Raum von Toledo, worin STAUB einen Hinweis darauf sieht, daß die alten Faltenzüge von Toledo sich weiterhin in die von Sigüenza fortsetzen und so zu einer großen Gebirgsbiegung führen?

Wirft man einen Blick auf STAUB's Karte, so fällt eine Parallelität im Streichen aller Schichten längs eines großen Schnittes quer durch Spanien von Oviedo über León und Toledo nach Ciudad

Real auf³⁰¹⁾. Längs dieses Schnittes herrscht überall ostwestliches bis fast west-südwest-ostnordöstliches Streichen, während in den übrigen Räumen der Halbinsel mehr nordwestliches bis nördliches Streichen besteht. So scheint in den alten Gebirgszug eine Zone abweichenden Streichens eingefügt zu sein, in welcher die äußeren wie die inneren Ketten in flachem Bogen ein Stück ostwärts geschwungen sind. Und ich möchte jene vom Ostende des Guadarramagebirges beschriebene bogenförmige Wendung der Schichten gegen West auf den Eintritt der Faltenzüge Keltiberiens in diese Zone zurückführen. Ist dem aber so, so muß man in Analogie zu den Verhältnissen am Ostende des Guadarramagebirges und in den Keltiberischen Gebirgen auch für die östliche Fortsetzung der Toledofalten annehmen, daß deren westöstliches Streichen gegen Ost sich verwandelt in ein nordwest-südöstliches und schließlich in ein nordsüdliches. So möchte ich es nicht für berechtigt halten,

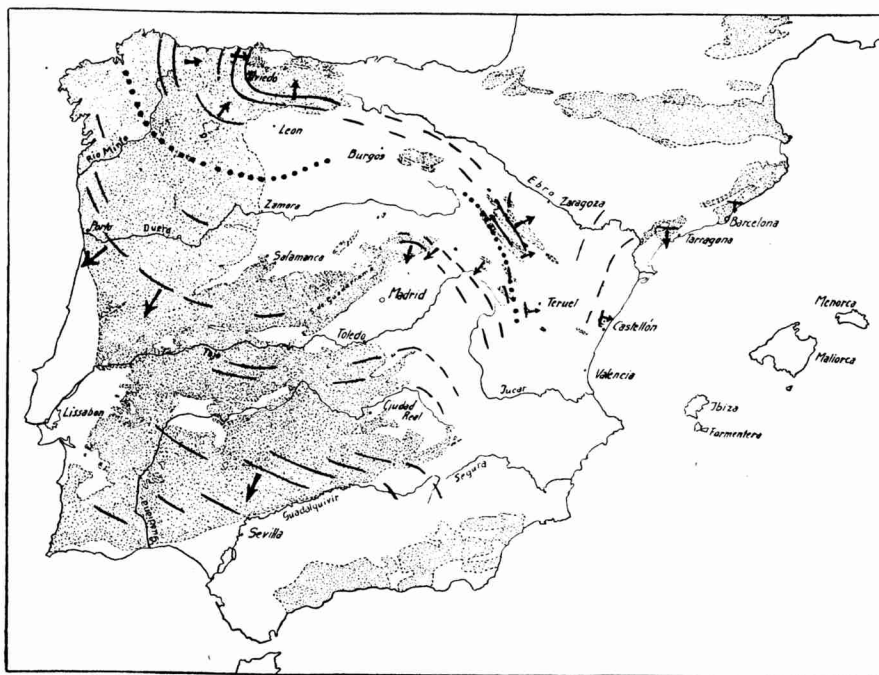


Abb. 38. Versuch einer Darstellung des tektonischen Großbaus der spanischen Varisciden. Maßstab ca. 1 : 10 000 000.

Die eingezeichneten starken Linien geben die Streichrichtungen, die Pfeile die Richtungen der tektonischen Bewegungen an. Punktlinie: Iberische Scheitelung. Punktierter Flächen: zu Tage tretendes Grundgebirge.

301) Vgl. die Kartenskizze Abb. 38.

die Faltenzüge der Sierra Morena bei Toledo und weiterhin die der südwestlichen Meseta an die des östlichen Guadarramagebirges und hiermit an die Asturiens anzuknüpfen.

So käme das große tektonische Bild der Abb. 38 zustande. Von Norden zieht, zunächst mit nord-südlichem, dann mit nordwest-südöstlichem Streichen das Faltensystem heran, in der Mitte Spaniens biegt es längs seiner ganzen Querbreite in mehr ost-westliche Richtung um; es folgt derselben ein Stück, um sich weiterhin wieder gegen Südost bis Südsüdost zu wenden. Gleich einer mächtigen Linse liegt mitten darin der große Gneiszug zwischen Galizien und Toledo, sich gegen Südost ausspitzend.

Mit dieser Vorstellung kehren wir zu der alten, schon von SUESS geäußerten Ansicht zurück, daß das variscische Gebirge Spaniens als großer Faltenzug aus der Nordwestecke der Halbinsel gegen Südosten durchstreicht, und wir sehen weiter mit KOSSMAT und STILLE die Fortsetzung gegen Südost in der Marokkanischen Meseta.

Zwei Punkte sind es noch, die für SUESS problemhaft blieben: der Gegensatz zwischen der Faltungsrichtung in Asturien und der in der südwestlichen Meseta auf der einen Seite und die Bedeutung der Beugung des Gebirges im galizisch-asturischen Winkel und die nördliche Fortsetzung desselben auf der anderen Seite.

Für die erste Frage erscheinen jene Beobachtungen im Keltiberischen Gebirge bedeutungsvoll zu sein, die als Gebirgsscheitelung gedeutet wurden. Die beiden Züge der Iberischen Ketten sind zweifelsfrei gegen Ost bis Nordost gefaltet, die Ausläufer des Guadarramagebirges gegen West bis Südwest; dazwischen liegt eine Zone gleichförmiger, tendenzloser Faltung.

Im Fortstreichen der Iberischen Gebirge gegen Nordwest liegen die Faltenzüge Asturiens; und gleich den Iberischen Gebirgen sind auch diese gegen Nordosten und Osten gefaltet. Und ebenso wie jene zeigen auch diese einen großzügigen Überschiebungsbau, der sich z. B. im Auflager von Kambrium auf Devon an verschiedenen Stellen Asturiens kundtut. So scheint eine Analogie zwischen dem Asturischen Gebirge und jenem Stück Keltiberiens zu bestehen, das östlich der „Iberischen Scheitelung“ liegt.

Auf der anderen Seite hat, wie bereits oben einmal berührt, die ganze südwestliche Meseta die gleiche Faltungstendenz wie jene Gebiete Keltiberiens, die westlich der „Iberischen Scheitelung“ liegen.

Mir scheint, daß man jetzt einen Schritt in der Gebirgssyn-

these vorwärts tun und sagen darf, daß die Scheitelung Keltiberiens sich durch Altkastilien bis in den äußersten Nordwesten Spaniens fortsetzt.

Dieses hat nun aber eine große Bedeutung für die Frage der nördlichen Fortsetzung der gesamten spanischen Varisciden. Die Annahme der Scheitelung führt dazu, das Gebirge der Iberischen Ketten und Asturiens zu den Rheniden zu rechnen, das Meseta-gebirge zu den Gondwaniden, wie auch schon STILLE³⁰²⁾ in seiner neueren, beim Geologenkongreß in Madrid vorgetragenen Synthese die Scheidelinie zwischen nordwärts und südwärts gefaltetem Stamm der Varisciden durch die Iberische Halbinsel gelegt hat. Bei dieser Auffassung kann man die Fortsetzung der iberischen Varisciden nicht in dem Armorikanischen Bogen sehen, da dieser allein den Rheniden angehört.

So möchte ich annehmen, daß das nordwestwärts streichende Iberisch-asturische Gebirge ein Parallelstrang zu dem nordwestwärtsstreichenden Armorikanischen Gebirge ist, und ich möchte glauben, daß sich nördlich der asturisch-galizischen Gebirge innerhalb des Biscayagolfes eine Schwenkung der Falten gegen Westen und nicht gegen Osten vollzieht, wie auch H. STILLE in seiner neueren Synthese (1926) die Fortsetzung der europäischen Rheno-Gondwaniden in den variscischen Gebirgen Nordostamerikas sieht und wie auch BAILEY (1928) an die alten Gebirge der Bretagne und Cornwalls die nordamerikanischen Faltenstränge anknüpft.

C. Vergleichende Betrachtung der saxonischen Tektonik.

In den Kapiteln der vorigen Abschnitte, in denen Beschreibungen des tektonischen Baues von Einzelgebieten oder größeren Arealen des alten Gebirges gegeben wurden, ist schon mehrfach darauf hingewiesen, daß deren Bau durch spätere, saxonische Zutat verändert sei. Wir wollen jetzt näher auf diese Fälle eingehen, wobei wir mit einer Betrachtung verschiedenartiger tektonischer Gebilde von zweifelsfrei saxonischer Entstehung beginnen, um so zur Erkenntnis junger Bauformen zu gelangen und dann — mit diesen Kenntnissen versehen — einige Beispiele von Veränderungen des alten Gebirges durch junge Gebirgsbildungen mehr im einzelnen zu betrachten. Hieran sollen Untersuchungen darüber angeknüpft werden, wie weit und auf welche Weise man

302) Vgl. oben Seite 2 und Anm. 3.

die späteren Veränderungen eliminieren und so das ursprüngliche Baubild rekonstruieren kann.

I. Einzelbilder der saxonischen Tektonik.

Aus der reichen Anzahl saxonischer Bauelemente, die im untersuchten Gebiet zu beobachten waren, greife ich einige charakteristische zu eingehenderer Beschreibung heraus, und zwar den Graben von Morés - El Frasno, eine schmale Grabenstörungszone inmitten des Kambriums von Murero, einen Graben östlich von Nuévalos und schließlich die Flexurtektonik am Westrand der Westlichen Iberischen Ketten südlich des Jalón.

a) Saxonische Gräben.

1. Der Triasgraben von Morés.

Im Östlichen Iberischen Gebirge zieht von Nordwesten her als Ausläufer des großen mesozoischen Gebietes östlich und südlich des Moncayo eine relativ schmale Grabenzone mit triadischen Gesteinen von Illueca über Morés nach El Frasno. Für den südlichen Teil dieser von WURM (1911) einfach als „Triaszug“ bezeichneten Zone sprach H. STILLE (1927 a), der das Gebiet längs der Landstraße Calatayud-Zaragoza zwischen den Ortschaften Aluenda und El Frasno durchquerte, wohl zum ersten Mal deutlich aus, daß es sich hier um einen Graben handelt, und zwar um „eine beiderseits vom paläozoischen Grundgebirge umschlossene und von diesem sicher im Westen, wahrscheinlich aber auch im Osten überschobene Trias-Grabenversenkung“. Er zeichnet auch ein schematisches Profil durch den südlichsten Teil des Senkungsfeldes.

Das so von STILLE gegebene Bild möchte ich nun durch eine Reihe von Profilen, die einander von Süden gegen Norden folgen, ergänzen³⁰³).

Im Süden, von wo das Profil 1 (s. Abb. 39 und 40) stammt, das einen Querschnitt südlich der Landstraße Aluenda - El Frasno gibt, stellt der Graben eine weite, vorwiegend flachgelagerte Buntsandsteinzone dar, an deren Ostrand die Schichten steil aufgebogen sind, an deren Westseite sie aber mit ca. 30° unter das sie überschobende Paläozoikum einfallen. Das letztere ist sehr stark durchbewegt, während der Buntsandstein unverändert ist. Die Über-

303) Die Lage der Profile, die in Abb. 40 gegeben werden, ist aus der schematischen Übersichtsskizze des Triasgrabens (Abb. 39) zu ersehen.

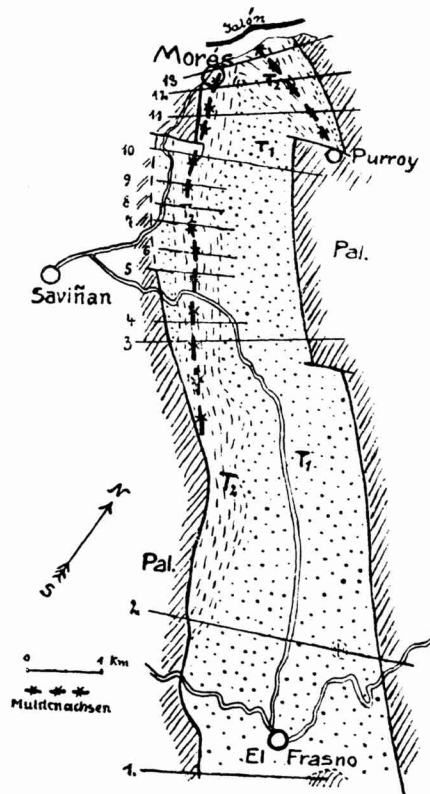


Abb. 39. Schematische Skizze des Triasgrabens von Morés.
Maßstab 1 : 100 000.

- Pal.* Paläozoikum
T₁ Buntsandstein
T₂ Muschelkalk, Keuper und Carniolas
 1 bis 13: Profilinien.

schiebungsfläche selbst, welche an der Straße Aluenda - El Frasno gut aufgeschlossen ist, ist wie die Schichten gegen Westen geneigt, und zwar unter ca. 40°.

Wenig nördlich von der genannten Straße (Profil 2) stellt sich unmittelbar am Grabenwestrand Muschelkalk ein, der selbst auch unter das überschiebende Paläozoikum einfällt. Wenn man dem Grabenrand folgend von Süden herkommt, scheint es so, als träte der Muschelkalk unter dem Grundgebirge hervor. In diesen südlichen Teilen des Grabens von Morés liegt die eigentliche Muldenachse nicht im Grabenzentrum, sondern in unmittelbarer Nähe des Westrandes neben oder sogar unter der westlichen Überschiebung.

Weiter gegen Norden bleibt dieses Bild lange das gleiche: Der größere östliche Teil des Grabens wird von Buntsandstein eingenommen, längs der Westgrenze zieht sich eine Muschelkalkzone entlang, in welcher die Schichten gegen Westen, zur Überschiebung hin, einfallen.

In einem mehr im Norden, längs der Straße Saviñán-El Frasno oder etwas südlich davon, gezogenen Querschnitt ist das Grabenbild erheblich verändert: Die Muschelkalkzone, in der sich auch Keuper und Carñiolas einzustellen beginnen, ist vom Rand des Grabens gegen dessen Inneres zu — also gegen Osten — abgerückt und hat sich zu einer selbständigen, vom östlichen Grabenrand durch eine breite, vom westlichen durch eine schmale Buntsandsteinzone getrennten Mulde entwickelt (Profil 3).

Die westliche Randstörung, die an und etwas unterhalb der Straße Saviñán-El Frasno am Fuße der Serrezuela aufgeschlossen ist, steht in diesen mehr nördlichen Teilen des Grabens steiler als im Süden; sie fällt mit ca. 70° gegen das Paläozoikum hin ein, das also steil auf den Buntsandstein aufgeschoben ist. Der letztere selbst ist in der Nähe der Störung steil aufgebogen und etwas gequetscht; in einiger Entfernung von der Störung aber legt er sich flach.

Die Muschelkalkzone zeigt eine sehr komplizierte und wechselvolle Spezialtektonik, die ich durch die Profile 3 bis 9 erläutere, von denen die Profile 3 und 4 unmittelbar südlich der Stelle aufgenommen wurden, wo die Straße Saviñán-El Frasno die von dem Muschelkalk gebildete Anhöhe überschreitet; die übrigen Profile stammen aus dem Bereich nördlich davon, nämlich aus dem Gebiet zwischen der genannten Straße und der Ortschaft Morés.

Es ist etwas schwierig, das tektonische Bild zu entwirren, da Muschelkalk und Carñiolas große Ähnlichkeit miteinander haben und da man dort, wo Muschelkalk auf Muschelkalk aufgeschuppt liegt, zunächst geneigt ist, die oberen Kalke für Carñiolas in normaler Auflagerung zu halten. In Verkennung der starken Schuppungstektonik kam WURM (1911) zu der Auffassung, daß der Muschelkalk durch eine zwischengeschaltete gipsführende Mergelzone in zwei Kalkfolgen gegliedert sei. Bereits im stratigraphischen Teil ist dieser Annahme widersprochen worden (vgl. S. 124).

Es ist kaum nötig, auf die einzelnen Profilbilder genauer einzugehen. Man ersieht aus ihnen ohne weiteres, wie kompliziert der Bau im einzelnen ist und in welchem starkem Maße die von Muschelkalk, Keuper und Carñiolas erfüllte Mulde zusammengepreßt ist. Die Schichtpakete stehen weithin steil oder sind sogar überkippt.

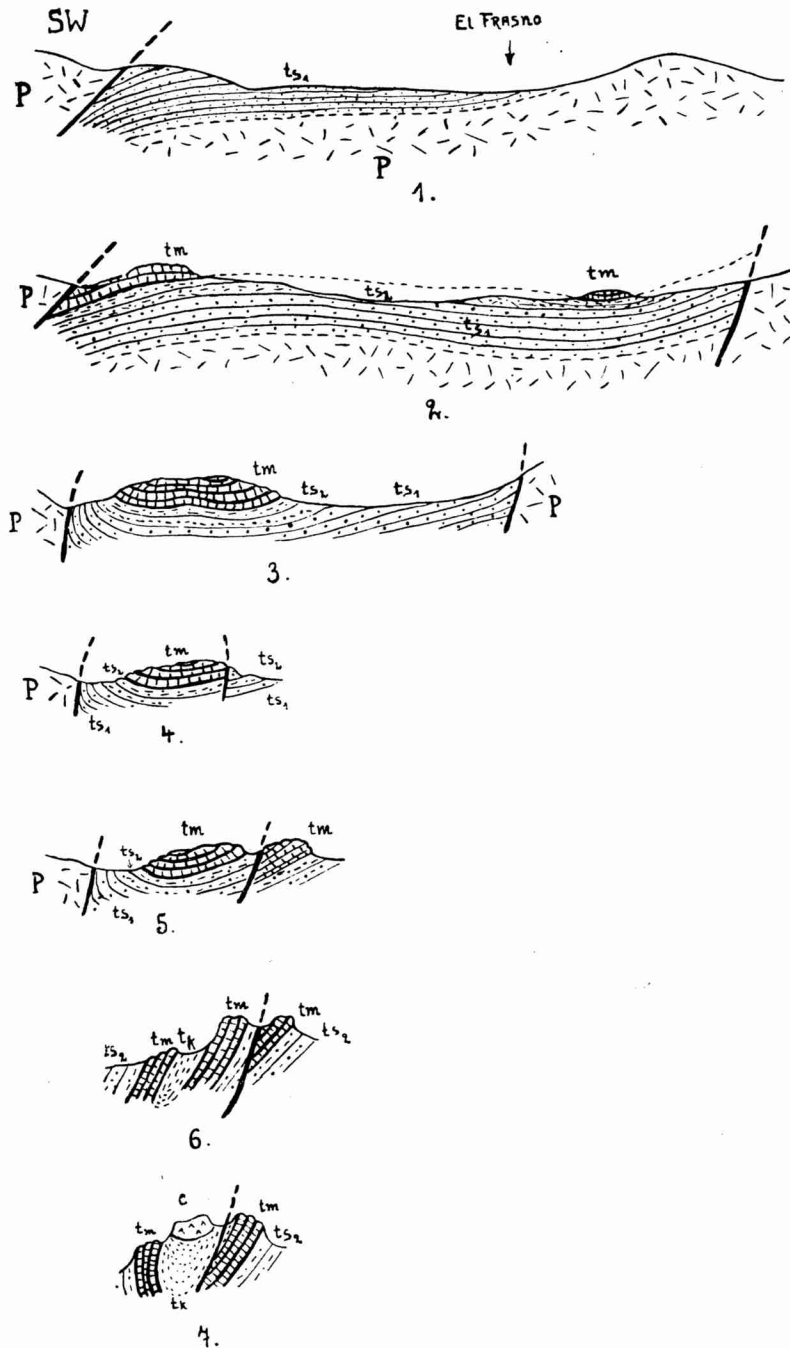


Abb. 40. Profile 1—7.
(Erklärung der Signaturen siehe nächste Seite).

(412)

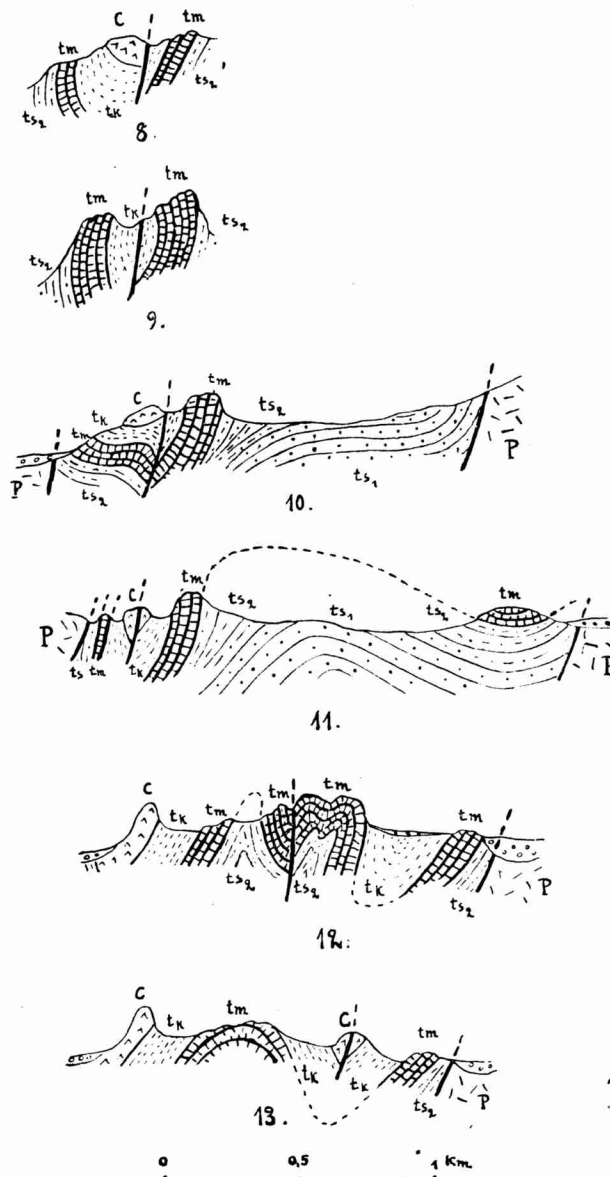


Abb. 40. Profile 8—13.

Profilreihe aus dem Triasgraben von Morés. Maßstab ca. 1 : 30 000.

- P* Paläozoikum
- ts₁* Unterer Buntsandstein
- ts₂* Röt
- tm* Muschelkalk
- tk* Keuper
- c* Carriolas

Die Lage der Profillinien ist aus Abb. 39 zu erschen.

Die Überkipfung ist dabei auf den Muldenwestflügeln gegen Osten, gegen das Muldeninnere zu, gerichtet. Stellenweise, so z. B. in der Nähe des Saumpfades von Morés nach El Frasnó, ist aber auch der Muldenostflügel gegen den von Keupergipsen erfüllten Kern übergelegt (vgl. Profil 9), sodaß in der Mulde die Tendenz einer Bewegung gegen den weichen Keupergips zu bestehen scheint. Weniger stark als der Muschelkalk scheint der Carñioladolomit zusammengepreßt zu sein, und der Ausgleich zwischen den verschieden starken Einengungen scheint sich im Keuper zu vollziehen, dessen bewegliche gipsreiche Tone und Mergel an einigen Stellen ausgequetscht oder sehr reduziert, an anderen angereichert wurden. Man ersieht das z. B. aus dem Profil 7.

Das relativ komplizierte tektonische Bild, das der Muschelkalk bietet, scheint mir vor allem dadurch hervorgerufen zu sein, daß der Kalk auf beiden Seiten von weichen Gesteinen umschlossen ist — so liegen unter dem Muschelkalk gipsführende Röttschichten und über ihm bewegliche Tone und Mergel des Keupers — und so stütz- und schutzlos den pressenden Kräften preisgegeben war.

Der östliche Teil des Grabens stellt ein einfach sattelförmig gebautes Buntsandsteingebiet dar, das längs einer wohl überall steil gegen das Grabeninnere einfallenden Störung an Paläozoikum angrenzt; in der Nähe der Verwerfung sind dabei die Schichten etwas aufgebogen (vgl. Profil 10).

Weiter gegen Norden, auf Morés zu, verengt und vertieft sich der Graben. Die beiden Randverwerfungen nähern sich einander immer mehr, und das Buntsandsteingebiet, das den Hauptteil des Grabens einnimmt, verschmälert sich entsprechend. Gleichzeitig bildet sich am Ostrande, etwa im Gebiet von Purroy, eine der westlichen analoge Mulde mit Muschelkalk und Keuper aus. Indem diese Mulde mit nordwestlichem Streichen in Richtung auf Morés verläuft, trifft sie unmittelbar östlich dieser Ortschaft mit der westlichen Muschelkalkmulde zusammen, und der zwischen den beiden Mulden gelegene Buntsandsteinsattel taucht mit starkem Axialgefälle in die Tiefe.

Diese Verhältnisse sind in den Profilen 11, 12 und 13 veranschaulicht, die in einem Abstand von nur 100 m voneinander unmittelbar südlich der Straße Morés-Purroy aufgenommen sind. Bei dem ersten sind noch die drei Einheiten, die stark gestörte Muschelkalkmulde auf der Westseite, der ziemlich gleichförmige Buntsandsteinsattel in der Mitte und die Mulde mit Muschelkalk und Keuper auf der Ostseite des Grabens, vorhanden. Das zweite und dritte Profil entwickelt sich aus diesem ersten, indem der Buntsandstein mit

einem steilen, bis an 90° heranreichenden Axialgefälle abtaucht und die Sattelachse in den Muschelkalk, der sehr stark zusammengestaucht ist, eintritt. Wie aus dem Profil ersichtlich, ist die Tektonik recht kompliziert. So erkennt man auf der Westseite eine Mulde mit Carniolas im Kern als Fortsetzung jener auch schon im Süden deutlich entwickelten Mulde des Grabenwestrandes, in der Mitte einen Sattel mit Muschelkalk, der steilgestellt und in eine Doppelfalte gelegt ist, als Verlängerung des Buntsandsteinsattels und gegen Osten eine zweite Mulde mit Keuper und Carniolas, die östliche, bei Purroy beginnende Randmulde.

Der Muschelkalk ist in den steilen Felswänden in einen feinen Mylonit verwandelt, der aus kleinen Bruchstücken von Kalken besteht, die wieder fest miteinander verbacken sind. Diese Erscheinung fiel schon WURM auf, der sie mit Auslaugung von im Liegenden auftretenden Gipsen seines „Mittleren Muschelkalks“³⁰⁴⁾ in Zusammenhang bringt. Sie ist aber rein tektonischer Entstehung und eine Folge der intensiven Pressungen. Bestände WURM'S Ansicht zu Recht, so müßte sich die Erscheinung an der Basis des Muschelkalks in besonders starkem Maße zeigen; aber gerade hier, an der Grenze zu den weicheren Rötmergeln, sind die Gesteine unversehrt.

Es ist beachtenswert, daß die Intensität der Tektonik gerade bei Morés, wo der Graben am engsten ist, besonders groß ist. Die Schichten sind sozusagen zusammengerafft, während sie im Süden als flache Platten über weitere Gebietsräume ausgestreckt liegen. Gleichzeitig mit der starken Zusammenraffung und der Ausbildung steiler Falten wird der Graben besonders tiefgründig. Es stehen also Grabentiefe und Grabenbreite in umgekehrtem Verhältnis zueinander und ebenso Grabenbreite und Stärke der Zusammenpressung.

Zusammenfassend können wir folgende allgemeine Züge im Strukturbild des Grabens feststellen:

Der Graben ist breit im Südosten, schmal im Nordwesten, flach ist die Tektonik im Südosten, tiefgründig und intensiv im Nordwesten.

Die Grabenwestseite besteht aus einer Überschiebung, welche gegen Südwesten einfällt. Da man sich im nördlichen Grabenteil

304) Wie oben (vgl. S. 124) gezeigt ist, ist WURM'S Muschelkalkgliederung, nach der ein unterer und oberer kalkiger Horizont und ein diesen zwischengeschalteter mittlerer, aus Tongesteinen bestehender unterscheidbar sein sollen, nicht zu Recht bestehend. Die bei Morés auftretenden gipsführenden Tone stellen hohen Buntsandstein in Rötfazies dar.

in der Nähe des Jalóntales in tieferen Niveaus befindet, sind dort Grabenstücke beobachtbar, die selbst weiter im Süden von der Überschiebung verdeckt sind. Hierauf geht wohl zum Teil zurück, daß die Muschelkalkmulde des westlichen Grabenflügels gegen Süden unter die Randverwerfung streicht und die Überschiebung des Westrandes sich auf den Buntsandstein des inneren Grabenteiles überlegt, der selbst unter das Paläozoikum einfällt. Aus der Kombination eines Profiles durch den Grabenwestrand in der Nähe des Jalóntales mit einem Profil durch den gleichen Westrand weiter im Südosten, wo noch höhere Teile der Überschiebung vorhanden zu sein scheinen, ergibt sich für die Gestalt der Überschiebung des Grabenwestrandes das schematische Bild der Abb. 41. Man

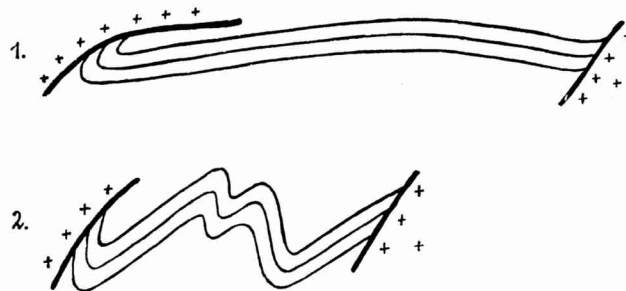


Abb. 41. Schematische Profile durch den Triasgraben von Morés³⁰⁵⁾.
Maßstab ca. 1 : 40 000.

1. Bauschema des Grabens bei El Frasno,
2. bei Morés.

sieht daraus, daß die Überschiebung in der Tiefe steil wird und daß hier die Buntsandsteinschichten an derselben aufgebogen sind. Nach oben hin wird die Überschiebung flacher und greift weiter gegen das Grabeninnere vor; die Gesamtschubweite, die sich auf diese Weise berechnen läßt, mag gegen 200 m betragen.

Die Unterschiede zwischen dem Südost- und Nordwestteil des oberflächlichen Grabenbildes sind aber nicht allein Niveauunterschiede, d. h. nicht allein bedingt durch verschieden weit fortgeschrittene Abtragung der Westrandüberschiebung, sondern gehen zweifellos auch auf eine Änderung des tektonischen Bauplans selbst zurück. Im Südosten stellt nämlich der Grabeninhalte eine z. T. flach gelagerte, z. T. westwärts einfallende Schichtplatte dar, deren jüngste Schichten im Westen liegen. Gegen Nordwest versteilt sich die Mulde auf der Westseite, und es bildet sich auch auf der

305) Vgl. Abb. 39 auf Seite 268 und Abb. 40 auf S. 270—271.

Ostseite eine Mulde aus, sodaß in der Grabenmitte ein zentraler Buntsandsteinsattel entsteht. Bei Morés taucht der Sattel ab und die beiden Mulden schließen sich zusammen, gleichzeitig vertieft sich der Graben.

2. Die schmale Grabenzone westlich von Murero.

Westlich von Murero, zwischen dieser Ortschaft und dem Dörfchen Atéa, findet sich ein kleiner, nur etwa 30 bis 50 m breiter Graben mit Buntsandstein und Muschelkalk, der gegen Nordwest und Südost auskeilt, also für den gesamten Gebirgsbau eine nur sehr untergeordnete Bedeutung besitzt. Seine bemerkenswerte Spezialtektonik aber ist mir Veranlassung, eine nähere Beschreibung folgen zu lassen.

In Abb. 42 sind drei Profile durch den Graben gegeben, die voneinander nur jeweils ca. 100 m entfernt aufgenommen wurden. Man ersieht aus ihnen, wie stark das Erscheinungsbild des Grabens

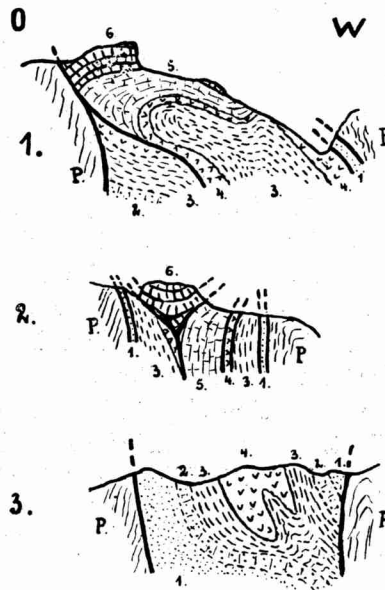


Abb. 42. Drei Profile durch den Triasgraben von Murero.
Maßstab ca. 1:1300.

- P. Paläozoikum
- 1. Rote Sandsteine und sandige Tone
- 2. Feste kalkig-dolomitische Bänke, sandig
- 3. Rötliche Tone und Mergel
- 4. Gelbliche Zellendolomite
- 5. Mergelige Kalke
- 6. Fester Muschelkalk.

im Streichen wechselt. Da die Aufschlüsse sehr gut sind, geben die Profile die wirklichen Verhältnisse recht naturgetreu wieder³⁰⁶).

Das erste Profil, das gleich südlich des Saumpfades von Murero nach Atéa aufgenommen worden ist, zeigt, daß der Graben von Westen her von Paläozoikum überschoben ist. Längs der Überschiebung ist ein äußerst reduziertes, nur wenige Meter breites Buntsandsteinband zu beobachten, das unter das Paläozoikum einfällt. Dann folgt eine kleine Mulde und darauf in der Mitte des Grabens ein Sattel, der weit gegen Osten vorquillt und auf eine zweite, schmale, gestörte Mulde übergelegt ist. Die Ostrandverwerfung fällt steil gegen den Graben, also rechtsinnig ein.

Bemerkenswert ist noch, daß sich gewisse Züge dieses Baues auch in der Mikrotektonik widerspiegeln. So sind in der Nähe jener vom Ostrand zur Grabenmitte ziehenden, in dem Profil verzeichneten Störung viele kleine, ziemlich flache Sprünge zu erkennen, die der Störung parallel gehen und den gleichen Verwerfungssinn wie sie haben³⁰⁷).

Das zweite Profil, das 100 m weiter südöstlich auf der Südseite des kleinen, von steilen Muschelkalkfelsen gekrönten Berges, durch dessen Nordseite das Profil 1 gelegt ist, aufgenommen wurde, ist in den wesentlichen Zügen noch dem vorigen ähnlich. Es läßt wie jenes erkennen, daß der schmale, hier nur 25 m breite Graben von Westen her überschoben ist; allerdings fällt die Überschiebung sehr viel steiler ein. Auch hier ist längs des Westrandes ein schmales Buntsandsteinband, das beiderseits von Störungen eingefast ist, vorhanden. Eine ähnliche schmale Buntsandsteinscholle findet sich auf der Ostseite; doch liegt hier keine Überschiebung, sondern ein normaler, wengleich steiler Sprung vor.

Die Grabenmitte stellt eine eingefaltete Mulde dar, in deren Kern Muschelkalk liegt. Während dabei die weicheren Bildungen des höheren Buntsandsteins in isoklinaler Steilheit eng zusammengepreßt sind, sind die klotzigen Muschelkalkmassen nur leicht durchgebogen. Es ist das auf die Starrheitsunterschiede zwischen den

306) Für den tektonischen Bau des Grabens ist vor allem die Stratigraphie der Grenzzone zwischen Buntsandstein und Muschelkalk wichtig. Die genauere Schichtfolge in diesem Übergangsbereich ist aus der Erklärung zur Abbildung 42 zu entnehmen.

307) In Abb. 62 (Tafel X) ist eine Aufnahme hiervon wiedergegeben. Auf dem Bilde ist links Ost, rechts West. Die oben erwähnte große Störung würde rechts außerhalb der Abbildung liegen. An den in der Abbildung erkennbaren kleinen Sprüngen ist eine relative Senkung des jeweils mehr rechts gelegenen Stückes der die Mitte des Bildes einnehmenden Kalkbank eingetreten.

weichen, sandig-tonigen Bildungen des höheren Buntsandsteins und dem schwer faltbaren Muschelkalk zurückzuführen. So lösten sich die weichen Ablagerungen des Röt von ihrem Muschelkalkdach ab und wurden unter demselben zusammengeschoben. Auch innerhalb des Kalkes zeigt sich — wenngleich sehr verschwächt — etwas ähnliches, indem die tieferen Bänke stärker eingeeignet sind als die höheren; die Schichtfugen zwischen den Bänken stellen dabei Abscherungsflächen dar.

Das dritte, abermals 100 m weiter im Südosten aufgenommene Profil enthält keinen Muschelkalk mehr. In dieser Richtung beginnt sich der Graben zu verflachen, und die Tektonik zeigt ein gegenüber den beiden vorigen Profilen recht verändertes Bild. Auch hier stellt das Grabenzentrum eine Mulde dar mit den Übergangsschichten des Buntsandsteins zum Muschelkalk, dolomitischen Mergeln und sandigen Kalksteinen³⁰⁸). Diese Mulde, deren Apicalfläche gegen Südwesten ziemlich steil einfällt, wird beiderseits von Buntsandstein eingefasst, der in dem tieferen Grabenstück von der einen zur anderen Randverwerfung reicht, in oberen Grabenteilen aber auf die beiden Flanken beschränkt ist. Die westliche Grabenrandverwerfung stellt wieder eine steil gegen Südwest einfallende Überschiebung dar, die den Boden der inneren Muldenzone schräg abschneidet.

3. Der Triasgraben östlich von Nuévalos.

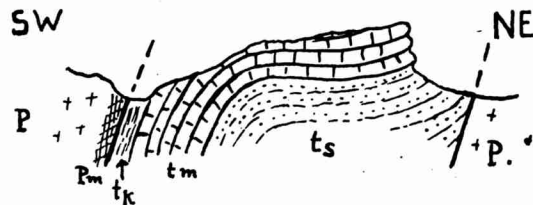


Abb. 43. Profil durch den Triasgraben östlich von Nuévalos.

Maßstab ca. 1 : 8000.

- P Paläozoikum, P_m mylonitisiertes Paläozoikum
- t_s Buntsandstein
- t_m Muschelkalk
- t_k Keuper.

Das Profil der Abbildung 43 stellt einen Schnitt durch einen Graben inmitten des Paläozoikums der Westlichen Iberischen Ketten dar, der im großen und ganzen einem ähnlichen Bauplan folgt wie

308) Die genauere Stratigraphie der Grenzzone zwischen Buntsandstein und Muschelkalk ist aus der Erklärung zu Abbildung 42 ersichtlich.

die beiden zuvor betrachteten Grabenzonen. Auf der Westseite ist er vom Paläozoikum überschoben, und dieses ist längs der Störung sehr stark vergrust und mylonitisiert; der Ostrand dagegen wird von einer ziemlich steil stehenden, rechtsinnigen Störung gebildet. Innerhalb des Grabens, der aus Buntsandstein, Muschelkalk und etwas Keuper besteht, fallen die Schichten gegen Südwesten ein.

4. Vergleichende Betrachtungen über den Bautyp saxonischer Gräben Keltiberiens.

Wir betrachteten in den vorhergehenden Abschnitten drei verschiedene Grabenzonen, von denen sich die erste im Östlichen Iberischen Gebirge, im Gebiet von Morés, findet, während die zweite und dritte in den Westlichen Iberischen Ketten liegen. Die Breite der einzelnen Gräben ist verschieden. Sie beträgt beim Graben von Morés gegen 2 km, bei dem von Murero jedoch nur etwa 30 m. Aber trotz dieser Verschiedenheit im Ausmaß ist der Bautyp auf dasselbe Schema zurückzuführen.

Die Muldenachse³⁰⁹⁾ liegt bei sämtlichen drei Gräben in der Nähe des Südwestrandes, und dieser Südwestrand stellt eine Überschiebung dar, die mehr oder weniger steil gegen Südwesten einfällt. Das Paläozoikum ist von Südwesten her auf die Gräben aufgeschoben und ist dabei längs der Bewegungsfläche tektonisch stark beansprucht, oft sogar mylonitisiert.

Die Grabenostseiten weisen eine viel schwächere Tektonik auf. Nur in jenem Stück des Grabens von Morés, welches zwischen Purroy und Morés liegt, ist es anders; hier herrschen gewisse Sonderverhältnisse, die mit einer Umformung und Vertiefung des Grabens zusammenhängen. Der Nordostrand der Gräben scheint durchweg eine steil gegen Südwesten einfallende, rechtsinnige Verwerfung zu sein; wenigstens ließ sich das überall dort feststellen, wo genügende Aufschlüsse vorhanden waren. An diesen östlichen Störungen ist das Paläozoikum nicht mylonitisiert, hier sind keine starken tektonischen Pressungen eingetreten wie auf der anderen Seite.

Die Erscheinungsform der Gräben zeigt in aller Deutlichkeit, daß die tektonische Bewegung bei der saxonischen Gebirgsbildung von Südwesten gegen Nordosten gerichtet war.

309) Muldenachse = Linie jüngster Schichten.

b) Die Flexurtektonik am Westrand der Westlichen Iberischen Ketten.

Am Westrand der Westlichen Iberischen Ketten sinken die mesozoischen Schichten, die den paläozoischen Gebirgskern umkleiden, an steilen Flexuren gegen Westen ein. Die Einzelercheinungen sind kompliziert und wechseln im Raum zwischen Nuévalos und Alhama, aus dem ich in Abbildung 44 Einzelprofile gebe.

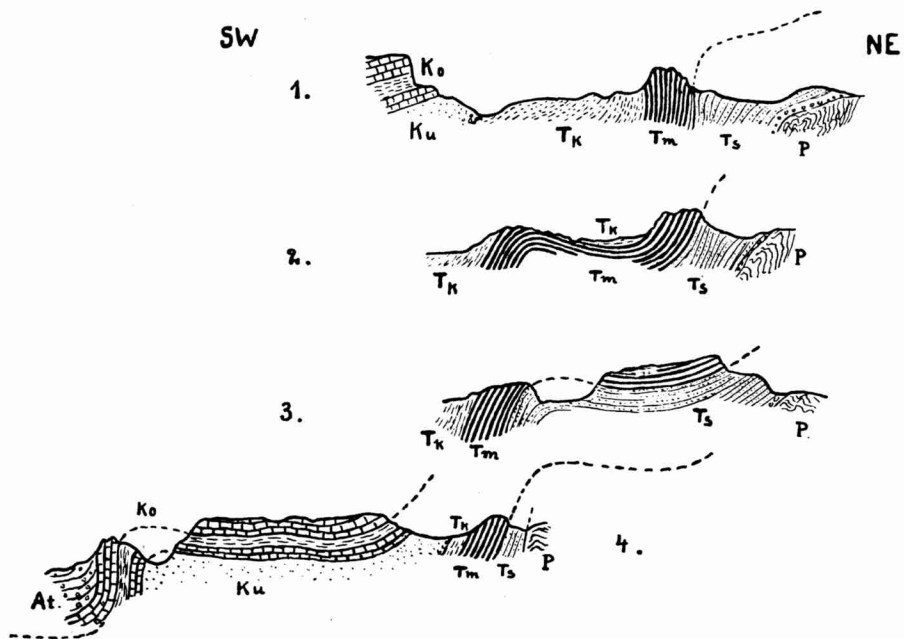


Abb. 44. Profile durch die Flexurzone am Westrand der Westlichen Iberischen Ketten. Maßstab ca. 1 : 50 000.

Profil 1 stammt aus dem Gebiet von Nuévalos, die Profile 2 und 3 wurden in der Gegend nordöstlich und nördlich von Nuévalos aufgenommen,

Profil 4 stammt von Alhama.

- P* Paläozoikum
- T_s* Buntsandstein
- T_m* Muschelkalk
- T_k* Keuper
- K_u* Utrillasschichten
- K_o* Obere Kreide.

Das erste dieser Profile betrifft das Gebiet östlich von Nuévalos. Hier ist an dem Weg nach Monterde das Auflager des Buntsandsteins auf dem Paläozoikum der Atecaberger aufgeschlossen.

Das Basalkonglomerat der Trias fällt an dieser Stelle mit ca. 20° gegen Südwesten ein. Geht man aber von der Trias-Paläozoikum-Grenze gegen Westen, auf Nuévalos zu, so bemerkt man, daß das Einfallen der Schichten ständig steiler wird. So weist der Muschelkalk, den man nach Durchschreiten des Buntsandsteins erreicht und der einen von Felsen gebildeten Bergzug aufbaut, ein Südwestfallen von ca. 80° auf. Westlich der steilen Felsenbarre, die von mehreren engen Schluchten durchbrochen ist, gelangt man in ein weites, flaches Tal, das von den weichen, Gips führenden Mergeln des Keupers erfüllt ist. An der Basis, in der Nähe der Muschelkalkfelsen, stehen die Schichten zunächst noch ziemlich steil, gegen Westen aber werden sie rasch flacher und nehmen schließlich horizontale Lagerung an. Bei Nuévalos selbst wird die Trias von transgredierender Kreide überlagert, die wieder einen steilen Bergzug aufbaut und flach gegen Südwesten einsinkt. So erkennt man also im Gebiete von Nuévalos eine sich im Muschelkalk vollziehende steile Schichtflexur, ohne daß irgendwelche Brüche oder Störungen mit im Spiel wären.

Geht man, der steilen Muschelkalkfelswand folgend, nordwärts, so sieht man nördlich von Nuévalos die Flexur sich dadurch ausglätten, daß der Muschelkalk flachere Lagerung annimmt. Gleichzeitig damit bildet sich aber etwas westlich der ursprünglichen Flexur ein kleiner, zunächst flacher Spezialsattel aus, der weiter nach Norden in demselben Maße, wie jene Flexur verschwindet, auf seiner Westflanke steiler wird und hierdurch selbst den Charakter einer Flexur gewinnt. So ist an der Straße von Nuévalos nach Carenas die ursprüngliche Flexur verschwunden, dafür ist aber die zweite Flexur zur vollen Entwicklung gelangt (vgl. Profile 2 und 3). Hier legt sich der Buntsandstein ziemlich flach auf das Paläozoikum, behält zunächst noch mehrere hundert Meter gegen Südwesten flache Lagerung bei und sinkt dann zusammen mit dem ihm auflagernden Muschelkalk flexurförmig steil ab. Weiter nach Nordwesten ist diese Flexur eine Strecke weit von Tertiär diskordant überdeckt und nicht mehr zu beobachten. Bei Alhama aber tritt sie von neuem zu Tage.

Den Bau des Gebiets von Alhama zeigt das Profil 4³¹⁰). Es ist hier eine Doppelflexur ausgebildet, die aus zwei einzelnen knieförmigen, scharfen Flexuren besteht. Von diesen bildet die erste

310) Das eindrucksvolle Profil von Alhama ist mehrfach beschrieben und abgebildet. So gibt DONAYRE (1873) ein sehr ausführliches, panoramaähnliches Bild, das vom paläozoischen Gebirge bis zur Alhamaflexur reicht.

den Rand des paläozoischen Gebirges, die zweite den Rand des Beckens von Almazán. Der Bau dieser Gebiete ist somit der einer tektonischen Stufenlandschaft, wobei die untere Stufe die Grenze zwischen Tertiär und Mesozoikum, die obere Stufe die zwischen Meso- und Paläozoikum bildet.

Hierbei treten irgendwelche nennenswerten Störungen nicht auf. Nur zwischen dem Buntsandstein und dem Paläozoikum ist unmittelbar an der Straße im Jalóntal eine kleine Verwerfung zu beobachten, die aber eine nur sehr geringe Sprunghöhe aufweist und auch im Streichen nur ein kurzes Stück aushält. So ist sie bereits südlich des Jalón nicht mehr festzustellen; hier liegt vielmehr der Buntsandstein mit seinem Basalkonglomerat ganz normal dem Paläozoikum an.

Auch zwischen Kreide und Tertiär findet sich keine Störungsline, wie WURM (1911) sie annimmt, der auf das Vorhandensein einer großen Abbruchzone daraus schließen will, daß gerade an der Kreide-Tertiärgrenze die Thermen von Alhama und weiter im Norden warme Quellen bei Deza entspringen. In Wirklichkeit ist aber am Rande des Beckens von Almazán — soweit ich feststellen konnte — nirgendwo der Schichtverband zerrissen, und überall lagert das Tertiär frei an Kreide an. Auch darf man die beiden warmen Quellen in Rücksicht auf die zwischen Alhama und Deza bestehende Faltungstektonik nicht ohne weiteres zu einer „Thermenlinie“ miteinander verbinden.

Das Auftreten von Thermen bei Alhama scheint mir auf lokale tektonische Verhältnisse zurückzugehen. Gerade an der Stelle nämlich, an welcher die warmen Quellen entspringen, ist eine scharfe Querfalte in der steilen, knieförmigen Flexur der Kreidekalke ausgebildet. Wie schon aus DONAYRE'S Bild zu ersehen ist, springen die Kreidekalke in der Nähe der Landstraße, unmittelbar östlich der großen Bäder mit einem scharfen Knick gegen Westen, auf die Quellen zu, vor und ändern von hier aus ihr Streichen ein wenig. An diesem Knick ist das Gestein aufgelockert, und ich glaube, daß hierdurch in größerer Tiefe die Wege für das aufdringende Thermalwasser geöffnet sind.

Zusammenfassung: Die Tektonik am Westrand des Iberischen Gebirges zwischen Cubel und Alhama wird von großen Flexuren beherrscht. Hierbei findet sich im Süden zunächst nur eine Flexur zwischen dem Paläozoikum und dem weiten Mesozoikumplateau, das sich zwischen Nuévalos, Cubel und Molina de Aragón ausdehnt; diese zieht aber nicht einheitlich durch, sondern klingt gelegentlich ab, um etwas verschoben wieder aufzu-

setzen. Im Norden bildet sich eine zweite Flexur westlich von der ersten aus; an dieser sinkt des Mesozoikum gegen das Tertiärbecken von Almazán ab. Nördlich des Jalón werden die Erscheinungen noch komplizierter³¹¹⁾.

II. Vergleich alpidischer und variscischer Tektonik Keltiberiens. Allgemeines.

Es liegt keineswegs im Rahmen der vorliegenden Arbeit, das Problem der jungen, alpidischen Tektonik Keltiberiens erschöpfend zu behandeln; es kann hier nur die besondere Bedeutung dieser jüngeren Tektonik für die Struktur des alten, variscischen Gebirges erörtert werden.

Wir legen uns dabei vor allem die folgende Frage vor: Wie vermögen wir junge und alte tektonische Elemente innerhalb des Grundgebirges selbst zu unterscheiden, dann also, wenn nicht das Alter des betroffenen Gesteins einen Entscheid bietet?

Um Kriterien hierfür zu erlangen, bedarf man eines Vergleichs der älteren und jüngeren Tektonik. Hierbei ist vor allem auf die beiden folgenden Gesichtspunkte Rücksicht zu nehmen. Sollten die jüngeren Strukturelemente anderen Richtungen folgen als die älteren, so gäbe das Streichen ein Unterscheidungsmerkmal ab. Sollte die jüngere Tektonik einen anderen Baustil zeigen als die ältere, so wäre hierdurch ein Mittel zur Unterscheidung ursprünglicher Struktur und späterer Zutat gegeben.

Wir haben also zunächst danach zu fragen, ob eine Reneganz zwischen den Richtungen des älteren und denen des jüngeren Gebirgsbaues besteht. Hierzu hat bereits TRICALINOS (1928) Stellung genommen; nach ihm soll das variscische Gebirge einen bogenförmigen Verlauf zeigen, indem ein in den Montes de Ateca und den nördlichen Iberischen Ketten vorwiegend nordwestlich gerichtetes System alter Falten weiter südwestlich einem mehr südsüdöstlichen bis südlichen, ja zuletzt sogar südsüdwestlichen Streichen folge; die jüngere Faltung soll diese Bogenform nicht aufweisen, vielmehr durchweg nordwestlich verlaufen. Durch meine Untersuchungen wird diese Vorstellung, wenigstens in ihren großen Zügen, bestätigt; es ergibt sich hieraus, daß zwar weithin eine — wenngleich meist schwache — Reneganz besteht, daß eine solche jedoch nicht überall vorhanden ist, so nicht in jenen Ge-

311) Hierüber sind Untersuchungen durch GERHARD RICHTER angestellt, deren Auswertung noch abzuwarten ist.

birgsteilen, in denen die jungen Falten dem Bogen des variscischen Gebirges parallel verlaufen, wo also alte und junge Falten der nordwestlichen Richtung folgen.

So ist z. B., wie auch TRICALINOS hervorhebt, in den Montes de Ateca eine Übereinstimmung zwischen Kontur und Struktur gewahrt³¹²). Im Östlichen Iberischen Gebirge herrscht dagegen eine schwache Reneganz, auf die oben mehrfach hingewiesen ist³¹³). Sie äußert sich darin, daß im Variscikum ein im Mittel mehr nord-nordwestliches Streichen besteht, während die jungen Richtungen wie auch die Umgrenzungen des Beckens von Calatayud einen mehr nordwestlichen Verlauf nehmen.

Eine recht weitgehende Posthumität scheint in der Parallelität zwischen dem Triasgraben Morés-Illueca und dem Ostrand der Iberischen Decken zum Ausdruck zu kommen. Diese Posthumität ist aber nur scheinbar, da der heutige Verlauf der Deckengrenze nicht dem ursprünglichen entspricht, vielmehr weithin durch die Denudation bedingt ist. Sind doch Reste der Bámboladecke selbst bei Morés, ja sogar noch östlich des Morés-Grabens vorhanden! Der Verlauf des Denudationsrandes ist recht stark von der jungen Tektonik beeinflußt worden, was um so leichter möglich war, als die Bámboladecke recht flach gelagert ist und somit schon geringe spätere Schichtverbiegungen das Streichen eingehend verändern konnten. Würde man die östlichsten Vorsprünge der Bámboladecke bei Morés mit dem Deckenscharnier von Aranda verbinden, so würde sich schon ein recht großer Unterschied zwischen dem Verlauf des Deckenaußenrandes und dem des Triasgrabens von Morés zeigen. Daß aber die Bámboladecke selbst prätriadischer, variscischer Entstehung ist, ergibt sich zweifelsfrei aus Tatsachen, die weiter unten aufgeführt werden.

Etwas größer ist die Reneganz im südlichen Teil der Östlichen Iberischen Ketten, im Gebiet von Luesma und Nogueras. Hier sinken die paläozoischen Schichten, Silur und Devon, in mehreren, recht flachen Spezialmulden axial gegen Süden ein, wodurch ein zwischen Ost-West und Nord-Süd umlaufendes Streichen entsteht. Da der Ebrobeckenrand — dieser stellt hier übrigens keine Bruchzone dar, vielmehr lagert das Tertiär mit einem Randkonglomerat flach am Paläozoikum an — diese Erscheinung nicht mitmacht, laufen die paläozoischen Schichtgrenzen unter mehr oder minder spitzen Winkeln unter das Ebrobecken.

312) Vgl. die geologische Übersichtskarte (Tafel I).

313) Vgl. z. B. S. 212, oben.

Auch weiter im Norden, bei Jarque, bei Borobia, bei Illueca, bei Tabuenca, östlich von Mesones, ist eine stärkere Reneganz im Schichtstreichen zu beobachten. Hier laufen die Strukturlinien im alten Gebirge gegen Nordosten, während die Konturen südost-nordwestlichen Richtungen folgen.

Alles in allem ist innerhalb des Iberischen Gebirges wohl weithin eine Reneganz zwischen alter und junger Tektonik vorhanden, aber diese ist doch verhältnismäßig gering. Es besteht also keine so einfache Beziehung zwischen Alter und Richtung, daß man hieraus eine Formel zur Unterscheidung variscischer und saxonischer Tektonik ableiten könnte.

Günstiger liegen die Verhältnisse westlich des Iberischen Gebirges, am Ostende des Guadarramagebirges und in den Hesperischen Ketten.

Wie oben gezeigt wurde³¹⁴), besteht zwischen Atienza und Riba de Santiuste streckenweise ein so erheblicher Unterschied zwischen Struktur und Kontur, daß die beiden Richtungen senkrecht zueinander verlaufen. Weiter im Westen dagegen gleichen sich die Differenzen aus, indem das variscische Streichen bogenförmig aus der nord-südlichen Richtung in eine fast ost-westliche übergeht, in eine Richtung also, der auch die jungen Schichten auf der Nordseite des Guadarramagebirges, wenigstens in diesen Gebieten, folgen. So besteht schon südwestlich von Atienza nur noch ein relativ geringer Unterschied zwischen Struktur und Kontur.

Über die Reneganz in den Hesperischen Ketten kann ich nur TRICALINOS' Feststellungen bestätigen, indem ich seine Mitteilungen hierüber wiedergebe: „Im Aragoncillo-Sattel geht das junge Streichen westnordwestlich, während das vorherrschende Streichen des alten Gebirges trotz vieler und starker Abweichungen als nordnordwestlich bezeichnet werden muß. In der Sierra Menera steht dem nordwestlichen jüngeren Streichen ein älteres in vorherrschend nordnordöstlicher Richtung gegenüber, und ganz ähnlich ist die Sachlage auch im Tremedal-Sattel, wie in dessen südöstlicher Fortsetzung, in der Sierra de Saldón.“ Hier wäre es überall möglich, jüngere und ältere Strukturelemente schon nach ihren Richtungen auseinander zu halten.

Auch im Küstengebirge von Castellón de la Plana herrscht, wie aus den oben³¹⁵) gemachten Angaben hervorgeht, eine beträcht-

³¹⁴) Vgl. Seite 240.

³¹⁵) Vgl. Seite 245—246.

liche Reneganz im Sattel von Villafamés, wo die Kontur des Paläozoikumstreifens der Mittelmeerküste parallel geht, während das Streichen der Strukturlinien auf die Küste zu gerichtet ist.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß neben vielen Gebieten mit mehr oder weniger starker Reneganz zwischen alter und junger Tektonik sich auch solche finden, bei denen die tektonischen Linien posthum zueinander verlaufen. Somit ist wohl in manchen Fällen die Richtung als Alterskriterium brauchbar, in anderen Fällen aber nicht. Bei letzteren vermag unter Umständen eine Betrachtung des Baustiles weiterzuhelfen.

Als Grundzug der Tektonik im Grundgebirge der Östlichen Iberischen Ketten wurde ein großzügiger Decken- und Schuppenbau angegeben. Es wurde dabei bisher stillschweigend vorausgesetzt, daß dieser Bau auf die variscischen und nicht etwa auf die jüngeren Bewegungen zurückgehe; ein Beweis dafür wurde jedoch nicht erbracht. Wir holen dieses zunächst nach.

Wie aus Abb. 23 (S. 196) ersichtlich ist, tritt der geschieferte Bámbolaquarzit der Bámboladecke östlich von Saviñán an der Straße nach El Frasno an die Trias des Grabens von Morés heran. Die Beobachtungen, die man hier machen kann, zeigen, daß der Quarzit längs der westlichen Grabenrandverwerfung steil gegen die Tiefe zu abbiegt. Wenn er auch gleichzeitig an der Störung, die hier eine steile Überschiebung darstellt, von Südwesten her auf den Buntsandstein des Grabens etwas überschoben ist, so bleibt doch die schleppenförmige Abbiegung des Quarzits nach unten deutlich zu erkennen. Der Bámbolaquarzit greift nicht als Decke über die Trias hinweg. Auf der anderen, der östlichen Seite des Grabens, unmittelbar nördlich von Morés, tritt der geschieferte Bámbolaquarzit wieder zu Tage; er fällt hier gegen Westen, also zu dem Graben hin, ein. So muß angenommen werden, daß die Bámboladecke in der Tiefe unter dem Graben durchsetzt und daß ihre Entstehung in prätriadische Zeit zurückdatiert. Außerdem drückt sich das höhere Alter der Deckenbildung auch durch die Dynamometamorphose aus, welche die Gesteine im Liegenden der Deckenüberschiebung überall dort zeigen, wo sie paläozoischen Alters sind, von der aber die Triasgesteine des Grabens von Morés nicht im geringsten betroffen sind.

Mit der Bámboladeckenüberschiebung müssen die Schuppen des Jalóntalprofils zu einem System vereinigt werden, weil sie gleichen Richtungen und dem gleichen tektonischen Mechanismus folgen.

Ebenso muß auch die Deckenüberschiebung von Daroca - Sn. Martin der variscischen Gebirgsbildung zugeschrieben werden ³¹⁶).

Diesem alten Baustil gegenüber ist der junge der einer Bruchtektonik, die eine Auflösung des Gebirges in Horste oder Halbhorste und Gräben oder Halbgräben bewirkte (vgl. H. STILLE, 1927 a). Der Gegensatz zwischen altem und jungem Baustil entspricht demnach dem Unterschied zwischen alpinotyper und germanotyper Dislokationsform. Hier ist aber noch folgendes zu beachten.

Die germanotype Gebirgsbildung Keltiberiens unterscheidet sich von unserer mitteldeutschen, der saxonischen im engeren Sinne, wie H. STILLE zeigt, in gewisser Hinsicht. So läßt sich bei den Überschiebungen wie bei der tektonischen Gesamtanlage ein stärkeres „Gerichtetsein“ feststellen als in deutschen Gebieten. Das wurde bei der Beschreibung der Grabenzonen oben gesagt; diese stellen Schichtpakete dar, die im großen und ganzen gegen Südwesten einfallen, die von Südwesten her überschoben sind, auf deren Südwestseite die überschiebenden Gesteinsmassen oft vergrust und zerquetscht sind, deren Nordostseiten aber von einfachen, rechtsinnigen Brüchen ohne erhebliche Gesteinsbeanspruchung gebildet werden. So herrscht eine generelle Bewegung gegen Nordosten. Auch die Flexuren des Südwestrandes des Westlichen Iberischen Gebirges widersprechen dem nicht. Sie dürfen, wenigstens in den Gebieten südlich des Jalón, nicht als Ausdruck einer Bewegung gegen Westen gedeutet werden, da sie nicht steile, westliche Sattelflügel gegenüber flacheren Ostflügeln darstellen, sondern als einfache Abbiegungen die Rolle steil westfallender Brüche spielen. In Wirklichkeit herrscht in den Atecabergen, wie an dem kleinen Graben östlich von Nuévalos zu ersehen ist ³¹⁷), nordostwärtige Bewegung.

Die gleiche Tendenz des Schubs gegen Nordosten besteht auch in den Hesperischen Ketten, wie aus den Profilen, die TRICALINOS gibt, und aus den meiner Übersichtskarte (Tafel I) beigegebenen hervorgeht.

In der Tendenz des Nordostschubes harmoniert die junge Tektonik im Iberischen Gebirge mit der

³¹⁶) Wie auf Seite 154 f. gezeigt ist, herrschen bei der Stadt Daroca merkwürdige Lagerungsverhältnisse im Tertiär. Dieses greift unter die Ribotadolomite der Darocadecke, und so entsteht das Bild einer Überschiebung der Ribotadolomite auf das Tertiär. Wie aber an der angegebenen Stelle ausgeführt ist, handelt es sich um eine „Pseudoüberschiebung“.

³¹⁷) Vgl. Abb. 43 auf S. 277.

alten; und daher bestehen zwischen der großzügigen variscischen Schuppenstruktur des Jalóntales und der nordostwärts gerichteten jungen Schollentektonik gewisse Ähnlichkeiten, die sich vor allem in dem gleichsinnigen Einfallen der Überschiebungen kundtun. In dem Gesamtbild aber prägt sich ein wichtiger Unterschied zwischen alter Schuppungs- und saxonischer Überschiebungstektonik aus. So sind die saxonischen Sättel der Hesperischen Ketten durch große, ungefaltete oder nur schwach deformierte Schollenräume voneinander getrennt. Im Iberischen Gebirge häufen sich zwar die tektonischen Phänomene sehr, und die Distanzen zwischen den einzelnen Störungszonen verkürzen sich, aber sie sind doch noch so groß, daß hierin ein deutlicher Unterschied zu echter Schuppenstruktur bleibt. Für die eigentlichen Schuppen, wie sie das variscische Gebirge des Jalóntales so schön zeigt, scheint mir außer der engen Aufeinanderfolge charakteristisch zu sein, daß die einzelnen Elemente eine aktive und eine passive Seite haben, indem sie auf der Südwestseite überschoben, auf der Nordostseite aber selbst überschiebend sind. Anders ist es bei den saxonischen Grabengebilden, etwa dem Graben von Nuévalos oder dem von Morés. Hier sind beide Seiten des Grabens passiv; sie sind auf der Westseite überschoben; auf ihrer Ostseite sind sie zwar nicht auch überschoben, sie sind hier aber von rechtsinnigen Verwerfungen, also einfachen Bruchrändern, begrenzt. Aktiv ist bei der jüngeren Tektonik allein der Horst, wenngleich im allgemeinen nur auf der einen, der östlichen Seite.

Alles in allem erweist sich die junge, alpidische Tektonik Keltiberiens als Schollentektonik, die sich vorwiegend in einem Zerbrechen der Rindenschichten und in einer Bewegung dieser so entstandenen Einzelstücke gegeneinander auswirkt³¹⁸⁾. Stärkere Faltungen scheinen auf gewisse Gebiete beschränkt zu sein. Die Bewegungen ergreifen somit nicht die ganze Gesteinsmasse gleich-

318) Es ist hierbei sehr wohl möglich — und es gibt bei Ateca und Torrijo direkte Hinweise darauf —, daß die heutigen Erscheinungsbilder in zeitlich getrennten Phasen geformt sind. So glaube ich, daß in Keltiberien die Auflösung in Schollen vor allem in der postkretazisch-präaltertiären Gebirgsbildung stattfand und daß diese Bruchränder bei den postaltertiären-prämiozänen Gebirgsbildungen zum Teil in Überschiebungen verwandelt wurden. Diese Auffassung erscheint mir am einfachsten den Bau des Grabens von Morés zu erklären. Ich möchte annehmen, daß hier in der älteren Phase zunächst längs paralleler Sprünge ein Graben entstand, der bei der jüngeren Orogenese zusammengepreßt wurde durch einen von Westen kommenden Impuls. Indem im Raum von Morés eine besonders starke Zusammenpressung eintrat, entstand das Bild der Abbildung 41, das auf eine ehemals gleichmäßige Grabenbreite hinweist.

förmig, sondern konzentrieren sich auf einzelne Zonen, insbesondere auf die Bruchränder der Schollen. Und so ist auch eine strukturelle Veränderung des variscischen Gebirges durch die junge Tektonik nicht, wie man bei manchen Formen alpinotyper Gebirgsbildung beobachtet, durchgreifend und gleichförmig, sondern allein auf gewisse Zonen, die Schollenränder, beschränkt.

In den übrigen Grundgebirgsteilen treten andere Beeinflussungen, nicht strukturelle Veränderungen auf; einige Einzelbeispiele dieser Art mögen im folgenden betrachtet werden.

III. Beispiele von Beeinflussung des alten Gebirgsbaues durch die alpidische Tektonik.

Bei einer Betrachtung des Profils durch das Östliche Iberische Gebirge von Badules nach Nogueras ³¹⁹⁾ fällt eine Anzahl senkrecht stehender oder steil gegen Südwesten einfallender Störungen auf. Eine solche Störung ist z. B. unmittelbar östlich von Fombuena zu erkennen, eine zweite längs des Val de Ocino südwestlich von Luesma, eine weitere begleitet die Sierra de Herrera auf ihrer Südwestseite. Im Gelände prägen sich diese Störungen meist sehr deutlich aus; sie veranlassen gerade, sich weit durch die Landschaft hinziehende Kanten oder Steilhänge, und zwar besonders dort, wo an den Störungen die sehr harten und festen Armorikanischen Quarzite neben die milden, weichen Graptolithenschiefer des Obersilurs gelegt sind. Besonders die östliche, die Herrerstörung, zieht sich, wie man vom Gipfel der Anhöhe südöstlich von Luesma aus sehr schön beobachten kann, noch viele Kilometer weit gegen Südosten fort und erscheint streckenweise als blanke, kahle Felswand. Sie ist am Südfuß der Sierra de Herrera an einer Stelle aufgeschlossen und zeigt hier steiles Einfallen gegen Westen.

Ganz ähnlich verhalten sich die beiden anderen erwähnten Verwerfungen weiter im Westen. Nach der Geländekonfiguration zu urteilen, fallen sie alle steil gegen Südwesten ein oder stehen senkrecht. An ihnen ist die jeweils westliche Scholle abgesunken, und innerhalb der einzelnen Schollen ist eine Neigung gegen Osten eingetreten.

Die Störungen laufen untereinander parallel und durchsetzen das Gebirge — der Kontur folgend — in geraden Linien, ohne auf die Spezialtektonik Rücksicht zu nehmen. Sie stellen recht-

319) Vgl. Abb. 27 (S. 207) und Profil B—C auf Tafel I.

sinnige Verwerfungen dar, die gegen Westen, jeweils zum Jüngeren hin, einfallen; sie verhalten sich hierin wie die auf den Ostseiten der saxonischen Gräben beobachteten Randsprünge und passen somit nicht in das variscische Strukturbild, sondern erscheinen als fremde Elemente in dessen Gefüge. Man möchte sie als junge, saxonische Zutaten ansehen.

Einen noch deutlicheren Hinweis auf das jugendliche Alter geben die westlichen dieser Störungen, die von Fombuena. Sie begrenzen eine morphologische Senke, innerhalb welcher in tieferer orographischer Lage als das Paläozoikum der beiden Ränder Triasgesteine, Buntsandstein bis Carñiolas, auftreten. Die Ostgrenze des Buntsandsteins östlich von Fombuena stellt zwar selbst keine Störung dar, ist vielmehr einfacher Denudationsrand — das Gelände senkt sich und das Liegende des Buntsandsteins tritt zu Tage —; dennoch aber scheint es so, als ob die Trias inmitten einer Grabenversenkung liege, da der steile, vom Silur aufgebaute Bergzug unmittelbar östlich von Fombuena über das Niveau der flach liegenden Trias hervorragt; und man möchte den Ostsprung des posttriadischen Grabens von Fombuena in der in Abb. 27 verzeichneten Störung innerhalb des Paläozoikums sehen, an der Armorikanischer Quarzit gegen Obersilur gelegt ist. Da außerdem die Trias von Fombuena in der Fortsetzung des Grabens von Morés liegt, möchte man sie weiter zu diesem in Beziehung bringen.

Nach all dem möchte man die steile Störung östlich von Fombuena und damit auch die weiter im Osten auftretenden Störungslinien, die mit der ersteren zweifellos zu einem System gehören, für postvariscisch halten.

Hier möchte ich noch ein auffallendes, schmales Grabengebilde erwähnen, das sich im Silur und Devon von Nogueras findet. Der Saumpfad von Nogueras nach Luesma benutzt gleich westlich der erstgenannten Ortschaft ein kleines Tälchen, um von dem Plateau, auf welchem Nogueras liegt, in den Val de Casa hinabzusteigen. Auf der Westseite dieses kleinen Verbindungstälchens stehen in den Berggipfeln Quarzite und Sandsteine der Devonbasis an; diese setzen sich, von Südwesten gegen Nordosten streichend, auf der andern Seite des Weges in der Anhöhe östlich der Senke fort, innerhalb welcher sie nur auf ein kurzes Stück hin unterbrochen sind. Das Streichen der Schichten verläuft auf den beiden Anhöhen ziemlich gleichförmig nordöstlich, und das Einfallen ist mit ca. 20° gegen Nogueras hin gerichtet. Innerhalb der Senke aber, die selbst nur wenige hundert Meter breit ist, herrscht ein ganz anderes, etwa senkrecht zur normalen Richtung verlaufendes Streichen. Die Senke

wird von jüngeren Bildungen, nämlich von den die basalen Sandsteine überlagernden sandigen Mergeln und Kalken des Unterdevons erfüllt. Sie paßt mit ihrem Verlauf und ihrer so abweichenden Struktur durchaus nicht in den hier sonst recht regelmäßigen variscischen Gebirgskörper. Sie setzt sich gegen Westen längs des Weges zur Sierra de Herrera noch weithin fort, immer mit dem gleichen Schichtstreichen als ganz schmale Devonzone innerhalb silurischer Schichten. Man muß dieses Gebilde für eine saxonische Grabenversenkung halten, in der Ablagerungen der Siegener und Koblenzer Stufe in Gedinne und Silur eingebrochen sind.

Eine ähnliche „Grabenwurzel“ wurde bereits³²⁰⁾ aus der Sierra del Tremedal, und zwar aus dem Gebiet südlich von Torres erwähnt. Hier findet sich inmitten von Graptolithenschiefern des Silurs ein beiderseits von Störungen eingefasster Triasstreifen, der gegen Südost zu Ende geht, indem die Randstörungen konvergieren. In der Verlängerung des Triasgrabens bleiben aber die Graptolithenschiefer sehr stark disloziert. Sie sind verquetscht, zusammengepreßt und in wirrer Form gefältelt und gestaucht. Wenn man, von Süden kommend, zuerst die intensiven Dislokationsphänomene sieht und noch nichts von dem Vorhandensein des Triasgrabens weiß, möchte man dieselben für variscisch halten; man ersieht erst aus den Beziehungen, die die Durchbewegungszone zu dem schmalen Triasgraben hat, daß ihre Entstehung auf die junge, saxonische Gebirgsbildung zurückgeht.

Die zuletzt angeführten Beispiele mögen zeigen, daß das alte Gebirge gelegentlich durch die jungen Bewegungen recht eingreifend beeinflusst sein kann. Zum Glück sind, wie schon erwähnt, solche strukturellen Veränderungen auf einzelne schmale Zonen beschränkt. In dem Zwischenbereich sind nur Änderungen der Schichtlagerung durch Drehung und Schiefstellung der einzelnen Schollen erfolgt; so haben auch in den zwischen Badules und Nogueras zwischen den Abbruchzonen gelegenen Gebirgsstücken die Schichten nur Neigungs- und Richtungsänderungen erfahren.

IV. Elimination junger tektonischer Einflüsse auf alte Bauformen.

Die Möglichkeit, die ursprüngliche Bauform eines mehrfach gefalteten Gebirges durch Elimination der späteren Veränderungen zu rekonstruieren, ist nur unter bestimmten Voraussetzungen ge-

³²⁰⁾ Vgl. S. 237.

geben. Sie hängt wesentlich von dem Verhältnis der Intensität der späteren Ereignisse zu der Intensität der früheren ab.

Es ist eine Eigentümlichkeit alpinotyper Gebirgsbildungen, der intensivsten Gesteinsdislozierungen, weitgehende Strukturveränderungen, vor allem in größerer Tiefe, hervorzurufen. Darum dürfte es in alpinotyp gefalteten jungen Gebirgskörpern im allgemeinen recht schwierig sein, die ursprüngliche Struktur der in ihrer Tiefe verfalteten variscischen Gebirgsstücke sicher zu erschließen. So würde man bei einer Analyse der paläozoischen Kerne der Pyrenäen, der Betischen Kordillere usw. nur mit Mühe zu sicheren Ergebnissen gelangen.

Günstigere Voraussetzungen bestehen dann, wenn die jüngere Tektonik nicht mit eingreifenden strukturellen Veränderungen verbunden ist. Dieses ist dann der Fall, wenn die jüngeren Gebirgsbildungen den älteren gegenüber relativ schwach sind.

Diese Sachlage ist gegeben, wenn die erste Gebirgsbildung alpinotyp, die spätere germanotyp ist. Für Keltiberien trifft dieses zu, da hier durch die jüngere Tektonik das alte Gebirge — wie gezeigt — lediglich in einzelne Schollen aufgelöst wurde und nur längs einzelner schmaler Bewegungszonen auch wohl stärkere strukturelle Veränderungen erfuhr.

Das oben gestellte Problem läuft nun darauf hinaus, zu untersuchen, in welchem Sinne für die Beurteilung des Großbaues wichtige Züge der Grundgebirgstektonik durch die späteren Ereignisse verändert sind.

So könnte man z. B. fragen, ob der auf Seite 233 ff. beschriebene Faltenbau im Grundgebirge der Sierra de Aragoncillo schon primär ungleichförmig war, oder ob die Ungleichförmigkeit erst durch die späteren Kippungen des alten Gebirges im Bereich des jungen Sattels bewirkt wurde.

Gleichförmig nenne ich eine Falte, wenn die Apicalfläche³²¹⁾ zwischen den beiden Faltenflanken senkrecht steht. Die Stärke der Neigung dieser Fläche kann als Maß der Ungleichförmigkeit gelten. Die gestellte Aufgabe läuft also darauf hinaus, die ursprüngliche Lage der Apicalfläche zu ermitteln. Man erhält diese, indem man die doppelte Kippung, die durch die postoberkarbonisch-prätriadische und die saxonische Gebirgsbildung bewirkt wurde,

321) Eine genaue Definition dieses Begriffes findet man bei BUSK (1929, S. 7). Ich ziehe die Bezeichnung „Apicalfläche“ dem von BUSK meist benutzten Namen „Axialfläche“ vor aus Gründen, die ich hier im einzelnen nicht aufführen kann.

sich rückgängig gemacht denkt. Man erreicht dieses dadurch, daß man die ganze Scholle sich zunächst um die Streichungslinie des Buntsandsteins als Achse um den Betrag seines Einfallens zurückgedreht denkt, wodurch der Buntsandstein in horizontale Lage gelangen würde. Hierdurch wird das Einfallen und das Streichen des Karbons sowohl wie des Grundgebirges geändert. Man hat sich dann als zweiten Vorgang eine Drehung der Scholle um die prä-saxonische Streichungslinie des Karbons als Achse um den Betrag dessen prä-saxonischen Einfallens zu denken. Hierdurch würde das ursprüngliche Streichen und Fallen im Grundgebirge erreicht werden.

Der gedachte Prozeß läßt sich auf mathematischem Wege durchführen. Dieser ist aber nur dann einfach, wenn das Streichen im unteren und oberen System nicht wesentlich verschieden ist. Im anderen Fall aber kann man das primäre Streichen und Fallen mit bei weitem genügender Genauigkeit an einem Modell bestimmen, das man aus Papier leicht herrichten kann. Nach entsprechender Drehung im Raume mißt man Streichen und Fallen mittels des Kompasses ³²²).

Auf diesem Wege ergibt sich für das ehemalige Streichen des Oberkarbons der Sierra de Aragoncillo ca. N 80° W und ein durchschnittliches Einfallen von ca. 15 bis 20° gegen S 10° W. Für das Streichen der Apicalflächen der variscischen Faltenzüge bekommt man ca. N 40° W. Wenn heute das Einfallen der Apicalflächen gegen Nordost ca. 50° beträgt, so war es ursprünglich nur etwa 70° bis 75°, d. h. die alten Faltenzüge waren viel regelmäßiger angelegt, als sie heute gebaut erscheinen. Spätere Bewegungen haben eine ursprünglich schwache Ungleichförmigkeit erheblich verstärkt.

Über den Einfluß der jungen Faltung auf den alten Bau im Küstengebirge von Castellón de la Plana ist bereits oben ³²³) berichtet worden.

Das aufgeführte Beispiel erweist, daß man bei Beurteilung der ursprünglichen Faltungsrichtung und bei anderen Problemen des Grundgebirgsbaus auch in Erwägung zu ziehen hat, inwieweit die primäre Struktur durch spätere Ereignisse umgeprägt wurde.

322) Solche Eliminationsmethoden — das mag noch besonders betont werden — setzen voraus, daß die Verbiegungen des Grundgebirges konform mit dem des Deckgebirges verliefen, sind also nur für Schollen anwendbar, die keine erheblichen Abscherungen zwischen Grund- und Deckgebirge und keine disharmonischen Faltungen größeren Ausmaßes aufweisen.

Zusammenfassung.

Die in der vorliegenden Arbeit mitgeteilten Forschungsergebnisse betreffen vor allem das variscische Grundgebirge des weiten, zum größeren Teil von Mesozoikum und Tertiär erfüllten Raumes zwischen dem Ebrobecken im Osten, dem Guadarramagebirge und dem Tajobecken im Westen und dem Golf von Valencia. Ziel der Arbeiten war, die noch ungenügend erforschte Stratigraphie und vor allem die noch sehr wenig bekannte Tektonik dieser einzelnen Grundgebirgsvorkommen zu klären. Naturgemäß wurde auch die Stratigraphie und Tektonik der meso- und känozoischen Anteile in Betracht gezogen.

Die wichtigsten Ergebnisse mögen im folgenden noch einmal kurz zusammengefaßt werden ³²⁴).

I. Stratigraphie.

1. Das sog. Präkambrium

des östlichen Guadarramagebirges erwies sich als metamorphes Paläozoikum, und zwar vor allem als Untersilur. Es handelt sich um ein typisches Beispiel von „Dynamokontaktmetamorphose“.

Dieses Ergebnis mahnt zur Vorsicht in der Beurteilung der Altersstellung der spanischen Gneise, die bisher durchweg für archaisch gehalten wurden.

2. Das Kambrium ³²⁵).

Das Kambrium der Iberischen Ketten besteht aus fossilführendem Unter-, Mittel- und Oberkambrium.

Das Unterkambrium, das eine mehr als 1000 m mächtige Schichtfolge darstellt, führt in den höheren Horizonten Fossilien, die auf hochunterkambrisches Alter hindeuten.

³²³) Vgl. S. 244.

³²⁴) In dieser Zusammenfassung soll nur das Wichtigste zusammengestellt werden. Zur weiteren Orientierung mögen die besonderen Zusammenfassungen dienen, die den meisten Abschnitten beigelegt sind; auch ist am Schluß von Einzelbeschreibungen und in besonderen Kapiteln (vgl. das Inhaltsverzeichnis) das Bedeutsamere skizzenhaft umrissen.

³²⁵) Vgl. auch die Zusammenfassung auf S. 64.

Das ca. 500 m mächtige Mittelkambrium ist sehr fossilreich. Außer an dem bekannten Fundpunkt von Murero wurden Trilobitenfaunen nördlich des Jalóntales festgestellt, in Gebieten, die bisher für silurisch gehalten worden sind.

Das Oberkambrium besitzt eine Mächtigkeit von etwa 2500 m und besteht aus einer Wechsellagerung von mächtigen *Lingulella* führenden Quarziten mit Tonschieferpacken.

Die gesamte Schichtfolge konnte eingehend gegliedert werden (Normalprofil: vgl. die Tabelle auf S. 46).

Die Entwicklung des Normalprofils konnte innerhalb der sehr weiten kambrischen Areale der Iberischen Ketten an verschiedenen Stellen beobachtet werden; durch einen Vergleich der Ausbildungen der einzelnen Horizonte untereinander ließen sich Vorstellungen über die im Kambriummeer herrschenden Faziesverhältnisse gewinnen. Diese erwiesen sich als relativ gleichförmig; allein die Mächtigkeiten der Ablagerungen wechseln und lassen auf eine Sedimentzuführung aus südöstlicher Richtung während des hohen Unter- und Mittelkambriums schließen, auf eine solche aus nordöstlicher Richtung während des Oberkambriums.

3. Das Silur.

Die bisherige Gliederung des keltiberischen Silurs, die vor allem auf die Arbeiten von DEREIMS zurückgeht, erwies sich in mancher Hinsicht als unzulänglich oder unrichtig. So wurden von DEREIMS kambrische Schichten ins Silur gestellt und umgekehrt silurische ins Kambrium.

Die silurischen Schichtfolgen der Östlichen Iberischen Ketten, des Guadarramagebirges und der Hesperischen Ketten sind neu untersucht und gegliedert. Eine Übersicht über die Einzelgliederung ist in einer Tabelle auf Seite 98 gegeben.

Die Schichtfolge ist innerhalb des weiten Gebietes sehr einheitlich, doch zeigen sich fazielle Unterschiede in einem stärker pelagischen Einschlag im Südwesten, einem stärker litoralen im Nordosten.

Erwähnt werden mag noch der erstmalige Nachweis von Graptolithenschiefern in den Iberischen Ketten und in der Sierra de Saldón.

4. Das Devon.

Das schon bekannte Devon von Nogueras in den Östlichen Iberischen Ketten und das noch kaum erforschte von Imón im östlichen Guadarramagebirge wurden gegliedert und einer vergleichenden

Untersuchung unterzogen. Als neues Ergebnis wurde erzielt der erstmalige Nachweis von fossilführendem Gedinne mit *Spirifer mercurii* Goss. in dem erstgenannten Vorkommen. Die fossilführenden Kalke der gleichen Stelle und ähnliche im Gebiet von Imón erwiesen sich als Äquivalente der Siegener und Koblenzer Stufe. Im Guadarramagebirge wurde außerdem Unteres Mitteldevon in der Fazies der Wissenbacher Schiefer festgestellt³²⁶).

5. Das Karbon.

Mächtige Grauwacken und Tonschiefer mit unbestimmbaren Pflanzenresten im Küstengebirge von Castellón dürften dem höheren Oberdevon oder dem Unterkarbon angehören.

Oberkarbon hat nur geringe Verbreitung; es findet sich vor allem bei Molina de Aragón in den Hesperischen Ketten, wo eine Gliederung der Schichtfolge vorgenommen wurde. Erwähnenswert ist das Auftreten vulkanischer Tuffe im unteren Teil der Schichtfolge, die ich mit TRICALINOS dem Stephanium zurechnen möchte.

Außerdem findet sich Oberkarbon von gleicher Ausbildung bei Torremocha del Pinar und anscheinend auch in der östlichen Sierra Menera.

6. Das Mesozoikum.

Bezüglich der Triasstratigraphie ergab sich, daß die von WURM für das Gebiet von Morés gegebene Gliederung des Muschelkalks im Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk nicht zutrifft. Die roten Tone und Gipse des „Mittleren Muschelkalks“ erwiesen sich teils als zugehörig zum Röt, teils als zugehörig zum Keuper; es besteht eine Identität zwischen Oberem und Unterem Muschelkalk.

Im Gebiet von Sigüenza und vor allem bei Imón und Atienza zeigt die Trias eine Randfazies. Analog gewissen deutschen Verhältnissen wird hier der Muschelkalk durch Muschelsandstein ersetzt.

7. Das Tertiär.

Bei Alhama de Aragón und an anderen Stellen konnte das Tertiär in Jungtertiär und Alttertiär gegliedert werden.

Das Jungtertiär des Beckens von Calatayud, das wohl mindestens die sarmatische bis pontische Stufe umfaßt, zeigt interessante Faziesverhältnisse. Längs des Randes besteht eine grob-

326) Vgl. den zusammenfassenden Abschnitt auf S. 117—118.

klastische Fazies, die nach innen in chemisch-sedimentäre Absätze übergeht, bei denen eine periphere kalkige und eine zentrale gipsige Zone zu unterscheiden sind. Es wurden Gliederungsversuche unter Berücksichtigung dieser Faziesverhältnisse unternommen.

II. Orogene und epirogene Geschichte.

1. Orogenesen.

Auswirkungen einer präkambrischen Orogenese lassen sich in der Basalfazies des Kambriums erkennen.

Andeutungen von orogenen Ereignissen zeigen sich in schwachen Diskordanzen im tiefen Oberkambrium und an der Kambrium-Silurgrenze.

Kaledonische Orogenesen fehlen.

Bretonische Faltungen sind nicht nachweisbar, da im untersuchten Gebiet entsprechende Schichten nicht auftreten.

Die variscische Hauptfaltung ist älter als das Oberkarbon von Molina de Aragón, jünger als das „Unterkarbon“ des Küstengebirges von Castellón de la Plana; sie ist deshalb sudetisch-asturisch.

Eine Nachfaltung, die wahrscheinlich saalischen Alters ist, äußert sich bei Molina de Aragón in einer Diskordanz zwischen Oberkarbon und Trias.

Altkimmerische Gebirgsbildungen konnten nicht nachgewiesen werden.

Jungkimmerische Gebirgsbildungen zeigen sich als weitverbreitet in einer Diskordanz zwischen Jura oder Trias und Utrillasschichten (= Gault + Cenoman z. T.).

Eine nicht sehr bedeutsame Gebirgsbildung ereignete sich in postkretazisch-präalttertiärer Zeit.

Die saxonsische Hauptfaltung ist postaltertär-präsarmatisch.

Eine postpontische Nachfaltung ist an verschiedenen Stellen festzustellen, ist aber in den untersuchten Teilen Keltiberiens nur recht geringfügig.

Es ist versucht, die einzelnen Phasen nach ihrer orogenen Stärke abzuschätzen. Graphisch erläutert ist dieses auf Seite 158.

2. Epirogene Vorgänge.

Es wurde versucht, aus der Faziesentwicklung während des Paläozoikums Rückschlüsse auf die allgemeinen Meeresbewegungen zu ziehen³²⁷).

³²⁷) Vgl. Abb. 11, S. 162.

Eine „transgressive“ Tendenz herrscht vom tiefen Unterkambrium bis ins Mittelkambrium; mehr „regressiv“ verhält sich demgegenüber das Oberkambrium. Von einer neuen „Transgression“ wird das Silur eingeleitet. Eine im allgemeinen abwärtige Bewegungstendenz, die von Sandsteinen über Tonschiefer zu Kalken führt, herrscht während des Untersilurs. Sehr grobkörnige Sandsteine zeigen eine „Regression“ an der Grenze von Unter- und Obersilur an. Erneut abwärtig gerichtet ist die Bewegung während des Obersilurs (Graptolithenschieferfazies), bis an der Grenze von Silur und Devon eine erneute starke „Regression“ durch grobe, gelegentlich konglomeratische Bildungen angezeigt wird. Während des Devons kündigt sich stetige Beckenerweiterung durch Rückgang der klastischen Fazies während des Unterdevons und durch Eintritt „pelagischer“ Fazies während des Unteren Mitteldevons an.

Ein kurzer Überblick über die Bodenbewegungen während des Mesozoikums und Tertiärs ist auf Seite 165 ff. gegeben.

III. Tektonik.

1. Tektonik des Grundgebirges.

Innerhalb Keltiberiens sind im Grundgebirge drei sich verschieden verhaltende Zonen zu unterscheiden:

- a) das Gebiet östlich der Linie Ciria-Ateca-Monreal,
- b) die Zone Ateca-Albarracin,
- c) das östliche Guadarramagebirge.

a) In dem Raum östlich der Linie Ciria - Ateca - Monreal, dem Hauptteil der Iberischen Ketten, herrscht ein großzügiger Decken- und Schuppenbau von alpinem Gepräge. So ist eine weite Überschiebung von hohem Unterkambrium auf Mittelkambrium zwischen Daroca und Sn. Martín, ein flaches Auflager von Mittelkambrium auf Silur bei Badules, eine große Deckenüberschiebung von tiefem Unterkambrium auf hohes Oberkambrium bzw. auf Silur im Östlichen Iberischen Gebirge zwischen Villarreal und Jarque festzustellen.

Es konnten drei Einzeldecken von größerer Ausdehnung unterschieden werden; eine derselben hat eine Länge von mindestens 100 km und eine mindestens auf 10 km zu schätzende Schubweite. Analogien zu alpinem Deckenbau zeigen sich in mannigfachen Spezialerscheinungen.

In dem gesamten Gebiet ist die tektonische Schubbewegung gegen Nordosten bis Osten gerichtet.

b) Die Zone Ateca-Albarracín zeichnet sich durch ruhige Spezialfaltung aus. Im größten Teil der Zone sind die Einzelfalten regelmäßig und ohne ausgeprägte Einseitigkeit.

c) Im Östlichen Guadarramagebirge ist die Faltung gegen Westen bis Südwesten gekehrt. So ist im Devon eine große, flach gegen Osten einfallende isoklinale Mulde zu erkennen. Die sehr intensive Schieferung, auch die des metamorphen Untersilurs, fällt gegen Osten bis Nordosten ein.

Bezüglich der Bewegungsrichtung verhält sich das variscische Grundgebirge in den einzelnen Zonen verschieden. In der Zone a) ist die Richtung entgegengesetzt zu der der Zone c), während in der dazwischenliegenden Zone b) eine schwache, wenigstens in zentraleren Teilen in der Bewegungsrichtung unentschiedene Tektonik herrscht. Es eignet somit der Zone b) der Charakter eine Scheitelungszone. Sie scheidet Gebiete regionaler Ausdehnung mit verschiedener tektonischer Bewegungstendenz, sodaß man sie als die Scheitelungszone zwischen den „Rheniden“ und den „Gondwaniden“ ansehen darf.

Eine Kritik der STAUB'schen Synthese des Großbaues der spanischen Varisciden führte zu deren Ablehnung.

2. Die junge Tektonik.

Vergleichend wurde auch die junge Tektonik in Betracht gezogen. So wurde der Bau verschiedener saxonischer Grabenzonen, und zwar der Gräben von Morés, von Murero und von Nuévalos beschrieben. Auch die Flexurtektonik am Westrand des Iberischen Gebirges wurde eingehender dargestellt.

Des weiteren wurden Erörterungen über den Einfluß der jungen saxonischen Bewegungen auf den Bau des Grundgebirges gegeben, bei denen u. a. erkannt wurde, daß ein System annähernd streichender Störungen im Östlichen Iberischen Gebirge der jungen Tektonik zuzuschreiben ist.

Anhang.

1. Literaturverzeichnis.

- AMPFERER, OTTO
1923. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.
Geol. Jahrb., Wien, 1923, S. 99—119.
1924. desgl. (erste Forts.)
Geol. Jahrb., Wien, 1924, S. 35—73.
1928. Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges.
Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien, Bd. 78, S. 241 ff.
- ARANZAZU, J. M.
1877. Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara.
Bol. del Mapa Geológ. de Esp., tom. 4, p. 1—47.
- BAILEY, E. B.
1928. The ancient mountain systems of Europe and America.
The Scottish Geogr. Magaz. (Edinburgh), vol. 44, 1928. p. 321—334.
- BARROIS, CH.
1877. Relation d'un voyage en Espagne.
Ann. de la Soc. Géol. du Nord, Lille, vol. 4, p. 292—303.
1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.
Mém. Soc. Géol. du Nord, Lille, t. II.
1892a. Observations sur le terrain dévonien de la Catalogne.
Ann. Soc. Géol. du Nord, vol. 20, p. 61—73.
1892b. Mémoire sur la distribution des Graptolites en France.
Ann. Soc. Géol. du Nord, vol. 20, p. 75 ff.
- BEYSCHLAG und SCHRIEL
1925. Kleine geologische Karte von Europa.
Berlin.
- BIGOT, A.
1907. Le massif ancien de la Basse-Normandie et sa bordure.
Bull. Soc. Géol. Fr., IV. Sér., t. 4, p. 909—953.
- BORN, AXEL
1916. Die Calymene Tristani-Stufe (mittleres Untersilur) bei Almadén, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung.
Abh. d. Senckenberg. Naturf. Ges., Bd. 36, H. 3.
1919. Das Ebrobecken.
Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. f. 1918; 42. Beilageband, S. 610 ff.
1926. Das Kambrium. Das Silur.
In SALOMON, Lehrb. d. Geologie. Stuttgart.

BORY DE SAINT-VINCENT

1827. *Résumé géographique de la péninsule Ibérique.*

BUSK, H. G.

1929. *Earth flexures.* Cambridge.

CALDERON, SAL.

1896. *Origen de la sal común y de los sulfatos de los terrenos terciarios lacustres de la península.*

An. Soc. Esp. Hist. Nat., 2. ser., vol. 4.

1898. *Existencia del terreno carbonífero en Molina de Aragón.*

Act. de An. de la Soc. Esp. de Hist.-Nat., Ser. 2, t. 7.

CALDERON y ARANA

1885. *Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España.*

An. Soc. Esp. Hist.-Nat., t. 14, p. 131—172.

CALVO, LEANDRO

1893. *Geología de los alrededores de Albarracín.*

Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., vol. 20, p. 319.

CARANDELL, JUAN

1914. *Las calizas cristalinas del Guadarrama.*

Trabaj. Mus. Nac. Cienc. Físico-Nat. Ser. Geol., N. 8. Madrid.

CARBONELL, ANTONIO

1926. *Nota sobre los yacimientos de Archaeocyathidos de la Sierra de Córdoba y deducción para el análisis tectónico.*

Congr. geol. internat., 14. Sesión, Resumen de las comunic., p. 39. Madrid.

1927. *Depósitos considerados como cambrianos en el Sur de España que deben pasar al culm y al devoniano.*

Ibidem, *Comptes rend.* II, p. 571 ff. Madrid.

CASIANO DE PRADO

1853. *Note sur la géologie de la province de Madrid.*

Bull. Soc. Géol. de Fr., sér. 2, vol. 10, p. 168 ff.

1855. *Sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède.*

Bull. Soc. Géol. de Fr., sér. 2, t. 12, p. 182—204.

1860. *Sur l'existence de la faune primordiale dans la Chaîne Cantabrique.*

Bull. Soc. Géol. de Fr., sér. 2, t. 17, p. 546 ff.

CASTEL, CARLOS

1881. *Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara.*

Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 8, p. 157—264.

CASTRO, M. FERNANDEZ DE

1876. *Noticia del estado de los trabajos del Mapa geológico de España en 1.º de Julio de 1874.*

Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 3.

CORTAZAR, DAN. DE

1875. *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca.*

Mem. Com. Mapa Geol. de Esp., Madrid.

1879. *Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad-Real.*

Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 7, p. 289—329.

1885. Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel.
Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 12, p. 263—594.
- CORTAZAR, DAN. DE Y PATO, MAN.
1882. Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia.
Mem. Com. Mapa Geol. de Esp., Madrid.
- DELGADO, NERY
1879. Relatorio da commissão desempenhada em Hespanba no anno de 1878.
Typog. da Academia Real das Sciencias 1879, vol. V, Lisboa.
1908. Système silurien du Portugal, Lissabon.
- DEREIMS, A.
1893. Nouvelles observations de la géographie physique du Plateau de Tέρuel.
Ann. de Géogr. éd. p. VIDAL DE LA BLANCHE et M. DUBOIS, vol. 2,
p. 315—328.
1898. Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon.
Thèses Fac. des Scienc. de Paris, Lille, 1898.
- DONAYRE, FELIPE
1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza.
Mem. Mapa Geol. de Esp., Madrid.
- DOUVILLÉ, R.
1911. La péninsule iberique. — Espagne.
Handb. d. Reg. Geol. III, 3. Heidelberg.
- EGOSCUE Y MALLADA
1876. Descripción geológico-mínera de la provincia de Cáceres.
Mem. Mapa Geol. de Esp., Madrid.
- EWALD, RUDOLF
1911. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia.
ZS. d. D. Geol. Ges., Bd. 63, Abh., S. 372 ff.
- EZQUERRA DEL BAYO, JOAQUIN
1850—1856. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España.
Mem. de la Real Acad. de Cienc. de Madrid, t. I, Cienc. Nat. I,
parte 1, p. 35—65.
dto. parte 2, p. 73—107.
dto. parte 3, p. 161—184.
Mem. de la Real Acad. de Cienc. de Madrid, Cienc. Nat. II, p. 115—155.
dto. p. 351—399.
- FALLOT, P. et BATALLER, R.
1926a. Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo (Espagne).
Compt. Rend. Acad. Sc., Paris, vol. 182, p. 398.
1926b. Sur la tectonique des montagnes entre Montalbán et le littoral de la province de Castellón (Espagne).
Compt. Rend. Acad. Sc., Paris, vol. 182, p. 275.
- FISCHER, TH.
1893. Die Iberische Halbinsel.
In KIRCHHOFF, Länderkunde von Europa, II. Teil, 2. Hälfte.

- FREBOLD, G.
1927. Petrographie und Genesis obersilurischer Alaunschiefer.
N. Jahrb. f. Min., Geol., Pal., Abt. B, 57. Beilagebd., S. 87 ff.
- FRECH, FRITZ
1897. Lethaea Geognostica I. Lethaea Palaeozoica II, 1. Das Kambrium.
S. 16—61. Stuttgart.
- GONZALO Y TARIN
1878. Nota acerca de la existencia de la tercera fauna siluriana en la provincia de Huelva.
Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 5, p. 311—313.
1879. Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz.
Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 6, p. 389—412.
- GORTANI, M.
1922. Osservazioni sul paleozoico della Sardegna.
Bol. Soc. Geol. Ital. 41, p. 362 etc.
1927. La serie Paleozoica nelle Alpi Carniche e nella Sardegna.
Congr. Géol. Intern., Compt. rend. de la XIV. Session, en Espagne, II. Madrid. p. 713—719.
- GRUBENMANN-NIGGLI
1924. Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin.
- HAHNE, KARL
1928. Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in Teilen der Provinzen Teruel, Castellón und des westlichen Tarragona (Spanien).
Dissertation Göttingen.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, EDUARDO
1915. Geología y paleontología del Mioceno de Palencia.
Junta para ampliación de estudios é investigaciones paleontolog. y prehist., Mem. Nr. 5. Madrid.
1918. Le Cambrien de la Sierra de Córdoba (Espagne).
Compt. Rend. Acad. Fr., vol. 166, p. 611.
1921. Fisiografía del Mioceno aragonés.
Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat., tom. 21.
1926. La Sierra Morena et la Plaine Bétique (Synthèse géologique), p. 71,
XIV. Congr. Géol. Internat. Livre-guide. Madrid.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, FRANCISCO
1926. Nota sobre la estratigrafía y los mamíferos miocenos de Nombrevilla (Zaragoza).
Bol. Inst. Geol. de España 47, 3. Ser., tom. 7, 2, 1926, S. 441—448.
- JACQUOT
1866. Esquisse géologique de la Serranía de Cuenca.
Ann. des Mines, vol. 9, p. 391—454.
- JOLY, HENRY
1926. Les résultats d'études géologiques sur la Chaîne Celtibérique.
Congr. Géol. Intern. 14. Sesion. Resumen de las comunicaciones anunciadas hasta el V de Mayo, Madrid.
1927. Études géologiques sur la Chaîne Celtibérique.
Congr. Géol. Internat. Compt. rend. de la XIV Session, en Espagne, II. Madrid. S. 523—585.

- KAYSER, E.
 1921. Lehrbuch der Geologie, I. Bd. Allgemeine Geologie. Stuttgart.
 1923. Lehrbuch der Geologie, II. Bd. Geologische Formationskunde, I. Stuttgart.
- KIÄR, JOHAN
 1897. Faunistische Übersicht der Etage 5 des norwegischen Silursystems. Vidensk. Selsk. Skrifter. I. Mat.-Naturv. Kl. 1897. No. 3. Kristiania.
 1916. The lower cambrian Holmia Fauna at Tømten in Norway. Vid. Selsk. Skrifter. I. Mat.-Naturv. Kl., No. 10.
- KOSSMAT, FR.
 1921. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erde. Abhandl. Sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., Bd. 38, No. 2. Leipzig.
- KUSS
 1878. Mémoire sur les mines et usines d'Almaden. Ann. des mines, 7^e Sér., tom. 13, p. 39.
- LARRAZET
 1896. Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Allava et de Logroño. These de doctorat, Paris.
- LERICHE, MAURICE
 1912. La faune du Gédinnien inférieur de l'Ardenne. Mém. du Musée Royal d'Hist. Nat. de Belgique, T. VI.
- LOTZE, FRANZ
 1927. Die JOLY'sche Radioaktivitätshypothese zur Erklärung der Gebirgsbildungen. Nachr. d. Ges. d. Wissensch. Göttingen, Math.-phys. Kl. Jg. 1927, S. 75—114.
 1928a. Das Mitteldevon des Wennetals nördlich der Elspe Mulde. Abh. Preuß. geol. Landesanst. Neue Folge, H. 104. Berlin.
 1928b. Über Analogien zwischen den Faziesverhältnissen des Tertiärbeckens von Calatayud (Spanien) und des deutschen Zechsteinbeckens. ZS. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 80, Monatsber. V, S. 151—158.
- LUJAN, FRANCISCO DE
 1854. Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz, y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad-Real, y cortes geológicas de estos terrenos. Mem. de la Real Acad. de Cienc. de Madrid, t. 1, 3. ser. Cienc. Nat. t. 1, parte 2, p. 1—71.
- MACPHERSON, J.
 1874. Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda. Cadiz.
 1879. Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. An. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 8, p. 5—26.
 1880. Uniclinal structure of the iber. peninsula. Madrid.
 1880. Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla. Bol. Com. Mapa Geol. de Esp. t. 7, p. 281—284.

1886. Comparaison des terrains cristallins d'Espagne et du Finistère.
Bul. Soc. Géol. de Fr., sér. 3, vol. 14, p. 828—830.
1901. Ensayo evolutivo de la península ibérica.
An. de la Soc. Esp. de Hist.-Nat., t. 30.
- MALLADA, L.
1895. Explicación del Mapa geológico de España, t. 1, Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino.
1896. dto. t. 2, Sistemas cambriano y siluriano.
1898. dto. t. 3, Sistemas devoniano y carbonífero.
1902. dto. t. 4, Sistemas permiano, triásico, liásico y jurásico.
1904. dto. t. 5, Sistema infracretáceo y cretáceo.
1907. dto. t. 6, Sistema eoceno, oligoceno y mioceno.
Mem. Com. Mapa Geol. de Esp., Madrid.
- MALLADA y BUITRAGO
1878. La fauna primordial á uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica.
Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 10, p. 177—194.
- MICHEL-LÉVY et BERGERON
1889. Étude géologique de la Serranía de Ronda.
Mission d'Andalousie, Paris, p. 171—348.
- NOVARESE, VITTORIO e TARRICO, MICHELE
1922. Cenni sul paleozoico dell' Iglesiente.
Boll. Soc. Geol. Ital. 41, p. 316 ff.
- OEHLERT, D.-P.
1884. Études sur quelques Brachiopodes dévoniens.
Bull. Soc. Géol. Fr. sér. 3, vol. 12, p. 411 ff.
- ORUETA, DOMINGO DE
1917. Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda.
Mem. Inst. Geol. Esp.
- PALACIOS, PEDRO
1879. Reseña física y geológica de la parte N.-O. de la provincia de Guadalajara.
Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 6, p. 321—351.
1892. Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza.
Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. 19, p. 1—112.
- PELLICO, RAMÓN
1863. Discurso sobre la importancia y aplicación de los estudios geológicos.
Mem. de la Real. Acad. de Cienc. de Madrid, III.
Cienc. fis. I, p. 679—690.
- PÉNEAU, J.
1928. Études stratigraphiques et paléontologiques dans le sud-est du massif armoricain (synclinal de Saint-Julien-de-vouvantes). Laval 1928.
- POMPECKJ, J. F.
1901. Versteinerungen der Paradoxides-Stufe von La Cabitza in Sardinien und Bemerkungen zur Gliederung des sardischen Kambriums.
ZS. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 53, S. 1—23.
1902. Aus dem Tremadoc der Montagne Noire (Südfrankreich).
Neues Jahrb. f. Min. 1902, I, S. 1—22.

- PRANDTL, L.
 1904. Über Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung.
 Verhandl. d. 3. intern. Math. Kongr. in Heidelberg, S. 484 ff.
- QUIROS, BERNALDO DE
 1915. Guadarrama.
 Trabajos del Museo nacional de ciencias naturales. Ser. geol.,
 Num. 11.
- RICHTER, RUD. und E.
 1927. Eine Crustacee (*Isoxys carbonelli* n. sp.) in den Archaeocyathusbil-
 dungen der Sierra Morena.
 Senckenbergiana, Bd. 9, S. 188—195.
- RINNE, F.
 1926. Über die Auslösung von Spannungen durch Wellengleitung.
 Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, S. 369.
 1928. Gesteinskunde. 10. u. 11. Aufl., Leipzig.
- RODRIGUEZ, SANTIAGO
 1851. Descripción geológica del antiguo corregimiento de Albarracín en la
 provincia de Teruel.
 Revista Minera, t. 2.
- ROYO Y GÓMEZ
 1920. La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo.
 Junta para ampliación de estudios e investigaciones científicas, ser.
 geol. No. 27, Madrid.
 1922. El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.
 Junta para ampliación de estudios e investigaciones científicas. Mem.
 30, Madrid.
 1926. La tectonique du Tertiaire continental Ibérique.
 Congr. Geol. Intern., XIV. Sesión, Resumen de las comunic. Madrid.
- SCHRIEL, WALTER
 1929. Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges zwischen
 Ebromündung und Ampurdan.
 Abh. der Ges. d. Wissensch., Göttingen, Math.-phys. Kl., N. F.,
 Bd. XIV, 1.
- SCUPIN, H.
 1900. Die Spiriferen Deutschlands.
 Pal. Abhandl. v. DAMES u. KAYSER, VIII, 3.
 1921. Ist der Dictyonema-Schiefer eine Tiefseeablagerung?
 Zeitschr. d. D. G. G., Bd. 73 (Jahrg. 1921), B, S. 153 ff.
- STAUB, R.
 1926. Gedanken zum Strukturbild Spaniens.
 Congr. Geol. Intern., XIV. Sesión, Resumen de las comun. Madrid.
 1926. Gedanken zur Tektonik Spaniens.
 Vierteljs. der Naturf. Ges. Zürich, 71. Jg., S. 196—260.
- STILLE, HANS
 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
 Berlin, Borntraeger.
 1926. Stammbaum der Gebirge und Vorländer.
 Resumen de las comunicaciones anunc. hasta 5 de Mayo.
 Congr. geol. Intern. Madrid.

- 1927a. Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge.
Abh. d. Ges. d. Wissensch., Göttingen, Math.-phys. Kl., N. F.,
Bd. XII, 3.
- 1927b. Die sogenannte Rückfaltung des Apennin.
Nachr. d. Ges. d. Wissensch., Göttingen, Math.-phys. Kl., S. 292—312.
1928. Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung.
ZS. d. Deutsch. Geol. Ges., Abh., 80. Bd., S. 1.
- SUESS, ED.
1888. Das Antlitz der Erde, Bd. II, Wien, S. 144 ff.
- TÖRNQUIST
1878. Öfvers. V. Ak. Förh. S. 70.
1889. Några anmärkningar om vestra Europas kambriska och siluriska
kronologi.
Geol. För. Förh., Bd. 11, S. 299.
- TORRUBIA
1754. Aparato para la historia natural española.
- TRICALINOS, JOHANN
1926. Untersuchungen über den Bau der Celtiberischen Ketten des nord-
östlichen Spaniens.
Diss. Göttingen.
1928. desgl.
ZS. d. Deutsch. Geol. Ges., Abh., Bd. 80.
- VERNEUIL, DE
1864. Note sur la carte géologique de l'Espagne.
Compt. Rend. de l'Acad. Scienc., 59, p. 417.
- VERNEUIL, DE et BARRANDE, J.
1855. Bull. Soc. Geol. Fr., 2. Sér., vol. 12, p. 967.
1860. Description des fossiles de la Chaîne Cantabrique.
Bull. Soc. Géol. de Fr., 2. Sér., vol. 17, p. 546—554.
- VERNEUIL, DE et COLLOMB
1853a. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de
l'Espagne.
Bull. Soc. Géol. de Fr., 2. Sér., vol. 10, p. 1—147.
1853b. Note à l'occasion de deux coupes géologiques faites à travers
l'Espagne, du nord au sud et de l'est à l'ouest.
Compt. Rend. Acad. Scienc. Paris, 36, p. 496—498.
1869. Carte géologique de l'Espagne et du Portugal. 2^{eme} édit., Paris.
1869. Explication de la carte géologique de l'Espagne et du Portugal,
Paris.
- VERNEUIL, DE et LARTET
1863. Note sur le calcaire à *Lychnus* des environs de Segura (Aragon).
Bull. Soc. Géol. de Fr., 2. Sér., vol. 20, p. 684—698.
- VERNEUIL, DE et LORIÈRE, DE
1854. Observations géologiques et tableaux des altitudes observées en
Espagne pendant l'année 1853.
Bull. Soc. Géol. de Fr., 2. Sér., vol. 11, p. 661—711.
- VILANOVA, JUAN
1863. Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel, Madrid.

- VOGT, THOROLF
 1924. Forholdet mellem sparagmit-systemet og det marine underkambrium ved Mjösen.
 Norsk Geologisk Tidsskrift, Bind 7, Hefte 3—4, p. 281—384.
- WILLKOMM, MORITZ
 1852. Die Strand- und Steppengebiete der Iberischen Halbinsel und deren Vegetation. Leipzig.
- WEINSCHENK, E.
 1900. Dynamométamorphisme et Piezocristallisation.
 C. R. Congr. Géol. internat. VII. Paris.
- WURM, A.
 1911. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien.
 ZS. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, Abh., S. 38—175.
 1928. Referat über STILLE, Westmediterrane Gebirgszusammenhänge.
 Geol. Zentralbl., Bd. 38, S. 178—182.
- WÜST
 1923. In W. WETZEL: Sedimentpetrographie. Fortschr. d. Mineralogie usw.
 Bd. 8, S. 177.

2. Verzeichnis der geographischen Namen *).

- Agua** s. Arroyo del Agua.
Aguaná s. Barranco de Aguaná.
Albarracín, Ortschaft in den Hesperischen Ketten. — Taf. I; Abb. 36, 37 (Süden).
Alcañiz, Stadt im Ebrobecken. — Taf. I; Abb. 36, 37 (Ostrand).
Alcántara, Ortschaft am unteren Tajo (Estremadura).
Alcolea de las Peñas, Ortschaft am Ostende des Guadarramagebirges. — Mapa nac. 434 (Südwesten).
Alcoleafluß s. Río de Alcolea.
Alcora, Ortschaft zwischen Villafamés und Onda. — Mapa mil. 47 (Südosten).
Algairén s. Sierra de Algairén.
Alhama (de Aragón), Ortschaft am Jalónfluß westlich von Calatayud. — Taf. I.
Almazán, Ortschaft am Duero. — Taf. I (Nordwesten).
Almenar, Ortschaft südöstlich von Soria. — Taf. I (Nordwesten).
Almeno, Berg nördlich von Embid de la Ribera. — Abb. 14 (links oben), Abb. 23 (linker Rand).
Almunia s. La Almunia.

*) Sehr bekannte Ortschaften, wie z. B. Barcelona, Madrid usw., sind nicht aufgeführt.

Die Angaben verweisen auf die Tafeln und Abbildungen der vorliegenden Arbeit.

Bei Ortschaften usw., die auf keiner dieser Abbildungen verzeichnet sind, sind die spanischen Kartenblätter angegeben, auf denen sie zu finden sind. Hierbei bedeutet: Mapa nac. = Mapa topográfico nacional, 1:50 000; Mapa mil. = Mapa militar itinerario de España, 1:200 000. Die Zahlen sind die Nummern der Kartenblätter.

- Alta** s. Sierra Alta.
- Alto Cruz**, Berg in den Westlichen Iberischen Ketten nördlich von Cihuela. — Vgl. Anm. 220, S. 168.
- Altomira**, Höhenzug im Tajobecken.
- Aluenda**, Ortschaft südöstlich von Morés an der Straße Calatayud-Zaragoza. — Abb. 23.
- Alvarés** s. Campo de Alvarés und Venta de Alvarés.
- Anastacias** s. Las Anastacias und Barranco de las Anastacias.
- Aragoncillo**, Ortschaft und Berg nordwestlich von Molina de Aragón. — Taf. I (Südwesten); Abb. 9 u. 36.
- Aranda**, Ortschaft nordwestlich von Calatayud. — Taf. I (Norden), Abb. 2 und 3.
- Arcilay** s. Barranco de Arquilay.
- Arroyo del Agua**, Bach im östlichen Guadarramagebirge südsüdöstl. von Alcolea de las Peñas. — Mapa nac. 434 (Südwesten).
- Arroyo del Caldero**, Bach südöstlich vom Aragoncilloberg. — Mapa nac. 489.
- Arroyo del Chorrón**, Bach bei La Boderá im östl. Guadarramagebirge. — Mapa nac. 460 (Nordost).
- Atéa**, Ortschaft südwestlich von Villafeliche in den Westlichen Iberischen Ketten. — Mapa mil. 36 (Mitte, gegen Ost).
- Ateca**, Stadt westlich von Calatayud am Jalón. — Taf. I (Mitte); Abb. 2, 3, 36.
- Atienza**, Stadt im östlichen Guadarramagebirge nordwestlich von Sigüenza. — Taf. I (Westen); Abb. 36, 37.
- Badajoz**, Provinzhauptstadt in Südwestspanien (Estremadura).
- Badules**, Ortschaft östlich von Daroca in den Östlichen Iberischen Ketten. — Taf. I (Mitte).
- Bagos** s. Barranco Bagos.
- Báguena**, Ortschaft südöstlich von Daroca. — Mapa mil. 36 (Südosten).
- Bámbola**, Berg im Östlichen Iberischen Gebirge nordöstl. von Calatayud. — Mapa mil. 36.
- Banderas** s. Camino de Banderas und Barranco de Banderas.
- Bárbara** s. Santa Bárbara.
- Barranco Bagos**, Tälchen nördlich von Ateca. — Vgl. S. 52, Anm. 79.
- Barranco de Aguaná**, Tälchen bei Higuera südöstl. von Montán. — Mapa mil. 47 (Südrand, Mitte).
- Barranco de Arquilay**, Tälchen in der Nähe von Báguena südöstl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (Südost). — Im Text fälschlich Arcilay.
- Barranco de Banderas**, Tälchen nördlich von Atienza. — Vgl. S. 51, Anm. 77.
- Barranco*) de la Cañada**, Tal westl. Torrijo (südwestl. Aranda). — Mapa mil. 36 (Mitte Norden).
- Barranco*) de la Magdalena**, Tal bei Burbáguena. — Mapa mil. 36 (Südost).
- Barranco de las Anastacias**, Tälchen südlich von Embid de la Ribera in den Östlichen Iberischen Ketten. — Abb. 14.
- Barranco*) de las Fontanillas (= Rambla de las Fontanillas)**, Tal nordw. von Daroca. — Mapa mil. 36.
- Barranco de San Blas**, Tal nördl. Huérmeda. — Abb. 14.
- Barranco*) de San Julian (= Rambla de San Julian)**, Tal südöstl. von Daroca. — Mapa mil. 36.

*) Hierfür im Text fehlerhaft „Bocado“.

- Barranco de Valderregata**, Tälchen zwischen Murero und Atéa. — Mapa mil. 36 (Mitte gegen Südosten).
- Barranco de Valconchán**, Tälchen bei Valconchán. — Mapa mil. 36 (Ost).
- Barranco de Valdesantos**, Tälchen im Westen von Embid de la Ribera. — Abb. 14.
- Bartolemé** s. San Bartolomé.
- Beira Alta**, Landschaft in Nordportugal.
- Belmonte**, Ortschaft in Asturien, westsüdwestl. von Oviedo. — Mapa mil. 3 (Südrand, rechts). — Im Text fälschlich als zugehörig zur Provinz León bezeichnet.
- Beratón**, Ortschaft südl. des Moncayo. — Mapa mil. 26 (Süden).
- Berdejo**, Ortschaft nordwestl. von Calatayud, südl. von Ciria. — Mapa mil. 36 (Norden).
- Bezas**, Ortschaft südöstl. von Albarracín. — Mapa mil. 46 (Ostrand).
- Bizeoche**, Berg südwestl. von Morés in den Östlichen Iberischen Ketten. — Abb. 23.
- Blas** s. Barranco de San Blas.
- Boccardo**, im Text für Barranco, siehe dort.
- Bodera** s. La Bodera.
- Borja**, Stadt östl. des Moncayo. — Taf. I (Nordrand).
- Borobia**, Ortschaft südsüdöstl. des Moncayo. — Abb. 2, 3 (oben links).
- Borriol**, Ortschaft nordwestl. von Castellón de La Plana. — Taf. I (Südostecke).
- Brea**, Ortschaft zwischen Morés und Illueca. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Bubierca**, Ortschaft im Westl. Iber. Gebirge, zwischen Ateca und Alhama. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Burbáguena**, Ortschaft zwischen Daroca und Calamocha. — Mapa mil. 36 (Südost).
- Burgos**, Provinzhauptstadt in Nordspanien. — Abb. 1 (oben links); Abb. 38 (oben Mitte).
- Buzdongo (= Busdongo)**, Ortschaft am Oberlauf des Rio Bernesga nördl. von León. — Mapa mil. 14 (linker Kartenrand).
- Cabeza Gorda**, Höhe westl. von Riba de Santiuste. — Mapa nac. 434 (Süden).
- Cabezas** s. Las Cabezas.
- Cabo Busto**, Kap an der Küste des Kantabrischen Meeres. — Mapa mil. 3 (Mitte).
- Cáceres**, Stadt in Westspanien (Estremadura).
- Calamocha**, Ortschaft südöstl. Daroca. — Taf. I (Mitte); Abb. 36.
- Calatayud**, Stadt am Jalón. — Taf. I; Abb. 2, 3, 36, 37.
- Camino de Arenillas**, Weg nordöstl. Paracuellos. — Abb. 23; Mapa nac. 409 (Osten).
- Camino de Banderas**, Weg nördl. von Ateca westl. des Manublestales. — Mapa nac. 409 (Südwestecke).
- Camino de la Veguilla**, Weg nördl. Ateca im Manublestal. — Mapa nac. 409.
- Campo Alavés**, Hochfläche östl. Deza im Westl. Iber. Gebirge. — Mapa mil. 36 (Mitte oben).
s. auch Venta de Campo Alavés.
- Campo de Alvarés** fehlerhaft für Campo Alavés.
- Campos Romanos**, Hochfläche im Tertiärbecken von Calatayud östl. von Daroca. — Mapa Mil. 36 (Ost).
- Cañada** s. Barranco de la Cañada.
- Cañamares** s. Río Cañamares.
- Carabantes**, Ortschaft südsüdwestl. von Ciria. — Mapa mil. 36 (Nord).
s. auch Río de Carabantes.

- Carenas**, Ortschaft in den Westl. Iber. Ketten, südl. von Ateca. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Carlñena**, Ortschaft am Westrand des Ebrobeckens, östl. von Calatayud. — Taf. 1; Mapa mil. 36 (Ostrand).
- Carrascal**, Berg westl. Embid de la Ribera. — Abb. 14.
- Carravieja** s. Collado de Carravieja.
- Catavalejo**, falsch für Carravieja.
- Castejón de las Armas**, Ortschaft südwestl. Ateca. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Castellón de la Plana**, Provinzhauptstadt am Golf von Valencia. — Taf. I (Südostecke); Abb. 1, 36, 37, 38 (Südost).
- Cazalla de la Sierra**, Ortschaft im Norden der Provinz Sevilla.
- Cerro de las Eremitas**, Lokalität nördl. von Córdoba.
- Cerro Garcia**, Anhöhe südöstl. von Pardos. — Abb. 9.
- Cerro Gordo**, Anhöhe im Westl. Iber. Gebirge östl. von Santed. — Abb. 7 (Ostrand).
- Chelva**, Stadt im Norden der Provinz Valencia. — Mapa mil. 57 (Nordwest).
- Chorrón** s. Arroyo del Chorrón.
- Cihuela**, Ortschaft westnordwestl. von Calatayud. — Taf. I.
- Ciria**, Ortschaft südwestl. des Moncayo. — Taf. I (Nord).
- Ciudad Real**, Provinzhauptstadt südl. von Madrid. — Abb. 38.
- Cocha** s. La Cocha.
- Codos**, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge ostsüdöstl. von Calatayud. — Taf. I.
- Collado de Carravieja**, Höhen westl. Torrijo in Montes de Ateca. — Mapa mil. 36 (oben Mitte).
- Collado de la Plata (= Sierra de Saldón)**, Höhe südöstl. von Albarracín.
- Concud**, Ortschaft nordwestl. von Teruel. — Mapa mil. 47 (Westen).
- Corduente**, Ortschaft westl. von Molina de Aragón. — Mapa nac. 489; Mapa mil. 36 (Südrand, Mitte).
- Cuatro Mojones**, Höhe in Westl. Iber. Ketten, südöstl. Alhama de Aragón. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Cubel**, Ortschaft am Westrand der Westl. Iber. Ketten, westl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (südöstl. von der Mitte).
- Cuenca**, Provinzhauptstadt zwischen Madrid und Valencia. — Mapa mil. 46 (Süden).
Siehe auch Serranía de Cuenca.
- Cueva**, Ortschaft am Südwestfuß des Moncayo. — Mapa mil. 26 (Süden).
- Cutanda**, Ortschaft im Tertiärbecken von Calatayud, südöstl. von Daroca. — Taf. I (Mitte).
- Daroca**, Stadt südöstl. von Calatayud. — Taf. I (Mitte); Abb. 2, 3, 20, 36, 37.
- Demanda** s. Sierra de la Demanda.
- Deza**, Ortschaft am Nordwestende der Westl. Iber. Ketten, nordwestl. von Cihuela. — Mapa mil. 36 (Norden).
- Don Benito**, Stadt in Westspanien (Estremadura).
- Duero**, Fluß. — Taf. I (Nordwest); Abb. 1, 36.
- Ebro**, Fluß. — Taf. I (Nordost); Abb. 1, 36, 37, 38.
- El Frasno**, Ortschaft ostnordöstl. von Calatayud. — Abb. 23 (Südosten), Abb. 39.
- El Horcajo**, Ortschaft in Westl. Iber. Ketten, westl. Daroca. — Mapa mil. 36 (Mitte gegen Ost).
- El Pedrerío**, Höhe etwa in der Mitte zwischen Grado und Belmonte, westl. von Oviedo. — Mapa mil. 3 (Ostteil).

- El Pedroso**, Lokalität bei Cazalla de la Sierra im Norden der Provinz Sevilla.
El Pobo, Ortschaft südöstl. von Molina de Aragón. — Taf. I; Abb. 36.
Embid de la Ribera, Ortschaft in Östl. Iber. Ketten. — Abb. 14.
Eremita en Ruinas, Ruinen einer Einsiedelei in der Sierra de Aragoncillo. — Abb. 9.
Eremita Santa Bárbara s. Santa Bárbara.
Estremadura, Landschaft im westlichen Spanien.
Fombuena, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge, ostnordöstl. von Daroca. — Mapa mil., Rand zwischen 36 und 37 (unterhalb der Mitte).
Fontanillas s. Barranco de las Fontanillas.
Fuente de la Morrionera, Quelle in der Sierra de Aragoncillo unweit der Ortschaft Aragoncillo. — Mapa nac. 489.
Gea Carbonera s. Sierra de Gea Carbonera.
Grado, Ortschaft in Asturien, westnordwestl. Oviedo, nordöstl. Belmonte. — Mapa mil. 3 (Südostteil).
Guadalcanal, Ortschaft im Norden der Provinz Sevilla.
Henarejos, Ortschaft westsüdwestl. Landete. — Mapa mil. 56 (Nordostecke).
Herrera, Ortschaft am Ostrand der Östl. Iber. Ketten ostnordöstl. von Daroca. — Taf. I (Mitte).
 s. auch Sierra de Herrera.
Hiendelaencina, Ortschaft im östl. Guadarramagebirge. — Mapa nac. 460 (Mitte).
Higueras, Ortschaft im Küstengebirge von Castellón de la Plana, südöstl. von Montán. — Mapa mil. 47 (Südstrand).
Hontezula s. La Hontezula.
Huérmeda, Ortschaft nordöstl. von Calatayud. — Abb. 2, 3, 14.
Huerva s. Río Huerva.
Illueca, Ortschaft nördl. von Calatayud. — Taf. I (Nord).
Imón, Ortschaft zwischen Sigüenza und Atienza. — Taf. I (West).
Jalón s. Río Jalón.
Jarque, Ortschaft nördl. von Calatayud. — Abb. 2, 3, 26.
Jiloca s. Río Jiloca.
Julian s. Barranco de San Julian.
La Almunia, Ortschaft nordöstl. von Calatayud am Rand des Ebrobeckens. — Taf. I (Nord).
La Bodera, Ortschaft im östl. Guadarramagebirge. — Abb. 36.
 s. auch Sierra de la Bodera.
La Cocha, Berg im Östl. Iber. Gebirge südöstl. von Embid. — Abb. 14, 23.
Lagueruela, Ortschaft südöstl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (östl. Kartenrand).
La Hontezula, Höhe nordnordöstl. von Aragoncillo. — Abb. 9.
La Hoz de la Vieja, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge nordnordwestl. von Montalbán. — Mapa mil. 37 (Südwest).
La Miñosa, Ortschaft im östl. Guadarramagebirge. — Abb. 35.
Las Anastasias, Höhen südl. Embid. — Abb. 14.
Las Cabezas, Höhen nordöstl. von Aragoncillo. — Abb. 9.
La Sierra, Höhe nordöstl. von Aragoncillo. — Abb. 9.
La Vilueña, Ortschaft südwestl. von Calatayud. — Abb. 2, 3.
Lechón, Ortschaft im Tertiärbecken von Calatayud, ostsüdöstl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (Ostsüdost).

- León** *), Provinzhauptstadt in Nordwestspanien. — Abb. 38.
- Los Molantejos**, Höhen im Westl. Iber. Gebirge, zwischen Daroca und Santed. — Mapa mil. 36 (Südost).
- Luco de Jiloca**, Ortschaft am Jilocafluß nördlich von Calamocha. — Mapa mil. 36 (Südost).
- Luesma**, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge am Westfuß der Sierra de Herrera. — Mapa mil. 37 (Westrand Mitte).
- Magdalena** s. Rambla de la Magdalena.
- Mainar**, Ortschaft nordöstl. Daroca unweit Villarreal. — Mapa mil. 36 (Osten).
- Majadillas**, Höhen südwestl. von Pardos. — Abb. 9.
- Malcoelnado**, Ortschaft im Norden der Provinz Sevilla.
- Manchones**, Ortschaft im Jilocatal nordwestl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (Osten).
- Manubles**, Seitenfluß des Jalón nördl. von Ateca. — Taf. I (hier ohne Namen); Mapa nac. 409 (Südwest).
- Marcos** s. Rambla de Marcos.
- Martín**, s. San Martín del Río.
- Medinaceli**, Ortschaft nordöstl. von Sigüenza. — Taf. I (West).
- Medio** s. Túnel de Medio.
- Menera** s. Sierra Menera.
- Mesones**, Ortschaft nördl. von Morés. — Taf. I (Nord).
- Miñosa** s. La Miñosa.
- Mojón Alto**, Berg in der Sierra de Aragoncillo südöstl. von Pardos. — Abb. 9.
- Molantejos** s. Los Molantejos.
- Molina (de Aragón)**, Stadt in Hesper. Ketten. — Taf. I (Südwest); Abb. 36, 37.
- Moncayo**, Hauptberg der Östl. Iber. Ketten. — Taf. I (Nord).
- Monegré**, Anhöhe nordöstl. von Mesones. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Monreal del Campo**, Ortschaft südl. von Calamocha. — Taf. I (Mitte gegen Süd).
- Montalbán**, Ortschaft am Südostende der Östl. Iber. Ketten. — Taf. I (Mitte, gegen Ost); Abb. 36, 37.
- Montán**, Ortschaft im Küstengebirge von Castellón. — Taf. I (Südosten, am Südrand).
- Monte de San Pedro**, Berg im Östl. Iber. Gebirge in der Nähe des Jalóntales. — Abb. 14.
- Monterde**, Ortschaft am Westrand der Westl. Iber. Ketten, südöstl. von Nuévalos. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Montes de Ateca**, Name für Westl. Iber. Ketten, besonders im Gebiet von Ateca.
- Montes de Toledo**, Bergzüge südwestl. von Toledo.
- Montes Universales**, Sammelname für die Gebirge südl. und südwestl. von Albaracín.
- Montseny**, Gebirge nordnordöstl. von Barcelona.
- Morena** s. Sierra Morena.
- Moreno** s. Puig Moreno.
- Morero** fälschlich für Moro.
- Moro**, Anhöhe südl. von Moros. — Mapa nac. 409 (Westen).
- Morés**, Ortschaft nordöstl. von Calatayud, im Jalóntal. — Taf. I, Abb. 2, 3, 23, 36, 39.

*) Auf S. 65 Zeile 8 von oben lies Asturien statt León.

- Murero**, Ortschaft im Jilocatal nordwestl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (Mitte, gegen Ost).
- Naharros**, Ortschaft im östl. Guadarramagebirge. — Abb. 35.
- Narcea** s. Río Narcea.
- Negro** s. Val Negro.
- Nogueras**, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge südlich von Herrera. — Mapa mil. 37 (West).
- Noguerilla**, Höhe östl. von Embid. — Abb. 14.
- Nombrevilla**, Ortschaft östl. von Daroca im Becken von Calatayud. — Mapa mil. 36.
- Nuévalos**, Ortschaft westl. der Westl. Iber. Ketten südwestl. von Calatayud. — Taf. I.
- Ocino** s. Val de Ocino.
- Ojos Negros**, Ortschaft östl. der Sierra Menera westl. von Monreal del Campo. — Mapa mil. 46 (Nordost).
- Olvega**, Ortschaft westl. d. Moncayo. — Taf. I (Nordrand).
- Onda**, Ortschaft westl. von Castellón de la Plana. — Taf. I (Südost).
- Oporto** (= **Porto**), Stadt in Portugal an der Mündung des Duero.
- Orihuela**, Ortschaft am Rand der Sierra del Tremedal nordwestl. von Albarracín. — Mapa mil. 46.
- Oviedo**, Stadt in Nordwestspanien (Asturien). — Abb. 38.
- Paniza**, Ortschaft am Westrand des Ebrobeckens nordöstl. von Daroca. — Taf. I; Abb. 36, 37.
- Paracuellos**, Ortschaft südwestl. von Morés. — Abb. 14 (Oberer Rand), 23.
- Pardos**, Ortschaft am Ostrand der Sierra de Aragoncillo. — Abb. 9.
- Pavias**, Ortschaft südöstl. Montán im Küstengebirge von Castellón. — Mapa mil. 47 (Südrand); Abb. 36.
- Pedregal**, Ortschaft in der Sierra Menera östl. El Pobo. — Mapa mil. 46 (Nordost).
- Pedro** s. Monte de San Pedro.
- Pédrola**, Ortschaft im Ebrobecken östl. von Borja. — Taf. I (Nord).
- Peña Aguila**, Felsgruppe im Manubrestal nördl. von Ateca. — Vgl. Anm. 75, S. 50.
- Peña de la Mora**, Berg am Jalóntal. — Abb. 14.
- Peñalcazar**, Ortschaft am Nordwestende der Westl. Iber. Ketten nördl. von Deza, südwestl. Ciria. — Mapa mil. 36 (Nord).
- Pico de Almenara**, Gipfel in Westl. Iber. Ketten. — Abb. 7.
- Pozzo Blanco** (= **Pozoblanco**), Ortschaft nördl. von Córdoba.
- Presa**, Ortschaft südl. Ribadeo am Südende des Ribadeo-Fjords. — Mapa mil. 3 (West).
- Puebla Tornesa**, Ortschaft im Küstengebirge nordnordöstl. von Castellón de la Plana. — Mapa mil. 47 (Südost).
- Puerto Caverro**, Gefilde nordöstlich von Huérmeda. — Mapa nac. 409 (Südost).
- Puig Moreno**, Höhe nordwestl. Alcañiz im Ebrobecken. — Taf. I (Ost); Abb. 36.
- Purroy**, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge am Jalón östl. Morés. — Abb. 23 u. 39 (Ostrand).
- Quatro Mojones** s. Cuatro Mojones.
- Rambla de la Magdalena**, Seitental des Jilocatal bei Burbáguena. — Mapa mil. 36 (Südost).
- Rambla de Marcos**, Talung in der Sierra de Gea Carbonera, südöstl. von Albarracín. — Mapa mil. 46 (Ost).

- Rambla de Valdemiedes**, Seitental des Jilocatales unmittelbar nördl. Murero. — Auf Mapa mil. 36 nicht verzeichnet.
- Rambla Valdeurera**, westl. Seitental des Jilocatals südwestl. Villafeliche. — Mapa mil. 36 (Ost).
- Riba de Santiuste**, Ortschaft am äußersten Ostende des Guadarramagebirges. — Abb. 35.
- Ribota** s. Río Ribota.
- Ricla**, Ortschaft am Jalón am Ebrobeckenrand. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Rillo de Gallo**, Ortschaft nordwestl. Molina de Aragón. — Abb. 9.
- Río Cañamares**, Fluß im östl. Guadarramagebirge. — Abb. 35.
- Río de Alcolea**, Fluß am Ostende des Guadarramagebirges. — Mapa nac. 434 (Südwest).
- Río de Carabantes**, Fluß in Westl. Iber. Ketten nordwestl. von Ateca, nordöstl. Cihuela. — Mapa mil. 36 (Mitte, gegen Nord).
- Río Huerva**, westl. Seitenfluß des Ebro, entspringt in Östl. Iber. Ketten südöstl. Daroca. — Taf. I.
- Río Jalón**, Nebenfluß des Ebro. — Taf. I; Abb. 2, 3, 14, 23, 36, 37.
- Río Jiloca**, rechter Zufluß des Jalón. — Taf. I; Abb. 20.
- Río Narcea**, Fluß in Asturien, westl. Oviedo. — Mapa mil. 3 (von Südrand-Mitte gegen Ostteil).
- Río Ribota**, linker Zufluß des Jalón. — Abb. 14.
- Rívadeo** (= Ribadeo), Stadt am Kantabrischen Meer. — Mapa mil. 3 (West).
- Romanos**, Ortschaft östl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (Ostsüdost).
s. auch Campos Romanos.
- Romera** s. Túnel de la Romera.
- Ronda** s. Serranía de Ronda.
- Royuela**, Ortschaft westl. von Albarracín. — Mapa mil. 46 (Ost).
- Rueda de la Sierra**, Ortschaft nördl. von Molina de Aragón. — Mapa mil. 36 (Süd).
- Salamanca**, Stadt in Mittelspanien, westnordwestl. Madrid. — Abb. 38.
- Saldón**, vgl. Sierra de Saldón (= Collado de la Plata).
- San Bartolomé**, Berg im Östl. Iber. Gebirge ostnordöstl. von Daroca. — Mapa mil. 36 (Ostrand).
- San Blas** s. Barranco de San Blas.
- San Julian** s. Barranco de San Julian.
- San Martín del Río**, Ortschaft südöstl. von Daroca im Jilocatal. — Taf. I, Abb. 2, 3, 20.
- Santa Bárbara**, Einsiedelei westl. von Murero. — Mapa mil. 36 (Mitte, gegen Ost).
- Santa Cruz**, Hauptgipfel der Westl. Iber. Ketten westl. von Daroca. — Abb. 7; Mapa mil. 36 (Südost).
- Santa Cruz de Noguerras**, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge südl. der Sierra de Herrera. — Mapa mil. 37 (West).
- Santed**, Ortschaft am Westrand der Westl. Iber. Ketten südwestl. von Daroca. — Abb. 7; Mapa mil. 36 (Südost).
- Saviñán**, Ortschaft am Jalón in Östl. Iber. Ketten. — Abb. 23, 39.
- Segura**, Ortschaft nordwestl. Montalbán. — Mapa mil. 37 (Südwest).
- Selas**, Ortschaft in Hesper. Ketten nordwestl. Molina de Aragón (Straße nach Sigüenza). — Mapa mil. 36 (Süd).
- Serranía de Cuenca** s. Montes Universales.

- Serranía de Ronda**, Gebirge in der Sierra Nevada westl. Málaga.
- Serrezuola**, Höhen östl. von Paracuellos im Östl. Iber. Gebirge. — Abb. 23.
- Sestrica**, Ortschaft im Östl. Iber. Gebirge nordwestl. von Morés. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Sierra** s. La Sierra; vgl. auch folgende.
- Sierra Alta**, Höhe in der Sierra de Aragoncillo. — Abb. 9.
- Sierra de Aragoncillo**, Bergzug nordwestl. von Molina de Aragón. — Mapa mil. 36 (Süd).
- Sierra de Algairén**, Berggruppe im Östl. Iber. Gebirge zwischen Jalón und Huerva. — Mapa mil. 36 (Ost).
- Sierra de Gea Carbonera** (= **Sierra del Collado de la Plata**), Bergzug südöstl. von Albarracín. — Mapa mil. 46 (Ost).
- Sierra de Guadarrama (Hauptscheidegebirge)**, Gebirgszug im zentralen Spanien. Ostende bei Riba de Santiuste.
- Sierra de Herrera**, Berg in Östl. Iber. Ketten. — Mapa mil. 37 (West).
- Sierra de la Bodera**, Höhenzug im östl. Teil des Guadarramagebirges. — Abb. 35.
- Sierra de la Demanda**, Gebirgskomplex am Nordwestende des Keltiber. Gebirges.
- Sierra de la Virgen**, Bergzug im Östl. Iber. Gebirge nördl. des Jalón. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Sierra del Collado de la Plata** s. Sierra de Gea Carbonera.
- Sierra del Tremedal**, Höhe nordwestl. von Albarracín. — Mapa mil. 46.
- Sierra de Morés**, Berggipfel westl. von Morés in Östl. Iber. Ketten. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Sierra de Saldón** s. Sierra de Gea Carbonera.
- Sierra de Valmayor**, Höhe in Westl. Iber. Ketten südl. von Ateca. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Sierra de Vicort**, Höhe in Östl. Iber. Ketten östl. von Calatayud. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Sierra Menera**, Abschnitt der Hesper. Ketten zwischen Molina de Aragón und Monreal del Campo.
- Sierra Morena**, Gebirge in Südspanien nördl. des Guadalquivir.
- Sierra Tablado**, Höhenzug südlich des Moncayo. — Mapa mil. 26 (Süd).
- Sigüenza**, Stadt in der Nähe des Ostendes des Guadarramagebirges. — Taf. I (West); Abb. 36.
- Tablado** s. Sierra Tablado.
- Tabuena**, Ortschaft im Nordosten des Östl. Iber. Gebirges. — Taf. I (Nord), Abb. 36, 37 (oben).
- Tajo**, Fluß. — Abb. 1, 36, 37, 38.
- Tarragona**, Stadt an der Mittelmeerküste in Nordostspanien. — Abb. 38.
- Tartanedo**, Ortschaft nördl. Molina de Aragón. — Taf. I.
- Terrer**, Ortschaft südwestl. von Calatayud. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Teruel**, Provinzhauptstadt in Ostspanien. — Taf. I (Mitte, unten); Abb. 36, 37, 38.
- Toledo**, Stadt in Mittelspanien, südl. von Madrid. — Abb. 38.
s. auch Montes de Toledo.
- Torralba (de Ribota)**, Ortschaft nördl. von Calatayud am Rand des Tertiärbeckens. — Mapa mil. 36 (Mitte, gegen Nordost).
- Torrelapaja**, Ortschaft südl. Ciria. — Mapa mil. 36 (Nord).
- Torremocha del Pinar**, Ortschaft westnordwestl. Molina de Aragón. — Taf. I (Südwest); Abb. 9.

- Torres**, Ortschaft nordwestl. Albarracín. — Mapa mil. 46 (Ost).
- Torrijo**, Ortschaft nordwestl. Calatayud. — Taf. I (Nord).
- Traz oz Montes**, Landschaft in Nordportugal.
- Tremedal** s. Sierra del Tremedal.
- Túnel de la Romera**, Tunnel im Jalóntal, westl. Ateca, — Mapa nac. 437 (Nordwest).
- Túnel de Medio**, wie Túnel de la Romera.
- Utrillas**, Ortschaft südwestl. Montalbán. — Mapa mil. 37 (Südwest).
- Valconchán**, Ortschaft in Westl. Iber. Ketten, südwestl. Daroca. — Mapa mil. 36 (Südost).
s. auch Barranco de Valconchán.
- Val de la Casa**, Tal südl. der Sierra de Herrera. — Mapa mil. 37 (West).
- Valdelamata**, Paß an der Straße Aluenda-El Frasno. — Abb. 23.
- Valdemiedes** s. Rambla de Valdemiedes.
- Val de Ocino**, Talung zwischen Fombuena und Luesma im Östl. Iber. Gebirge. — Auf Mapa mil. 37 (West) nicht verzeichnet.
- Valderregata** s. Barranco de Valderregata.
- Valdesantos** s. Barranco de Valdesantos.
- Valdeurera** s. Rambla Valdeurera.
- Valmayor** s. Sierra de Valmayor.
- Val Negro**, Tal zwischen Fombuena und Luesma im Östl. Iber. Gebirge. — Auf Mapa mil. 37 (West) nicht verzeichnet.
- Valtorres**, Ortschaft zwischen Ateca und La Vilueña südwestl. von Calatayud. — Mapa mil. 36 (Mitte).
- Veguilla** s. Camino de la Veguilla.
- Venta de Alvarés** (richtig **Venta de Campo Alavés**), Niederlassung im Campo Alavés.
- Venta de Daroca**, Niederlassung am Weg Valconchán-Santed in Westl. Iber. Ketten. — Mapa mil. 36 (Südost).
- Venta de Valencia**, Niederlassung in der Nähe der Ortschaft Romanos. — Auf Mapa mil. 36 (Ost) nicht verzeichnet.
- Vicort** s. Sierra de Vicort.
- Villafamés**, Ortschaft nördl. Castellón. — Taf. I (Südost); Abb. 36.
- Villafeliche**, Ortschaft an der Jiloca zwischen Calatayud und Daroca. — Taf. I; Abb. 2, 3.
- Villamalur**, Ortschaft westl. Onda. — Mapa mil. 47 (Südrand, Mitte).
- Villanueva (de Jalón)**, Ortschaft am Jalón zwischen Morés und Ricla. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Villanueva de Jiloca**, Ortschaft nordwestl. San Martín. — Abb. 20.
- Villarreal**, Ortschaft am Ostrande des Beckens von Calatayud, nordöstl. Daroca. — Taf. I.
- Villarroya**, Ortschaft nordnordwestl. von Calatayud. — Mapa mil. 36 (Nordost).
- Virgen** s. Sierra de la Virgen.
- Virgen de Herrera** s. Sierra de Herrera.
- Zamora**, Stadt in der Dueroniederung. — Abb. 38.
- Zaragoza**, Stadt am Ebro. — Abb. 1 und 38.

Erläuterungen zur Übersichtskarte des Paläozoikums der Keltiberischen Ketten.

Die Übersichtskarte soll die Tektonik der Keltiberischen Ketten und hierbei vor allem den inneren Bau der Grundgebirgsvorkommen wenigstens in groben Zügen zur Darstellung bringen.

Sie gründet sich, was die Struktur der paläozoischen Gebiete anbelangt, auf die eigenen Untersuchungen. Bei der Abgrenzung des Deckgebirges wurden eigene Beobachtungen mit solchen GERHARD RICHTER'S in den Gebieten nördlich des Jalónflusses und solchen KARL HAHNE'S im Randbereich des Ebrobeckens zwischen Montalbán, Alcañiz und Morella kombiniert*). Auch die Karte DE REIMS'**) vom südlichen Aragonien wurde benutzt und für jene Areale, von denen keine neue Untersuchungen vorliegen, der Mapa geológico de España 1:400 000. —

Dem Zwecke der Karte entsprechend ist die Gliederung der dargestellten Schichtsysteme vor allem nach tektonischen Gesichtspunkten getroffen. So wurde in Rücksicht auf den großen tektonischen Schnitt im Deckgebirge, der durch die zwischen Alt- und Jungtertiär erfolgte saxonische Hauptfaltung bewirkt wird, das Mesozoikum mit dem Alttertiär zu einer Einheit zusammengezogen, das Jungtertiär mit dem Diluvium.

So gibt das Kartenbild die tektonische Großgliederung des Gebietes: die gelb eingefärbten Räume sind die jungen, bis auf gewisse Randzonen von orogener Einwirkung seit ihrer Bildung sozusagen unberührt gebliebenen „Becken“; die rötlich gefärbten Bereiche sind die Hauptschauplätze der saxonischen Tektonik; in den paläozoischen Arealen zuletzt gewinnt man Einblick in den alten variscischen Bau. —

Wir erkennen drei größere, heute voneinander getrennte Jungtertiärbecken: im Nordosten der Karte das Ebrobecken, im Nordwesten das Becken von Almazán als Vorstülpung des Duerbeckens, in der Mitte einen schmalen, von Calatayud nach Da-

*) Bestens danke ich den genannten Herren für die Freundlichkeit, mit der sie mir die Ergebnisse ihrer Untersuchungen zur Verfügung stellten.

**) In „Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon.“ Lille 1898.

roca und weiter gegen Teruel ziehenden Streifen: das Becken von Calatayud-Teruel.

Die zwischen diesen Becken herausragenden Gebiete älteren Gebirges sind Schwellenzonen aus miozäner Zeit, die zum Teil seither ständig Abtragungsgebiete waren, zum Teil allein im Pontikum von neuem, heute wieder fortgeräumtem Sediment überdeckt wurden.

Die mesozoisch-alttertiären Gebietsräume, die Schauplätze der saxonischen Tektonik Keltiberiens, sind mannigfach disloziert. Im Kartenbild erkennt man nur die Großzüge dieser jungen Tektonik: die Zonen alten Gebirges sind die Kerne besonders hoher saxonischer Aufwölbungen. Eine Anzahl solcher Achsenzüge ist erkennbar: die Iberischen Ketten beiderseits des Beckens von Calatayud, gegliedert in die beiden Stränge der Östlichen und Westlichen Iberischen Ketten; zwei Aufwölbungszonen südwestlich davon, zwischen Sigüenza und Teruel, nicht so geschlossen wie die Iberischen Ketten, vielmehr in einzelne stärkere Sättel zerlegt; am Westrand der Karte deutet sich das Guadarramagebirge als südwärts bewegter saxonischer Sattel an; und zuletzt finden sich einzelne, schmale paläozoische Streifen im Küstengebirge von Castellón in der Südostecke der Karte, zwei verschiedenen saxonischen Faltungsrichtungen folgend. —

Die Struktur des Grundgebirges mußte als engeres Problem eingehender dargestellt werden. Dementsprechend wurde eine feinere stratigraphische Gliederung durchgeführt, wobei aber auch hier vor allem Rücksicht auf die Bedürfnisse der Tektonik zu nehmen war.

So wurde das Kambrium in vier Abschnitte geteilt, und dabei wurde das Obere Unterkambrium mit dem Mittelkambrium zusammengezogen, um die Schuppenstruktur nordöstlich von Calatayud zum Ausdruck bringen zu können.

Beim Silur des paläozoischen Vorkommens nordwestlich Albarracín wurden die dort sehr verbreiteten Quarzite, die wohl zum Teil dem tiefsten Obersilur angehören, beim Untersilur belassen.

Die dem Alter nach nicht eindeutig geklärten Schichten im Küstengebirge von Castellón und des Puig Moreno nordwestlich von Alcañiz wurden als „fragliches Devon bzw. Unterkarbon“ mit besonderen Signaturen versehen. —

Die tektonische Großgliederung des keltiberischen Grundgebirges ergibt sich durch eine Synthese der Einzelvorkommen. Im Südwesten erkennt man in den Hesperischen Ketten und im

östlichen Guadarramagebirge eine Zone silurischer Bildungen mit einem ihr eingefügten Devonvorkommen bei Imón; diese Zone ist durch ihre relativ jungen Gesteine als „Hesperische Muldenzone“ charakterisiert. Von ihrem Kern aus gegen Westen werden im östlichen Guadarramagebirge die Schichten wieder älter; aber leider fehlen weiter gegen Südost Aufschlüsse, um den Westrand der Muldenzone in seinem weiteren Verlauf erkennen zu können. Auf der Nordostseite der Muldenzone heben sich die Schichten in breiter Front allgemein heraus bis zur Linie Aranda-Morés-Codos-Villarreal östlich des Beckens von Calatayud: sie steigen an zum „Keltiberischen Hauptsattel“. Östlich davon findet sich wieder eine Zone mit jüngeren Gesteinen, und zwar mit Oberkambrium, Silur und Devon: die „Ostiberische Muldenzone“. Es ist zu bemerken, wie in derselben gegen Südost zu die Schichten stetig jünger werden, indem sich die Mulde ständig vertieft. Man möchte auch die paläozoischen Vorkommen des Küstengebirges von Castellón der Ostiberischen Muldenzone zurechnen.

Die Grenze zwischen den alten Schichten des Keltiberischen Hauptsattels und denen der Ostiberischen Muldenzone ist eine bedeutsame Störungslinie. Deckenförmig greift tiefstes Unterkambrium auf die jüngeren Schichten über längs weiter Überschiebungsfläche, deren Außenrand von Aranda gegen Villarreal zieht. Zwischen Villarreal und Badules wie auch bei Aranda und stellenweise bei Morés liegt zwischen dem überschiebenden Unterkambrium und dem überschobenen Silur und Oberkambrium ein Zwischensystem von Mittel- und hohem Unterkambrium, dessen Basis ebenfalls eine flache Überschiebung darstellt. Auch bei Daroca und San Martín finden sich deckenmäßige Überschiebungen, und diese bilden selbst flache Sättel und Mulden*).

Charakteristisch für die variscische Tektonik des nordöstlichen Keltiberiens sind also Deckenüberschiebungen von regionaler Ausdehnung. Sie stempeln das Grundgebirge der Iberischen Ketten zu einem Deckengebirge. —

Wie die auf der Karte eingetragenen Fallzeichen andeuten, ist die tektonische Bewegung in den Iberischen Ketten gegen Nordost gerichtet, im östlichen Guadarramagebirge, soweit die Untersuchungen reichen, gegen Südwest. In den Hesperischen Ketten liegt eine Zone wenig ausgeprägter Bewegungstendenz vor.

Allgemeinere Gesichtspunkte veranlassen dazu, in dem Gegen-

*) Bei dem kleinen Maßstab der Karte konnten sie nicht deutlich zum Ausdruck gebracht werden.

satz der Bewegungsrichtung eine Scheitelung zu sehen und das Deckengebirge der Iberischen Ketten den Rheniden, das Grundgebirge der Guadarrama und von Teilen der Hesperischen Ketten den Gondwaniden zuzurechnen. — —

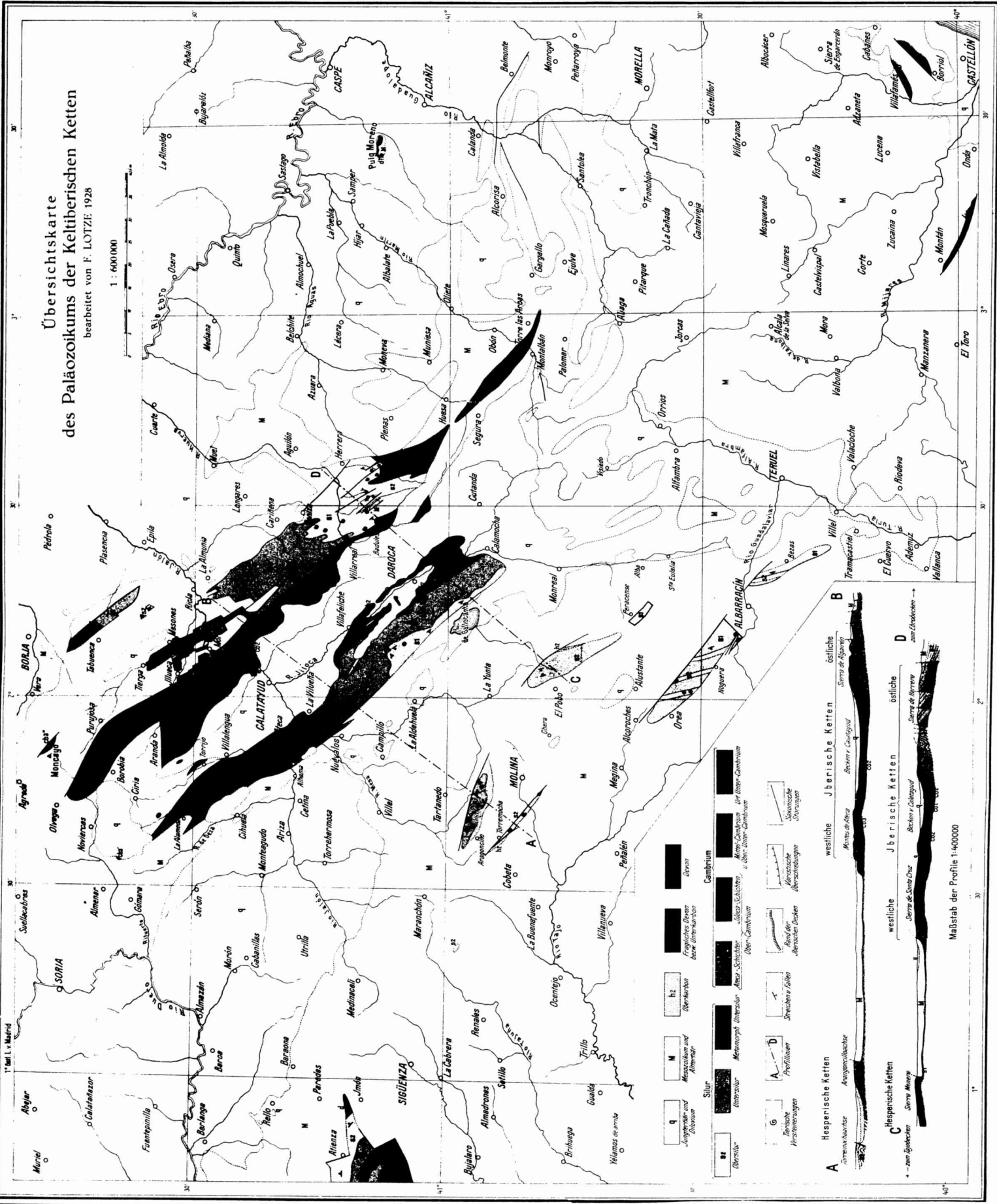
Anzuführen ist noch, daß die einzelnen Teile der Karte ungleichwertig sind. Die im Verhältnis zur Größe der Räume beschränkte Zeit zwang dazu, auf eine systematische Gesamtaufnahme zu verzichten. So müssen einzelne Abschnitte, z. B. östlich von Tabuena, zwischen Codos und Cariñena, als erst roh erforscht bezeichnet werden und bedürfen noch der Nachprüfung. Immerhin scheint mir das Beobachtungsnetz eng genug und die Untersuchung prinzipiell bedeutsamer Gebietsabschnitte detailliert genug, um annehmen zu dürfen, daß im Fortschritt der Untersuchungen das gegebene Schema wohl weiterentwickelt wird, nicht aber in wesentlichen Punkten geändert zu werden braucht.

Einige Druckfehler sind zu verbessern: das Gebiet zwischen Tierga und Mesones nordnordöstlich von Calatayud hat die Farbe des Mittelkambriums zu tragen, der kleine gelbe Fleck östlich von El Pobo (südöstlich von Molina) die des Mesozoikums.

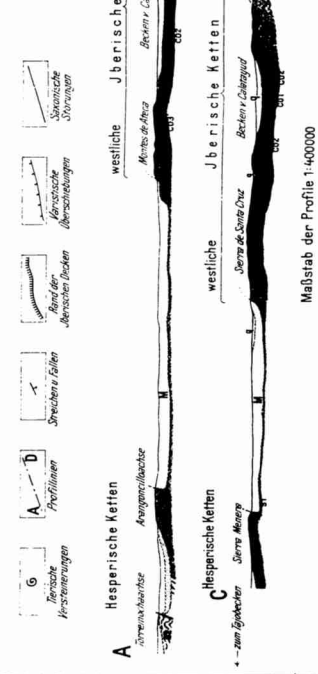
Übersichtskarte des Paläozoikums der Keltiberischen Ketten

bearbeitet von F. LOTZE 1928

1 : 600 000



- Siur**
- q Jungtertiär und Quartär
 - M Mesozoikum und Alttertiär
 - h2 Oberhercynisch
 - h1 Fragliches Devon bzw. Unterhercynisch
- Siur**
- U Unterhercynisch
 - M Mesozoikum
 - U Oberhercynisch
 - U Unterhercynisch
- Siur**
- U Unterhercynisch
 - M Mesozoikum
 - U Oberhercynisch
 - U Unterhercynisch
- Siur**
- U Unterhercynisch
 - M Mesozoikum
 - U Oberhercynisch
 - U Unterhercynisch



Maßstab der Profile 1:400 000

Erläuterungen
zu den Bildern der Tafeln II—XVII.

Tafel II. Zur Deckentektonik bei Sn. Martín.

Abb. 45. Westflanke des Deckensattels von Sn. Martín.

Blickrichtung gegen Nord; links ist West, rechts Ost.

Die dem Berghang aufgesetzten felsigen Wände bestehen aus Ribotadolomit, die weichen Hänge unter ihnen aus Schichten des Mittel- und höchsten Unterkambriums. Die Unterkante der Ribotadolomite ist eine Überschiebung. Man erkennt das flache westwärtige Einfallen derselben. Gegen rechts ist eine runde Ribotadolomitscholle durch die Erosion von der Hauptmasse als tektonische Klippe abgetrennt.

Abb. 46. Inneres des Deckensattels von Sn. Martín.

Blickrichtung gegen Nord; links ist West, rechts Ost.

Im Hintergrund rechts die Ribotadolomitklippe des vorigen Bildes. Man erkennt deutlich, daß sie von der Hauptmasse links durch die Erosion vollständig abgetrennt ist. Die flach-deckenhafte Natur der Überschiebung ist offensichtlich.

Im Vordergrund ist das Einfallen der Schichten (hier Darocaquarzite) des vom Ribotadolomit überschobenen Systems zu sehen. Die Schichten setzen in gleicher Lagerung bis unter die Ribotadolomite des Hintergrunds fort. In dem winkligen Abstoßen der ostwärts einfallenden Schichten des liegenden Systems gegen die flachlagernden Dolomite des hangenden zeigt sich das Bild einer tektonischen „Diskordanz“.

Vgl. zu Abb. 45 und 46 auch den Westteil von Profil 1 der Abbildung 17 (Seite 182).

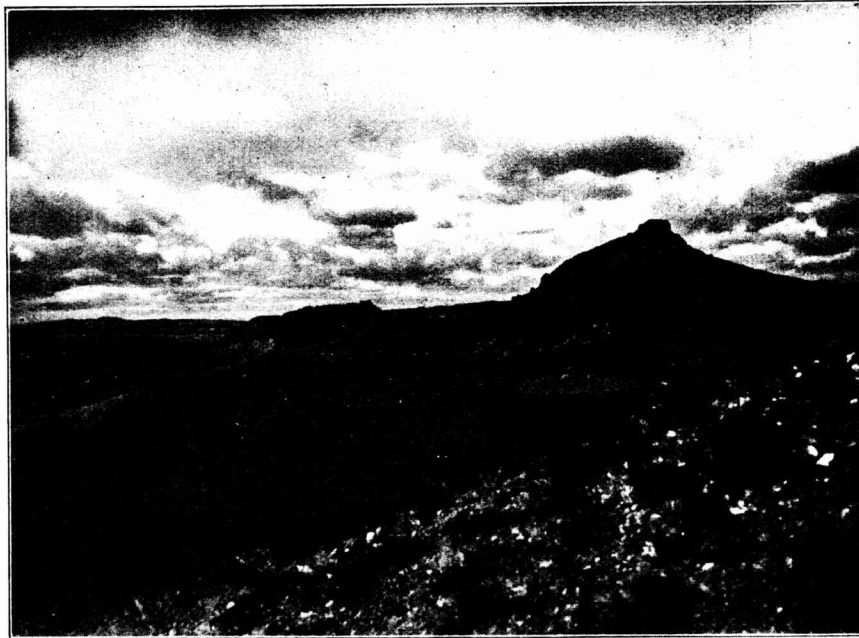


Abb. 45.

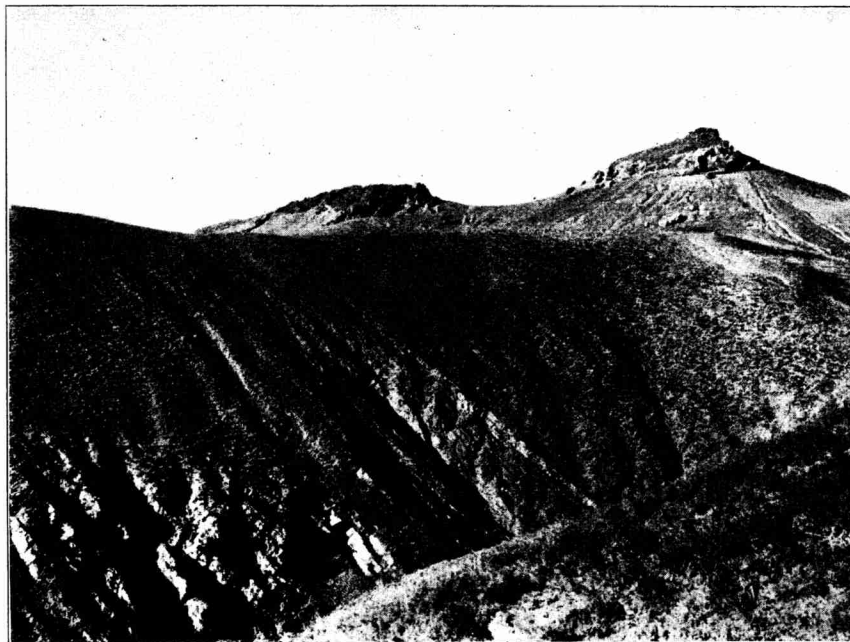


Abb. 46.

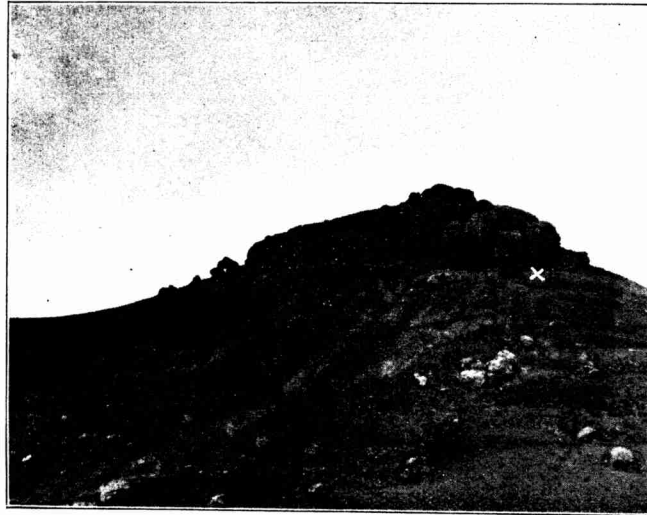


Abb. 47.

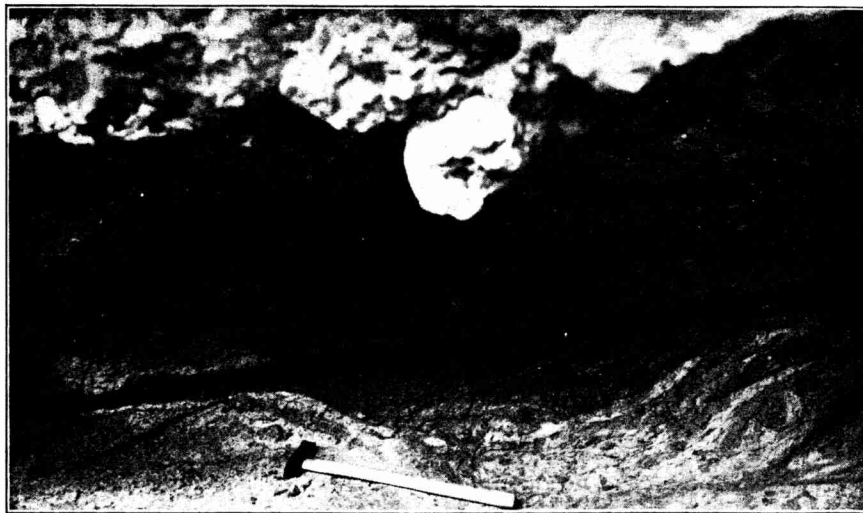


Abb. 48.

Tafel III. Zur Deckentektonik bei Sn. Martin.

Abb. 47. Klippe von Ribotadolomit im Deckensattel von Sn. Martin.

Nahansicht der auch in Abb. 45 und 46 kenntlichen Dolomitklippe; links ist West, rechts Ost.

An der Basis der Dolomite liegt ein feiner Gesteinsmylonit, der infolge seiner geringen Widerstandsfähigkeit gegen Denudation leicht ausgewaschen wird und so zu nischenförmigen Höhlen Anlaß gibt. Eine solche ist als dunkler Streif an der mit \times bezeichneten Stelle erkennbar. Bei fortschreitender Verwitterung brechen die Höhlen ein, und der Dolomit zerfällt in grobe Blöcke (linker Rand der Klippe).

Abb. 48. Teilansicht der Deckenüberschiebung an der Basis der Ribotadolomitklippe.

Das Bild ist aufgenommen an der in Abb. 47 mit \times bezeichneten Stelle. Links ist West, rechts Ost.

Die vorspringenden (infolgedessen unscharfen) hellgefärbten Gesteine am oberen Bildrand sind Ribotadolomite. Darunter liegt feiner Gesteinsmylonit, in dessen Mitte als dunkles, gradliniges Band die Hauptbewegungsbahn deutlich erkennbar ist, unterhalb welcher sich im Mylonit wellenförmige Fliesstrukturen zeigen.

Länge des Hammerstiels: 40 cm.

Tafel IV. Zur Deckentektonik bei Sn. Martin.

Abb. 49. Mylonitisierter Ribotadolomit auf der Westflanke des Deckensattels von Sn. Martin.

Der Ribotadolomit oberhalb der Überschiebung zeigt brekziöse Ausbildung. Er ist in einzelne eckige Brocken aufgelöst; besonders in der Nähe des rechten Bildrandes ist dieses deutlich.

Länge des Hammerstiels: 40 cm.

Abb. 50. Mylonitlager unter der Ribotadolomitdecke auf der Ostflanke des Deckensattels von Sn. Martin.

Während auf der Westseite des Sattels nur geringmächtiger Mylonit unter dem Ribotadolomit liegt (vgl. Abb. 48), häuft sich derselbe auf der Ostseite des Sattels zu mächtiger Linse.

Leider gibt das Bild den wirklichen Eindruck nur unvollkommen wieder, da die durch die lebhaften Farben der Gesteine hervorgerufenen Kontraste nicht in Erscheinung treten. An einzelnen Stellen des Bildes ist eine Art Wirbelstruktur im Mylonit angedeutet.

Nach oben beginnt sich das Gestein zu ordnen und horizontale Lagerung anzunehmen. Die am oberen Rand des Bildes erkennbaren Bänke stellen Ribotadolomite dar.

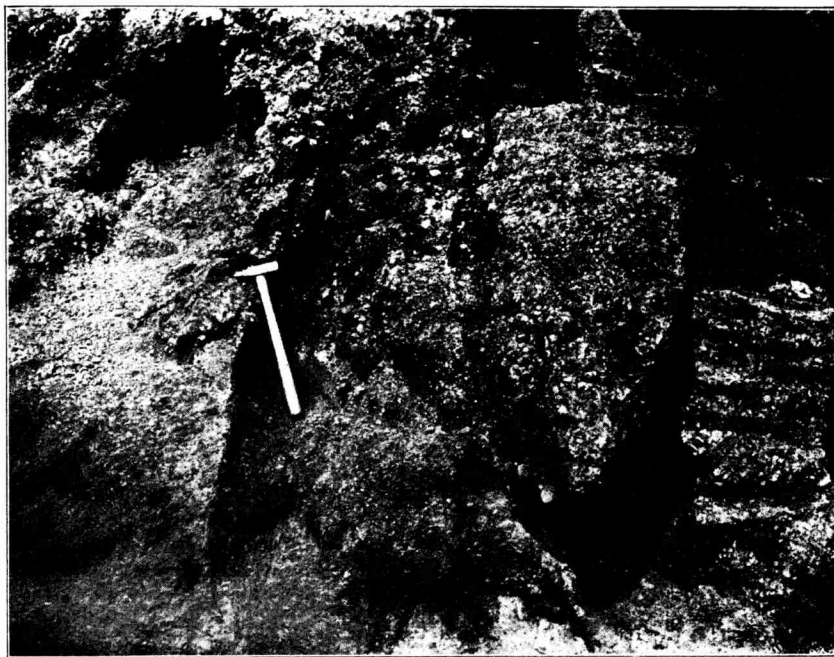


Abb. 49.

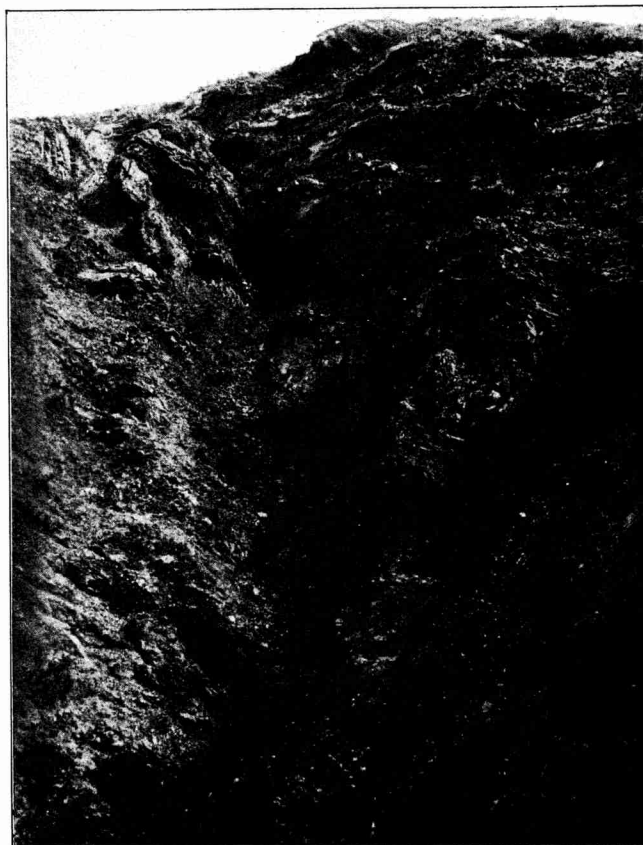


Abb. 50.



Abb. 51.

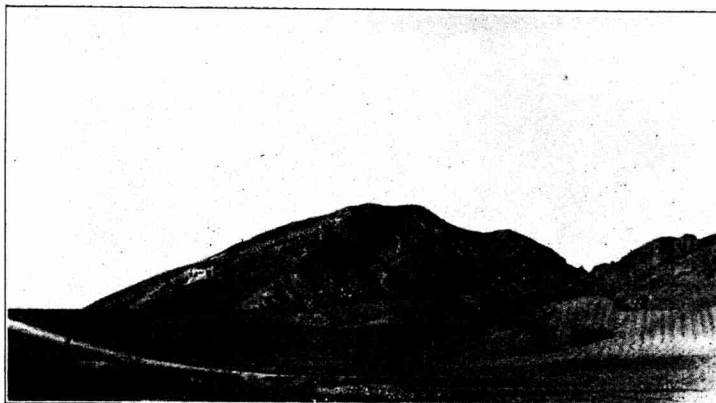


Abb. 52.

Tafel V. Zur Deckentektonik bei Sn. Martin.

Abb. 51. Auf der Ostseite des Deckensattels von Sn. Martin.
Blickrichtung gegen Südost; links ist Nordost, rechts Südwest.

Eine Verbindungslinie der beiden am linken und rechten Bildrand verzeichneten \times gibt die Lage der Überschiebungslinie an. Dieselbe fällt infolge einer kleinen Spezialaufsattelung gegen Südwest ein, biegt aber außerhalb der beiden Bildränder bald zu ostwärtigem Einfallen um, wie es für die Ostflanke des Deckengroßsattels das normale ist.

Oberhalb der Überschiebung stehen die Schichten (Ribotadolomitbänke, 3 in der Abbildung) steil. Man erkennt die ausstreichenden Schichtköpfe. Unten stoßen sie mit ihrer Stirn gegen die Überschiebungslinie. Unterhalb der letzteren findet sich zunächst eine geringermächtige Mylonitzone (in der Abbildung mit 2 bezeichnet), darunter liegen horizontal mittelkambrische Murerschichten (1 der Abbildung).

Abb. 52. Spezialschuppung in der Ribotadolomitdecke bei Sn. Martin.

Blick gegen Nordnordost; links Westnordwest, rechts Ostsüdost.

Der Berg im Hintergrund ist deutlich gegliedert. Man erkennt zwei Felswände mit einer zwischengeschalteten Zone milderer Gesteine, die einen weicheren Hang und rechts des Berghauptgipfels eine deutliche Senke bilden. Die beiden Felswände bestehen aus Ribotadolomit, die Zwischenzone stellt Huérmedaschiefer dar. Der letztere ist das normale Hangende der unteren Dolomitmasse; zwischen ihm und der hangenden Dolomitmasse liegt eine Überschiebungsbahn, deren flaches Einfallen gegen West sich auf der Abbildung erkennen läßt.

Vergl. hierzu Profil 4 und 5 in Abb. 19 (S. 187).

Tafel VI. Zur Deckentektonik bei Daroca.

Abb. 53. Eintauchender Ribotadolomit auf dem Ostflügel des Deckensattels von Daroca.

Blick gegen Nordnordost; links Westnordwest, rechts Ostsüdost.

Eine Verbindungslinie der drei \times ergibt die Überschiebung des Ribotadolomits auf der Ostseite des Deckensattels. Die Schichten im Vordergrund bis zur Überschiebungslinie gehören als Inneres des Deckensattels (Fenster) dem Mittelkambrium an. Die niedrigen Felswände unmittelbar östlich des Überschiebungsrandes sind Ribotadolomite; sie fallen gegen Osten ein. Unmittelbar unterhalb der Dolomite ist das Gestein mylonitisiert und bildet infolgedessen eine morphologisch deutlich ausgeprägte Senke.

Vgl. hierzu den Ostteil von Abb. 22 (Seite 191).

Abb. 54. Mit Harnisch bekleidete Basisfläche des überschobenen Ribotadolomits auf der Ostseite des Deckensattels von Daroca.

Links ist West, rechts Ost.

Spezialbild der Ribotadolomitüberschiebung der Abb. 53. Die Aufnahme stammt von einer Stelle zwischen dem mittleren und dem rechten \times dieser Abbildung.

Der Dolomit ragt als Felswand hervor; der feine Gesteinsmylonit unter ihm ist abgetragen, sodaß die Unterfläche des Dolomits weithin entblößt ist. Stellenweise hat sich eine tiefe Furche gebildet, die sich im Bild durch den dunklen Schatten kennzeichnet. Man erkennt das steile Einfallen gegen Ost und die Glättung der Unterfläche.

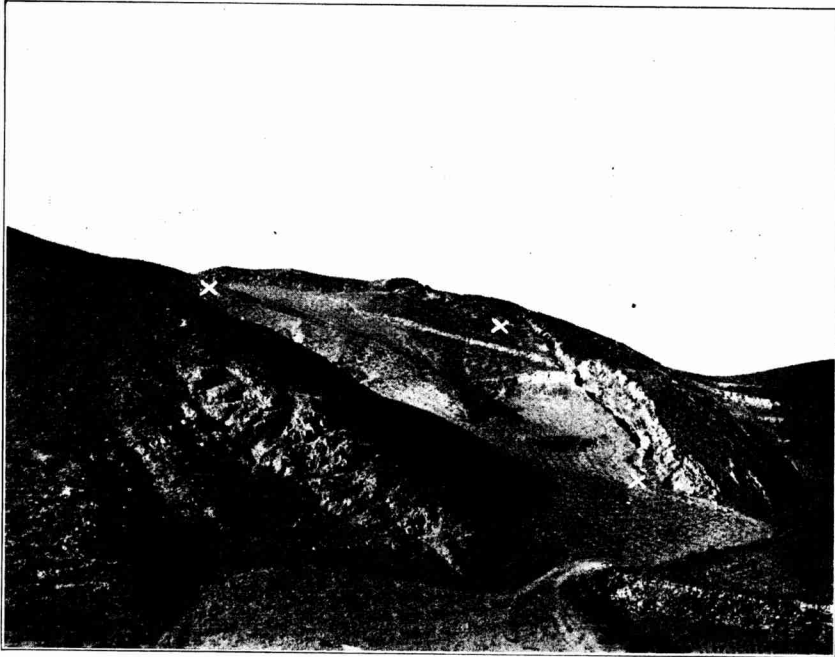


Abb. 53.

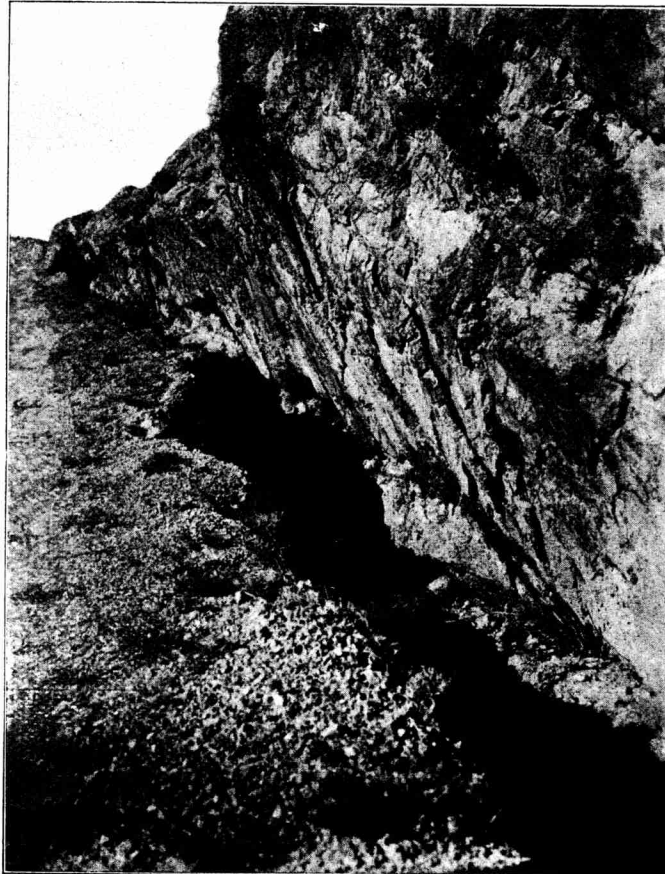


Abb. 54.

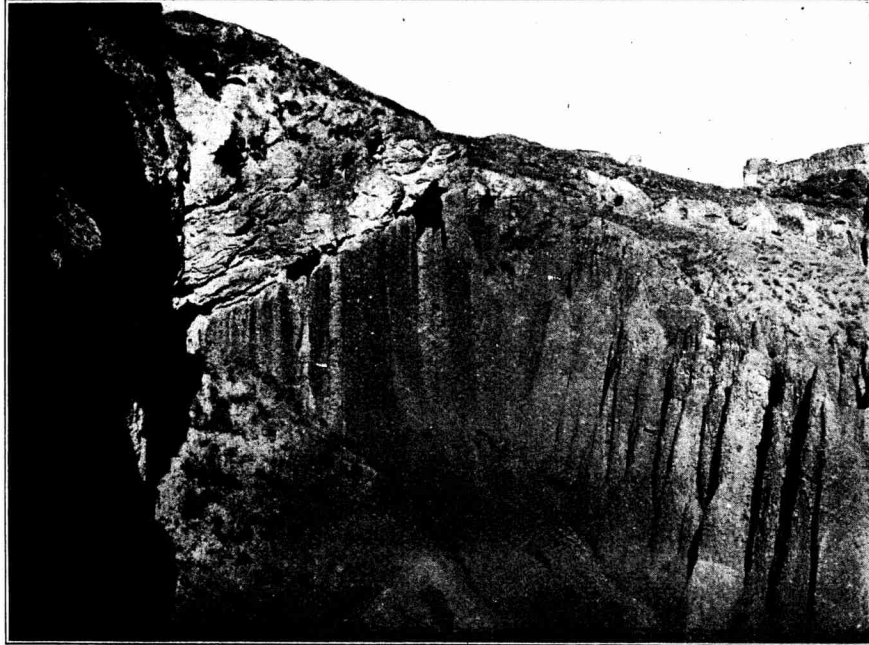


Abb. 55.

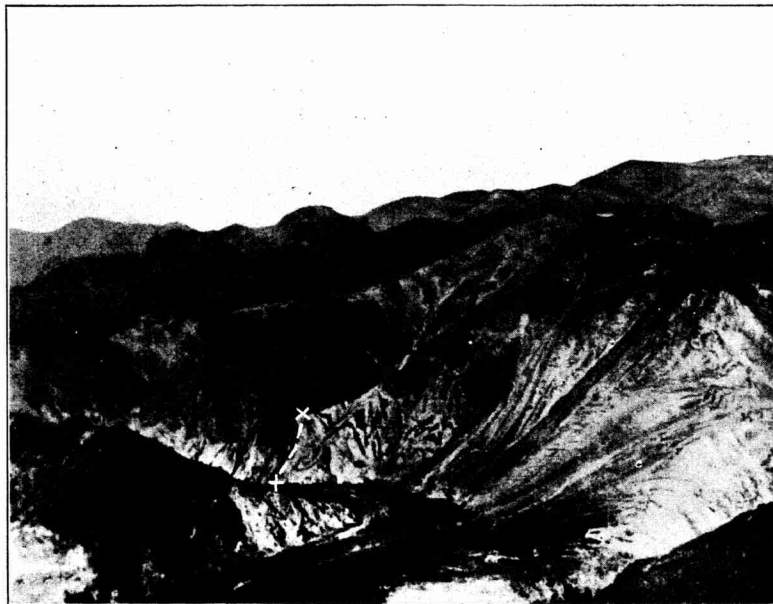


Abb. 56.

Tafel VII.

Abb. 55. Pseudoüberschiebung von Ribotadolomit auf Tertiär bei Daroca.

Die Gesteine im Bildabschnitt links oben sind Ribotadolomite. Diese liegen längs einer unter 40° geneigten, geraden Fläche auf tertiärem Schutt, der den Hauptteil des Vorder- und Mittelgrundes einnimmt.

Das Bild erweckt den Eindruck einer Überschiebung der Ribotadolomite auf das Tertiär. In Wirklichkeit hat man es mit tertiärer Sedimentation in Nischen unter überhängenden Dolomithängen zu tun. Die Nischen entstanden zur Tertiärzeit durch Forträumung des primär den Dolomit unterlagernden weichen Mylonits (vgl. Abb. 54).

Abb. 56. Zur Schuppungstektonik der Östlichen Iberischen Ketten: Blick in das Jalóntal nordnordwestlich von Huérmeda.

Blickrichtung Nordnordost; links Westnordwest, rechts Ostsüdost. Das Bild ist aufgenommen von der Höhe westnordwestlich von Huérmeda.

Die zebraartig gestreiften Gesteine in der Bildmitte bei der hinteren Flusschlinge stellen Bunte Jalónschichten dar. Dieselben fallen hier ziemlich steil gegen Westsüdwest ein. Gegen Ost legen sie sich flach, wie in der Mitte des rechten Bildrandes angedeutet ist. Sie werden in den dunklen Partien der Gipfelregion der Höhe am rechten Bildrand von Ribotadolomit normal überlagert.

Gegen Westen grenzen die Bunten Jalónschichten längs der durch die Verbindungslinie der beiden \times angezeigten Störung an steil westwärts einfallende Embider Schichten, die auf die Jalónschichten aufgeschoben sind. Auch die Höhe im Vordergrund links (Peña de la Mora) wird von Embider Schichten gebildet.

Tafel VIII.

Abb. 57. Zur Tektonik des östlichen Guadarramagebirges: Schieferung und Quarzgänge im Cañamarestal bei Atienza.

Links ist Nordnordwest, rechts Südsüdost. Das Bild ist aufgenommen unmittelbar südlich von La Miñosa.

Die sehr stark durchgeschieferten Schichten fallen mittelsteil gegen Nord. Eingelagerte Quarzgänge folgen der Schieferung. Sie haben zum Teil linsenartige Form. In dem Einfallen der Schieferung und der Quarzgänge prägt sich die südwärtige tektonische Bewegungstendenz dieser Gebiete aus.

Abb. 58. Wulstige Oberfläche einer Quarzitplatte auf den Jilocaschichten.

Für die Jilocaschichten sind Quarzitbänke mit *Bilobites* ähnlichen Wülsten und „Kriechspuren“ charakteristisch.

Zum Teil handelt es sich hierbei auch um einfache Sedimentationsformen.

Länge des sichtbaren Hammerstiels: 34 cm.



Abb. 57.



Abb. 58.



Abb. 59.



Abb. 60.

**Tafel IX. Zur Kleintektonik des keltiberischen
Grundgebirges.**

Abb. 59. Kluftsysteme in kambrischen Quarziten westlich von Ateca.

Von der Bildecke links unten zu der rechts oben zieht ein System von „Fiederspalten“. Jede einzelne Fieder ist ihrerseits wieder gefiedert. Ein zweites System von Rissen geht in diagonaler Richtung von links oben nach rechts unten.

Länge des Hammerstiels: 50 cm.

Abb. 60. Disharmonische Fältelung in kambrischen Quarziten bei Huérmeda.

Während die höheren Quarzitbänke im Hintergrund links oben keine Faltung zeigen, stellt sich in den Bänken der Bildmitte feine Wellung ein. Hierbei ist zu bemerken, daß die Wellen der dünneren Bänkchen eine größere Amplitude haben als die der eingeschalteten dickeren.

Auf der Abbildung ist links West, rechts Ost.

Tafel X. Zur saxonischen Tektonik Keltiberiens.

Abb. 61. Abtauchendes Muschelkalkgewölbe im Triasgraben bei Morés.

Blick gegen Südost; links Nordost, rechts Südwest. Im Vordergrund das Jalóntal. Die Ortschaft am rechten Bildrand jenseits der Jalónbrücke ist Morés.

- 1 = Carñiolas,
- 2 = Keuper,
- 3 = Muschelkalk,
- 4 = Buntsandstein.

Der Muschelkalk bildet die höchsten Höhen. Er zieht über die Berggrate links auf den Vordergrund zu, biegt hier um und schwingt sich dann, dem Gipfel folgend, nach rechts zurück. Begleitet wird er von einem weiche Hänge bildenden Band von Keupermergeln, an die sich in einzelnen Felsen Carñiolasdolomite anlehnen. Auf der rechten Bildseite bilden letztere einen bei Morés beginnenden Felszug. Auch am linken Bildrand findet sich ein kleineres Carñiolasvorkommen (1).

Die Schichten ordnen sich zu einem Gewölbe, in dessen Kern bei 4 Buntsandstein — die im Hintergrund sichtbare Senke von El Frasnó bildend — liegt. Nach vorn, zum Jalóntal zu, taucht das Gewölbe axial sehr schnell ab, sodaß zunächst der Buntsandstein verschwindet, dann aber auch der zungenförmig vorgreifende Muschelkalk in die Tiefe setzt. Man erkennt in der Bildmitte das umlaufende Streichen und sehr steile Einfallen der Muschelkalkbänke im Gewölbeinnern.

Vgl. Profil 12 und 13 auf S. 271. Es ist zu beachten, daß hier gegenüber Abb. 61 Ost und West vertauscht sind.

Abb. 62. Flache Zerrungklüfte in einer Kalkbank im Triasgraben von Murero.

Auf dem Bild ist links Nordost, rechts Südwest. Parallel zu einer flachen Verwerfung, die außerhalb des rechten Bildrandes liegt, verlaufen flache Zerrsprünge, an denen, wie an den beiden mit \times bezeichneten Stellen ersichtlich ist, die Schichten jeweils um einige Zentimeter nach Südwest abgesunken sind. In der Tendenz stimmt diese Kleintektonik mit der Großtektonik überein.

Länge des Hammerstiels: 40 cm.

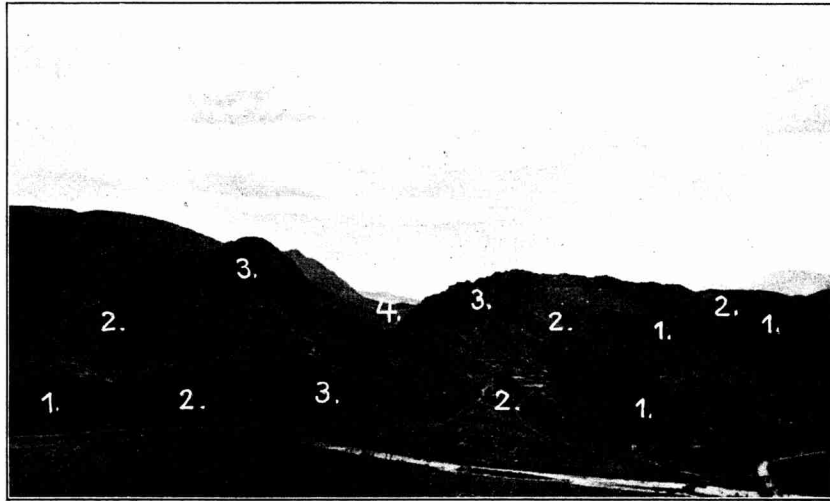


Abb. 61.



Abb. 62.



Abb. 63.

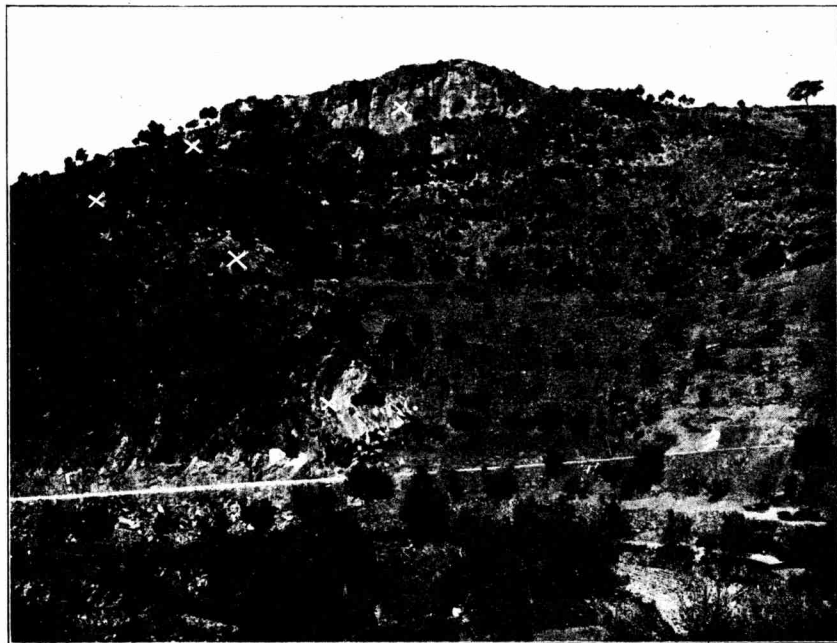


Abb. 64.

Tafel XI. Zur saxonischen Tektonik Keltiberiens.

Abb. 63. Ansicht der Westrandflexur der Westlichen Iberischen Ketten nördlich des Jalón.

Blick von den Cuatro Mojones ost-südöstlich von Alhama de Aragón gegen Nordwesten. Links ist Südwest, rechts Nordost.

1. Paläozoikum,
2. Buntsandstein,
3. Muschelkalk,
4. Keuper,
5. Kreide.

An gleichförmiger Flexur sinkt das Paläozoikum gegen Südwest ein. Der Muschelkalk (3) bildet einen Felsgrat, der, wie das Bild zeigt, in gerader Linie vom Jalóntal im Vordergrund links bis in weite Ferne durchzieht. Auf seiner linken Seite wird er von einer von Keupermergeln gebildeten Senke begleitet, an die sich nach West, einzelne Plateaus bildend, Kreide anlegt.

Beachtenswert ist die Morphologie. Die paläozoischen Schichten bilden sanfte, wellige Hügel, die mesozoischen Kalke Felszüge. Die Gipfelflur der paläozoischen und mesozoischen Höhen stellt ein ebenes Plateau dar, das durch jüngere Erosion zertalt ist. Über das Plateau ragt im Hintergrund rechts als deutliche Höhe der Alto Cruz hervor.

Da sich auf der Einebnungsfläche an verschiedenen Stellen pontische Ablagerungen finden, stellt sie die Peneplain der jungtertiären Zeit dar, während im Alto Cruz schon zu miozäner Zeit ein Gebirge bestand.

Abb. 64. Westflanke des Sattels von Higuera im Küstengebirge von Castellón de la Plana.

Blick gegen Nordwest; links ist West, rechts Ost.

Die den felsigen Gipfel der Höhe bildenden Gesteine stellen Muschelkalk dar. Nach Westen hin behalten sie zunächst horizontale Lagerung, biegen dann aber — in der Nähe des linken Bildrandes — mit scharfem Knick unter Überkippung zu steilem Ostfallen um. Die im Bild verzeichneten \times geben den Verlauf des Kalkes an.

Man erkennt daraus, daß die Faltung gegen Südwest gerichtet ist.

Tafel XII. Zur postpontischen Tektonik des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel.

Abb. 65. Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Schichten bei Teruel.

Im allgemeinen sind die tertiären Schichten vollständig oder wenigstens annähernd horizontal gelagert. Das Bild gibt dieses gut wieder.

Abb. 66. Postpontische Verwerfung im Jungtertiär bei Teruel.

Gelegentlich treten Verwerfungen auf. Das Bild zeigt eine solche.

Man erkennt deutlich, daß eine feste Kalkbank durch einen Sprung zerteilt ist, der allerdings nur eine relativ geringe Verwurfshöhe besitzt.



Abb. 65.



Abb. 66.

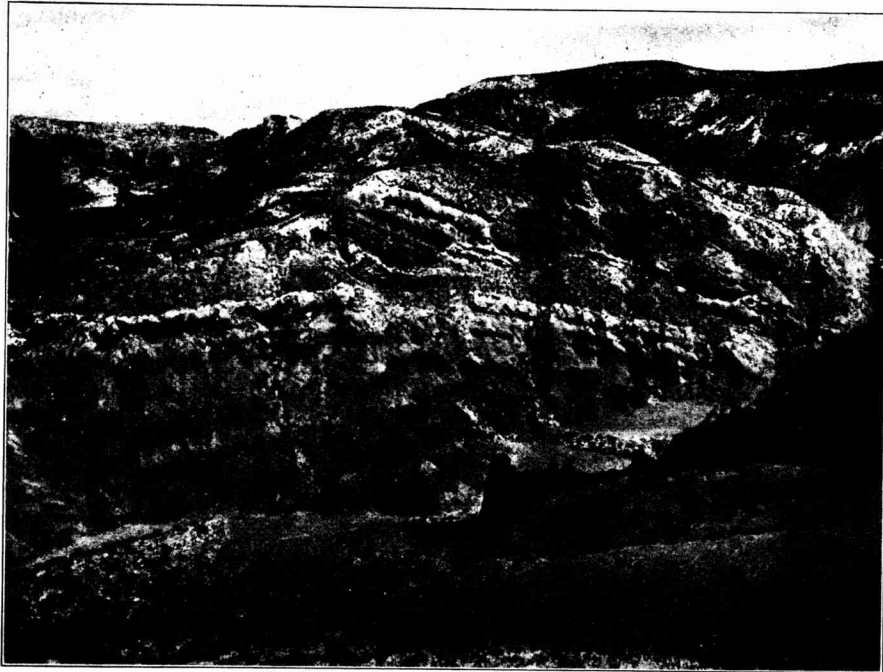


Abb. 67.

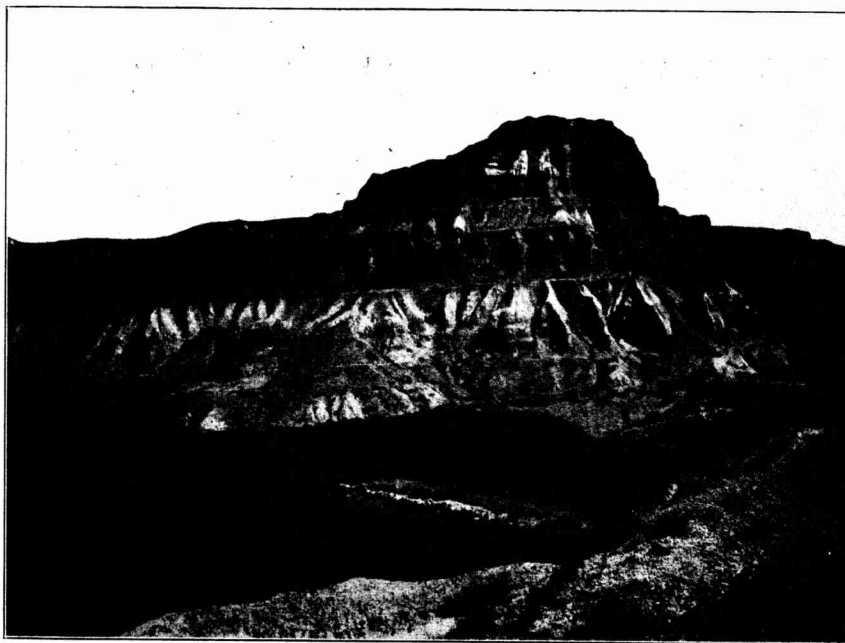


Abb. 68.

Tafel XIII.

Abb. 67. Zur Tektonik des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel: Postpontische Aufsattelung im Tertiär von Teruel.

Östlich von Teruel zeigt sich leichte Faltung im Tertiär. Die pontischen Kalke, die die Höhen im Hintergrund rechts aufbauen, sind davon noch betroffen; daraus ergibt sich das postpontische Alter der Dislokationen.

Rechts ist Ost, links West.

Abb. 68. Zur Morphologie des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel.

Typische Erosionsformen tertiärer Schichten bei Teruel. Wenig verfestigte sandige Bildungen enthalten einige festere Kalkbänke, die zu terrassenförmigem Aufbau Anlaß geben.

Tafel XIV. Zur Morphologie des Tertiärbeckens von Calatayud-Teruel.

Abb. 69. Erosionsformen bei Teruel.

Im Vereinigungsbereich zweier Täler löst sich die zwischenliegende Scheidewand in einzelne steile Pfeiler auf. Dieselben bestehen nicht etwa aus festem Gestein, sondern aus ziemlich lockerem Schutt. Im Hintergrund links die Stadt Teruel.

Abb. 70. Typische Landschaftsentwicklung im Tertiär am Westrand des Beckens von Calatayud.

In der Nähe des Randes des Tertiärbeckens gehen die Ablagerungen in eine sandig-mergelige Fazies über. Das Bild zeigt die typische Landschaftsform dieser Randgebiete. Ein weit verzweigtes Talsystem ist entwickelt. Während das Haupttal breit und flach ist, werden die Seitentäler um so enger und steiler, je näher man ihrem Anfang kommt. Schließlich gehen sie über in ein System enger Runsen und Wasserrisse.

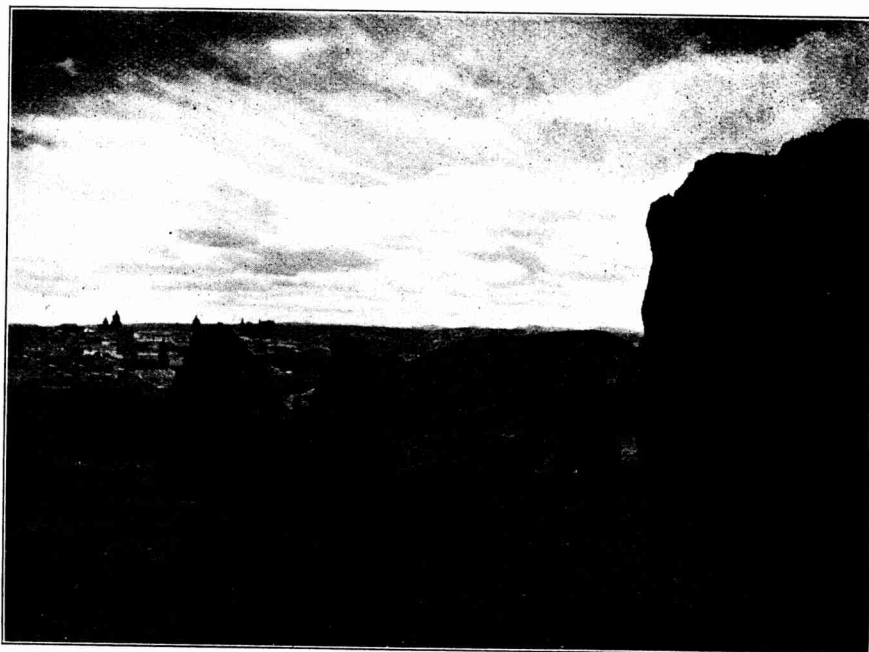


Abb. 69.



Abb. 70.

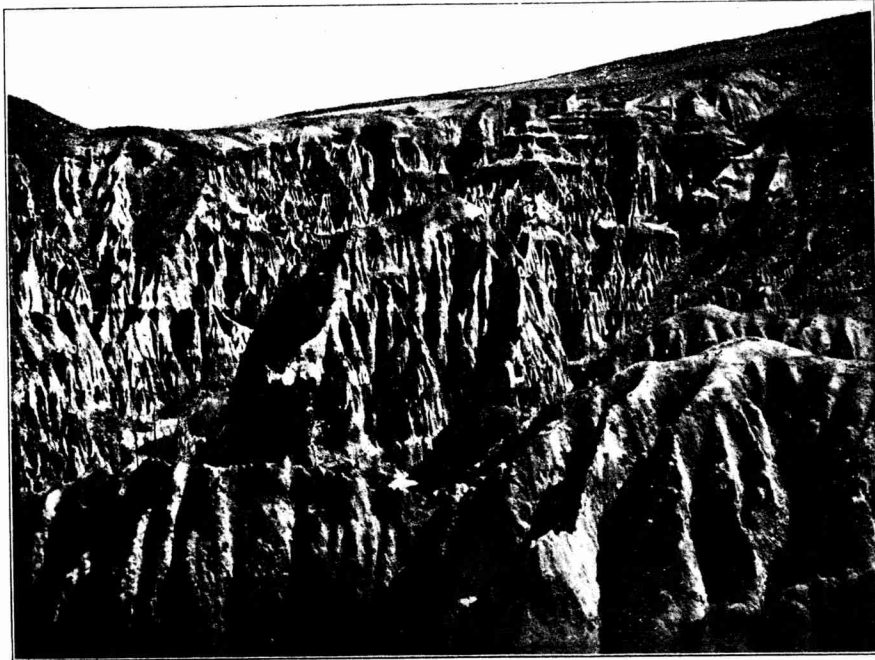


Abb. 71.

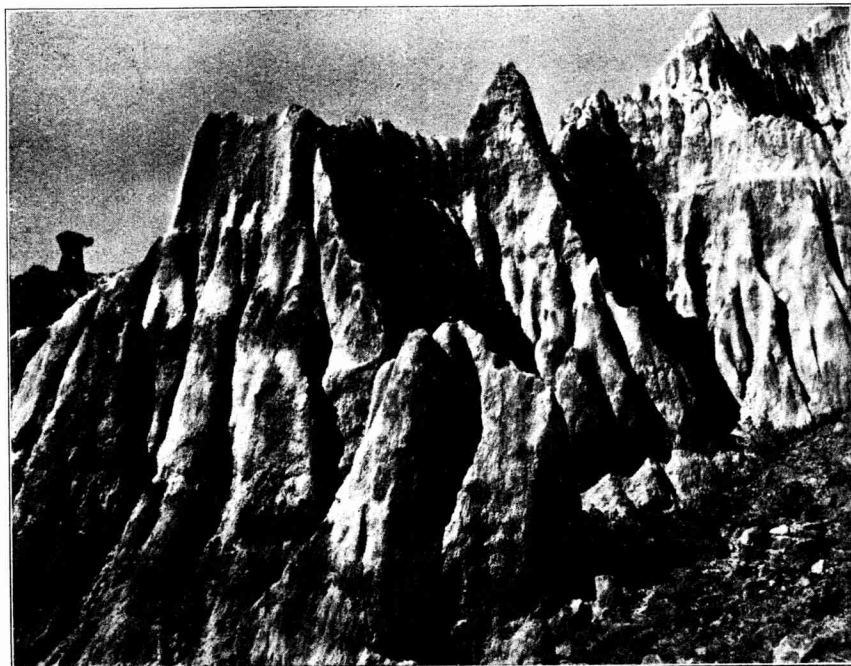


Abb. 72.

**Tafel XV. Zur Morphologie des Tertiärbeckens von
Calatayud-Teruel.**

Abb. 71 und Abb. 72. Erosionsformen in Tertiärsanden
am Ostrand des Beckens von Calatayud bei
Villarroya.

Die beiden Abbildungen zeigen jene Entwicklung der
Landschaft am Anfang der einzelnen Seitentäler, wie
sie in Abb. 70 z. B. am linken Bildrand im Hintergrund
erkennlich ist. Die wenig verfestigten Sande der Rand-
fazies des Jungtertiärs bauen hier ein wildes, kaum
gangbares Labyrinth von steilen, oft beträchtlich hohen
Erdpyramiden auf.

Eine horizontale Schichtung ist angedeutet.

**Tafel XVI. Zu den Faziesverhältnissen des Miozäns
im Becken von Calatayud.**

Abb. 73. Auflager des Tertiärs in Randfazies auf Paläozoikum am Ostrande des Beckens von Calatayud.

Links ist West, rechts Ost.

Das Tertiär des Beckens von Calatayud besteht an den Rändern aus klastischen Bildungen, die in unmittelbarer Nähe des Ufers eine grobe Geröll- und Brekzienmasse darstellen.

In dem Bilde besteht der Vordergrund am unteren Rand und in der Ecke rechts unten aus dem das Tertiär unterlagernden Paläozoikum. Man erkennt das mittelsteile, gegen West gerichtete Einfallen der Schichten. Darauf liegt, den kleinen Hügel aufbauend, das Tertiär. Die tiefsten Teile desselben, die in der Bildmitte und am rechten Bildrand eine gewisse Schichtung zeigen, stellen eine alte, aus miozäner Zeit stammende Gehängebrekzie aus Gesteinen des paläozoischen Untergrundes dar, dessen Schichten unter Hakenschlagen in sie übergehen. Der alte Uferhang des Tertiärbeckens ist gegen Westen geneigt.

Abb. 74. Anlager horizontal geschichteten Tertiärs in Randfazies an geneigter prätertiärer Landoberfläche am Ostrand des Beckens von Calatayud.

Rechts ist West, links Ost (also umgekehrt wie im vorigen Bild).

Der Berghang an der linken und rechten Bildseite stellt die tertiäre, jetzt wieder von Sediment entblößte Landoberfläche dar. Man sieht, daß sie ein relativ steiles, gegen Westen gerichtetes Gefälle besitzt. Als kleiner Erosionsrelikt ist ihr ein pilzförmiger Hügel von Tertiär aufgesetzt, das grobbrekziös ist und dessen ungefähr horizontal liegende Schichten an dem alten Uferhang winklig abstoßen.



Abb. 73.



Abb. 74.



Abb. 75.



Abb. 76.



Abb. 77.

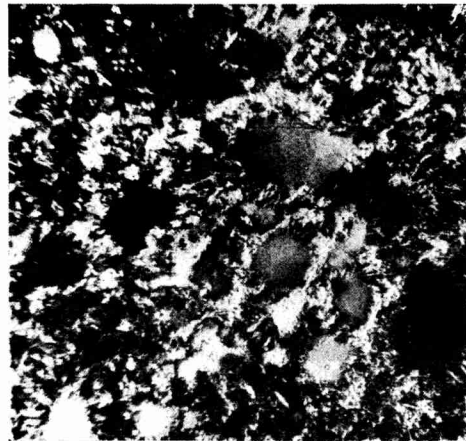


Abb. 78.



Abb. 79.

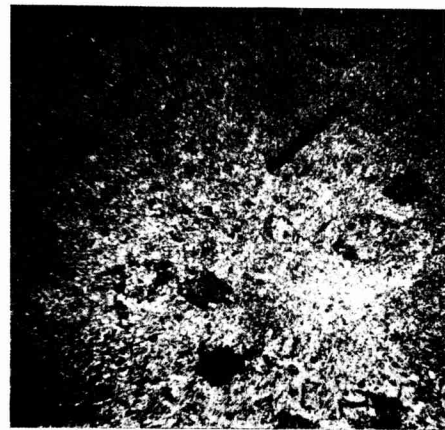


Abb. 80.

Tafel XVII. Mikrophotographien von Dünnschliffen.

- Abb. 75. Gröbkörniger Gneis von La Bodera (dritter Grad der Metamorphose).
Vergrößerung 28fach. Nicols gekreuzt.
Feldspäte, Quarz, Biotit sind im Bild unterscheidbar. Ein großer Feldspat in der Bildecke rechts unten ist umgewandelt. Die Glimmer im oberen Teil sind unverbogen.
- Abb. 76. Feinkörniger Gneis von La Bodera (zweiter Grad der Metamorphose).
Vergrößerung 28fach; Nicols gekreuzt.
Zusammensetzung wie beim vorigen; nur ist das Aggregat viel feinkörniger.
- Abb. 77. Glimmerschiefer von La Bodera (erster Grad der Metamorphose).
Vergrößerung 28fach; Nicols gekreuzt.
Vorwiegend Quarz und Glimmer. Die Glimmerblättchen sind verbogen.
- Abb. 78. Quarzitschiefer von der Basis der Bámboladecke bei Morés.
Vergrößerung ca. 90fach; Nicols gekreuzt.
Die großen Kristalle stellen Quarze dar, die, wie bei dem großen Korn rechts oberhalb der Mitte und bei anderen erkennbar ist, undulös auslöschten. Die Ränder der Quarze sind zerfranst.
- Abb. 79. Serizitschiefer von der Basis der Bámboladecke bei Morés.
Vergrößerung 28fach; Nicols parallel.
Die Textur zeigt die starke Durchbewegung an.
- Abb. 80. Biotitreicher Huérmedaschiefer aus der Gegend von San Martín.
Vergrößerung 28fach; Nicols parallel.
In die feinkörnige, mergelige Grundmasse sind dunkle Biotitblättchen eingelagert.

Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen

Mathematisch-physikalische Klasse / Neue Folge

- VI. Bd. No. 3. **Bütschli, O.**, *Untersuchungen über organische Kalkgebilde, nebst Bemerkungen über organische Kieselerdegebilde.* Mit 4 Tafeln u. 3 Textfiguren. 4^o. (IV, 177 S.) 1908. 23 RM.
- VI. Bd. No. 4. **Brendel, Martin**, *Theorie der kleinen Planeten.* Zweiter Teil. 4^o. (VI, 192 S.) 1909. 21,50 RM.
- VI. Bd. No. 5. **Brendel, Martin**, *Theorie der kleinen Planeten.* Dritter Teil. 4^o. (IV, 83 S.) 1910. 9,50 RM.
- VI. Bd. No. 6. **Schwarzschild, K.**, *Aktinometrie der Sterne B. D. bis zur Größe 7.5 in der Zone 0° bis +20° Deklination.* Teil A. Unter Mitwirkung von Br. Meyermann, A. Kohlschütter und O. Birck. Mit 1 Tafel und 2 Figuren. 4^o. (115 S.) 1910. 14,50 RM.
- VII. Bd. No. 1. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* I. Das Samoa-Observatorium von **Hermann Wagner**. Mit 9 Tafeln. 4^o. (70 S.) 1908. 7 RM.
- VII. Bd. No. 2. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* II. Die meteorologischen Registrierungen der Jahre 1902-1906 von **Otto Tetens** u. **Franz Linke**. Mit 3 Taf. u. 25 Fig. 4^o. (139 S.) 1908. 14,50 RM.
- VII. Bd. No. 3. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* III. Die Brandungsbewegungen des Erdbodens und ein Versuch ihrer Anwendung in der prakt. Meteorologie. Von **F. Linke**. Mit 3 Taf. 4^o. (58 S.) 1909. 6 RM.
- VII. Bd. No. 4. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* IV. Das Klima von Samoa. Von **Otto Tetens** u. **Franz Linke**. Mit 7 Fig. u. 3 Taf. 4^o. (114 S.) 1910. 12 RM.
- VIII. Bd. No. 1. **Brendel, Martin**, *Theorie der kleinen Planeten.* Vierter Teil. 4^o. (V u. 124 S.) 1911. 14,50 RM.
- VIII. Bd. No. 2. **Take, E.**, *Alterungs- und Umwandlungs-Studien an Heuserschen ferromagnetisierbaren Aluminium-Manganbronzen insbesondere an Schmiedepföben.* Mit 16 Fig. im Text. 4^o. (IV u. 127 S.) 1911. 9,50 RM.
- VIII. Bd. No. 3. **Schwarzschild, K.**, u. **Dziwulski, W.**, *Bestimmung der Polhöhe von Göttingen und der Deklinationen von 375 Zenithsternen mit der hängenden Zenithkamera.* Mit 9 Fig. im Text u. 1 Taf. 4^o. (III u. 43 S.) 1911. 3,50 RM.
- VIII. Bd. No. 4. **Schwarzschild, K.**, *Aktinometrie der Sterne der B. D. bis zur Größe 7.5 in der Zone 0° bis +20° Deklination.* Teil B. Mit 3 Fig. im Text. 4^o. (III u. 81 S.) 1912. 9,50 RM.
- VIII. Bd. No. 5. **Kohlschütter, E.**, *Ergebnisse der Ostafrikanischen Pendelexpedition in den Jahren 1899 u. 1900.* II. Mit 4 Taf. u. 5 Fig. i. Text. 4^o. (VI u. 101 S.) 1912. 13 RM.
- IX. Bd. No. 1. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* V. **Linke, F.**, u. **Angenheister, G.**, Die erdmagnetischen Registrierungen d. Jahre 1905-1908. Mit 9 Taf. u. 4 Fig. im Text. 4^o. (IV, 52 u. CXXXIX S.) 1911. 24 RM.
- IX. Bd. No. 2. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* VI. **Angenheister, G.**, Die luftelektrisch. Beobachtungen am Samoa-Observatorium 1906, 1907, 1908. Mit 3 Taf. u. 8 in den Text gedruckten Fig. 4^o. (III u. 43 S.) 1911. 6 RM.
- IX. Bd. No. 3. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* VII. **Wegener, K.**, u. **Hammer, M.**, Die luftelektrischen Beobachtungen am Samoa-Observatorium 1909 bis Mai 1911. Mit 2 Taf. 4^o. (31 S.) 1912. 4,50 RM.
- IX. Bd. No. 4. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* VIII. **Wagner, Gotthold**, Zusammenstellung der Barometer-Beobachtungen von Samoa aus den Jahren 1903-1908 zur Bestimmung der Gezeitenbewegungen der Atmosphäre. Mit 8 Fig. 4^o. (48 S.) 1913. 4,50 RM.
- IX. Bd. No. 5. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* IX. **Wegener, K.**, Die erdmagnetischen Beobachtungen im Jahre 1909 u. 1910. Mit 3 Taf. 4^o. (15 u. LII S.) 1923. 14,50 RM.
- IX. Bd. No. 6. *Ergebnisse der Arbeiten des Samoa-Observatoriums der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen.* X. **Angenheister, G.**, Die erdmagnetischen Beobachtungen im Jahre 1911. Mit 2 Taf. 4^o. (9 u. XXII S.) 1923. 3,50 RM.

Fortsetzung auf der 4. Umschlagseite.

Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen

Mathematisch-physikalische Klasse / Neue Folge

- X. Bd. No. 1. **Wedekind, R.**, *Monographien der Clymenien des rheinischen Gebirges*. Mit 7 Taf. 4°. (80 S.) 1914. 12 RM.
- X. Bd. No. 2. **Hartmann, J.**, *Tabellen für das Rowlandsche und das internationale Wellenlängensystem*. Mit 1 Tafel. 4°. (78 S.) 1916. 8 RM.
- X. Bd. No. 3. **Schwiebring, Fr.**, *Das Reziprozitätsgesetz und die Kristallreflexion*. Mit 16 Fig. i. Text. 4°. (46 S.) 1916. 4,50 RM.
- X. Bd. No. 4. **Horstmann, A.**, *Bestimmung der genäherten absoluten Bahn des Planeten Sappho (80) nach der Gylden-Brendelschen Methode nebst Tafeln für die Bewegung im Zeitraum von 1860-1960*. 4°. (37 S.) 1916. 4,50 RM.
- X. Bd. No. 5. **Espe, W.**, *Ueber einige bemerkenswerte Mißbildungen*. Mit 2 Taf. u. 15 Fig. i. Text. 4°. (17 S.) 1918. 3,50 RM.
- X. Bd. No. 6. **Hartmann, J.**, *Die astronomischen Instrumente des Kardinals Nikolaus Cusanus*. Mit 6 Fig. u. 12 Taf. 4°. (56 S.) 1919. 12 RM.
- X. Bd. No. 7. **Ehlers, E.**, *Polychaeten von Java und Amboina*. Ein Beitrag zur Kenntnis der malaiischen Strandfauna. Mit 3 Taf. 4°. (73 S.) 1920. 7 RM.
- XI. Bd. No. 1. **Prey, A.**, *Darstellung der Höhen- u. Tiefenverhältnisse der Erde durch eine Entwicklung nach Kugelfunktionen bis zur 16. Ordnung*. Mit 2 Taf. Gr.-8°. (32 S.) 1922. 4 RM.
- XI. Bd. No. 2. **Sigerist, Henry E.**, *Albrecht von Hallers Briefe an Johannes Gesner (1728-1777)*. Herausgegeben, eingeleitet und mit Anmerkungen versehen. Gr.-8°. (VIII u. 576 S.) 1923. 28 RM.
- XII. Bd. No. 1. **Mortensen, Hans**, *Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste*. Mit 9 Taf. u. 45 Fig. Gr.-8°. (VIII u. 191 S.) 1927. 18 RM.
- XII. Bd. No. 2. **Vogel, Rudolf**, *Ueber die Strukturformen des Meteoreisens und ihre spezielle Beeinflussung durch Umwandlung und beigemengten Phosphor*. Mit 11 Taf. u. 6 Fig. Gr.-8°. (II u. 51 S.) 1927. 7 RM.
- XII. Bd. No. 3. Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete. Herausgegeben im Auftrage der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen von H. Stille. No. 1. **Stille, H.**, *Ueber west-mediterrane Gebirgszusammenhänge*. Gr.-8°. (IV u. 62 S.) 1927. 5 RM.
- XIII. Bd. No. 1. **Neugebauer, O.**, *Zur Entstehung des Sexagesimalsystems*. Gr.-8°. (III u. 55 S.) 1927. 6 RM.
- XIII. Bd. No. 2. **Peter, A.**, *Wasserpflanzen und Sumpfgewächse in Deutsch-Ostafrika*. Mit 19 Taf. u. 21 Fig. Gr.-8°. (130 S.) 1928. 20 RM.
- XIII. Bd. No. 3. **Brinkmann, R.**, *Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten über Artbegriff und Stammesentwicklung*. Mit 5 Taf., 56 Textfig. u. 129 Tab. Gr.-8°. (VII u. 249 S.) 1929. 22 RM.
- XIII. Bd. No. 4. **Brinkmann, R.**, *Monographie der Gattung Kosmoceras*. Mit 1 Tafel, 2 Textfiguren u. 28 Tabellen. Gr.-8°. (VII u. 124 S.) 1929. 10 RM.
- XIV. Bd. No. 1. Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete. Herausgegeben im Auftrage der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen von H. Stille. No. 2. **Schriell, W.**, *Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebro-mündung und Ampurdan*. Mit 11 Tafeln und 29 Textfiguren. Gr.-8°. (IV u. 79 S.) 1929. 12 RM.
- XIV. Bd. No. 2. Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete. Herausgegeben im Auftrage der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen von H. Stille. No. 3. **Lotze, F.**, *Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Mit 17 Tafeln und 44 Textfiguren. Gr.-8°. (XIII u. 320 S.) 1929.
- XV. Bd. No. 1. **Kühn, A.**, und **Henke, K.**, *Genetische und entwicklungsphysiologische Untersuchungen an der Mehlmotte *Ephestia Kühniella* Zeller I-VII*. Gr. 8°. (IV u. 121 S.) 1929.
- XVI. Bd. No. 1. **Heckmann, O.**, *Photographische Vermessung der Sterngruppe *Coma Berenices**. Gr. 8°. (IV u. 40 S.) 1929.

Weidmannsche Buchhandlung, Berlin SW 68