DIE GEOLOGIE VON CAMARENA DE LA SIERRA UND RIODEVA (PROVINZ TERUEL, SPANIEN)

VON

R. MARTIN Wz.

Mit Tafeln 5 und 6.

INHALTSVERZEICHNIS.

Seite

I. Einleitung 57

II. Stratigraphie 64

1. Buntsandstein (Permotrias) 64
2. Muschelkalk 66
3. Keuper 71
4. „Rhaet" 73
5. Infralias („Carñiolas") 75
6. Oberer Lias 76
7. Dogger 78
8. Malm 80
9. Wealden 82
10. Urgon 83
11. Jungtertiär 84
12. Quartär 89
13. Zusammenfassung 90

III. Eruptivgesteine 92

1. Ergussgesteine des Keupers 92
2. Ganggesteine des Keupers 96
3. Tuffe des Lias 100

IV. Mineralien 102

1. Sedimentäre Mineralien 102
2. Konkretionen und Drusenbildungen 106
3. Hydrothermale Mineralien 107

V. Tektonik 110

1. Das zentrale Triasgebiet 110
2. Die Muschelkalkschuppen nördlich von Camarena . . . 113
3. Keuper und „Rhaet" 120
4. Verwerfungen und Falten des Jura 122
5. Abschiebungserscheinungen im Jura 124
6. Kreide und Tertiär 139
7. Zusammenfassung 143

VI. Literaturverzeichnis 149

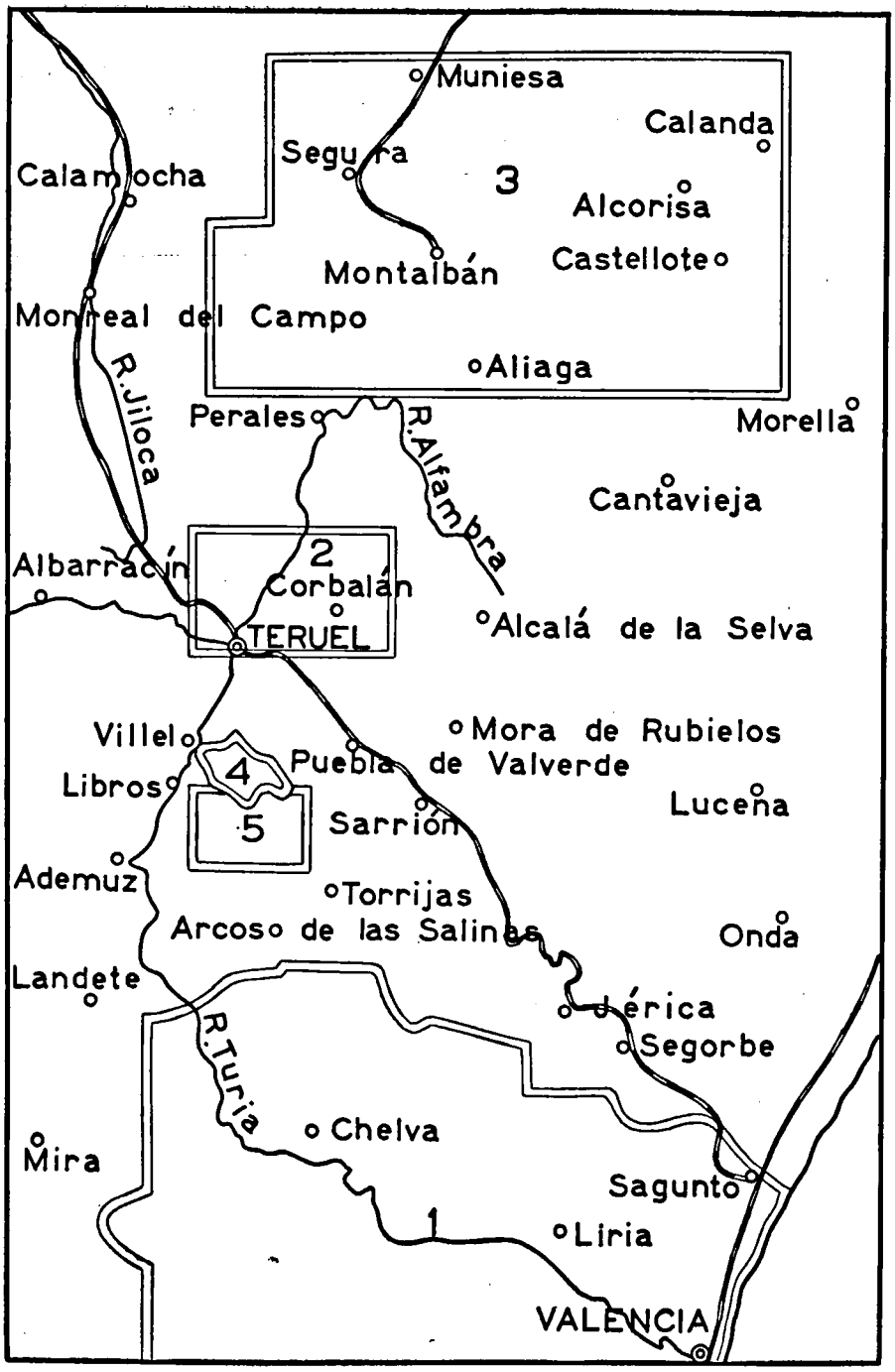

Abb. 1.

Uebersichtskarte 1: 1 000 000 der jüngsten geologischen Aufnahmen in den östlichen Keltiberischen Ketten.

1. R. Brinkmann 1929, 1: 250 000 (Lit. 11).
2. Instituto Geológico de España 1931, 1: 50 000 (Lit. 46).
3. G. Richter & R. Teichmüller 1931, 1: 100 000 (Lit. 71).
4. L. A. J. Bakx 1931—1933, 1: 25 000 (Lit. 4).
5. R. Martin 1933—1934, 1: 25 000.

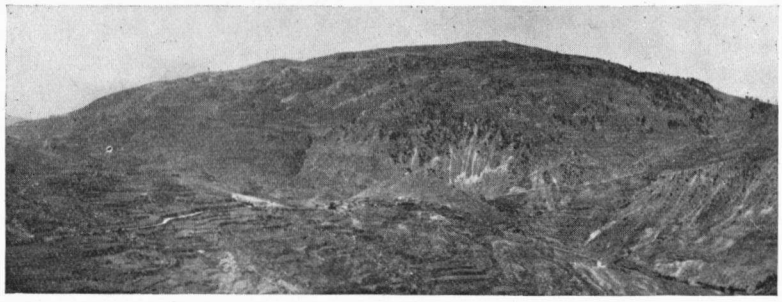

Abb. 2.
Camarena von Osten her, am Fuss der Truena mit der Ermita de San Pablo (1793 m.).

I. EINLEITUNG.

Als ich im Jahre 1933 ein Gebiet für meine Feldarbeit suchte, wählte ich auf Veranlassung von Herrn Dr. I. M. VAN DER VLERK die Gemeinde Camarena de la Sierra südlich von Teruel, wo G. R. J. TERPSTRA, damals Student der Geologie zu Leiden, im Sommer 1931 eine geologische Aufnahme angefangen hatte, welche er aber leider nicht beenden konnte. Die Kartierung wurde während zweier Sommer, jedesmal von halb Mai bis Ende August, ausgeführt. Im Jahre 1933 wurde der grösste Teil der Gemeinde Camarena bis zur Südgrenze des von Herrn L. A. J. BAKX bearbeiteten Gebiets aufgenommen, 1934 wurde das Gebiet dann erweitert zu einem Viereck, gelegen zwischen 40°4′15″ und 40°10′21″ nördlicher Breite, und 2°30′0″ und 2°41′33″ östlicher Länge von Madrid (= 1°11′15″ und 0°59′42″ W.L. von Greenwich). Das Gebiet westlich vom Bco. de Piqueras in den Gemeinden Camarena, Valacloche und Cascante, und das Stück nördlich von den Bcos. de la Hoz, del Contador und Faccioso war bereits von Herrn BAKX aufgenommen worden. Das tertiäre Kalkgebiet nördlich von Riodeva wurde in den Monaten Juli und August 1934 von P. G. ROODHUYZEN, Student der Geologie zu Leiden, bearbeitet. Beide Gebiete wurden von mir des innigen Zusammenhanges wegen mit dem von mir kartierten Teil auf mehreren Ausflügen besucht und sind mit kleinen Aenderungen in die Karte eingetragen worden.

Da das Gebiet im allgemeinen leicht zu begehen ist, auch ausserhalb der unzähligen Pfade, konnte der grösste Teil von Camarena aus bearbeitet werden. Ein paar Wochen verbrachte ich in Riodeva, während einige zu weit von den Dörfern gelegene Strecken von vier Zeltlagern aus aufgenommen wurden. Das Aufnahmegebiet (vgl. Abb. 1) umfasst fast die ganzen Gemeinden Camarena de la Sierra und Riodeva, im Norden ausserdem von W. nach E. Teile der Gemeinden Libros, Villel, Cascante del Río und Valacloche, im Osten einen Teil der Gemeinde Puebla de Valverde, im Süden von E. nach W. Teile der Gemeinden

Arcos de las Salinas, Puebla de San Miguel und Ademuz. Die zwei letztgenannten Gemeinden gehören zu der Provinz Valencia, die übrigen zu Teruel. Westlich von dem Gebiet strömt der Río Turia (auch Río Blanco oder Guadalaviar genannt), im Osten liegt die Eisenbahnlinie Zaragoza—Teruel—Valencia mit dem Bahnhof Puebla de Valverde, mit dem Camarena durch eine Fahrstrasse verbunden ist. Vor wenigen Jahren wurde eine Strasse von Libros nach Riodeva gebaut, welche diesen Ort mit der Strasse welche dem Río Turia entlangführt verbindet.

Als topographische Unterlage wurden die Kartenblätter 590 (La Puebla de Valverde) und 613 (Camarena de la Sierra) des Instituto Geográfico 1:50 000 verwendet. Die bisweilen völlig fehlerhafte Wiedergabe der Höhenlinien machte eine erneute topographische Aufnahme mittels Kompass und Höhenmesser öfters notwendig. Besonders W. von Altamira (6'20"—31'0"), W. vom Cerro Negro (6'22"—35'3"), E. von den Simas (7'10"—37'49") und am Bco. de la Dehesa (5'19"—41'18") sind bedeutende Gipfel nicht auf der Karte verzeichnet. Der Ostabhang der Truena und der Norwestabhang der Javalambrekette (Los Vagos) sind viel zerschnittener als die Karte angibt. Die Höhenzahlen der Gipfel, deren Lage und Höhe von mir bestimmt wurden, sind auf der geologischen Karte zwischen Klammern gesetzt. Die Strasse von Libros nach Riodeva ist jünger als die Karte und musste daher neu aufgenommen werden. Weiter wurden viele topographische Namen mit Hilfe der Dorfleute neu in die Karte eingetragen, abgeändert oder verlegt.

Das Gebiet ist öfters von spanischen, französischen und deutschen Geologen besucht worden, wurde jedoch niemals in einem grösseren Massstab als 1:400 000 aufgenommen. Geologische Untersuchungen wurden, wie uns die historische Uebersicht bei Dereims (Lit. 26, S. 15) lehrt, in der Gegend von Riodeva zuerst angestellt von Braun (Lit. 10), der das Tertiär des Schwefelbergwerks von Libros eingehend beschrieb (1841). Eine Arbeit von Maestre, Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón (Anales de Minas, t. III, 1845) streift ebenfalls unser Gebiet; sie enthält ferner die erste Beschreibung des „Teruelits" (S. 264). Ausführlichere Daten finden wir in der Arbeit von De Verneuil und Collomb (1852). Camarena und Riodeva werden von ihnen öfters erwähnt (Lit. 90, S. 92, 96, 102—103, 108, 111—113, 117, 137; Pl. 1, Fig. 2; Pl. 3, Fig. 8, 12) (Abb. 3). Nach De Verneuil waren es zuerst die spanischen Geologen, welche sich dem Studium dieser Gegend wittmeten. Ezquerra (Lit. 35, S. 392—393) beschrieb den Wealden der das Tertiär von Libros umgibt (1857). Vilanova (Lit. 92, S. 601, 631) erwähnt bei der Beschreibung der Provinz Castellón den Jura des Pico de Javalambre und hat vulkanische Gesteine („Diorit") beobachtet zwischen diesem und dem Dorfe Camarena (1859). Der Beschreibung der Provinz Valencia (1882) fügt er eine geologische Karte bei, welche das Gebiet um Mas del Olmo enthält (Lit. 93, XIII, gegenüber S. 90). Zwei wichtige Arbeiten über die Provinz Teruel sind

leider in keiner holländischen Bibliothek anwesend: J. VILANOVA Y PIERA, Ensayo de una descripción geognóstica de la provincia de Teruel

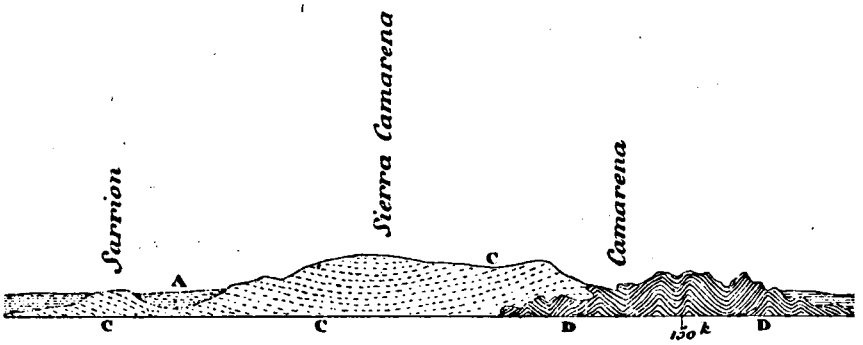

Abb. 3.
Ausschnitt aus dem Profil
Pl. 1, Fig. 2 von E. DE VERNEUIL und E. COLLOMB, 1852 (Lit. 90).
A = Tertiär, C = Jura, D = Trias.

(Madrid 1863) und D. DE CORTÁZAR, Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. XII, 1885) (Abb. 4). Ihre Befunde sind aber wohl zum grossen Teil erhalten in

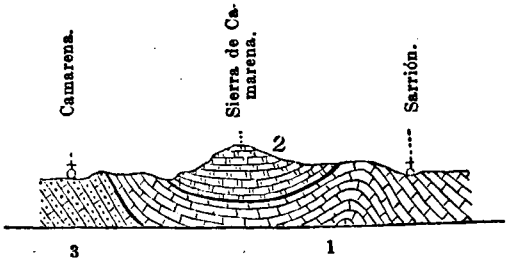

Abb. 4.
Profil von Camarena nach Sarrión,
nach D. DE CORTÁZAR, 1885 (aus Lit. 56, IV, S. 412, Fig. 61).
1 = Lias, 2 = Oxford, 3 = Trias.

der zusammenfassenden Arbeit von MALLADA (Lit. 56), und soweit mir bekannt entspricht die geologische Karte von Spanien 1:400 000, Blatt 29 (Lit. 45) ihrer Aufnahmen.

Nachdem drei Jahrzehnte lang die Gegend von spanischen Geologen bearbeitet worden war, wurde sie im letzten Jahrzehnt des vorigen Jahrhunderts wieder von Franzosen besucht. DEREIMS hat zwei Mal über unser Gebiet geschrieben. In seiner Arbeit von 1893 gibt er seine erste Karte 1:500 000, und spricht er u. A. von der Tertiärsenke Calatayud-Ademuz, zu der auch das Tertiärgebiet von Cascante und Riodeva gehört (Lit. 25, S. 316 u. A.). Seine zweite Arbeit (1898) läutet eine neue Periode in unserer Kenntnis der Keltiberischen Ketten ein. Das

Abb. 5—8.

Geologische Aufnahmen der Umgegend von Cascante del Río (CR), Valacloche (V), Cubla (CU), Camarena de la Sierra (CS) und Riodeva (R), Maszstab 1: 200 000. t = Jungtertiär, K = Kreide, Ko = Obere Kreide, C = Untere Oberkreide („Cretácico inferior''), Ku = Untere Kreide, G = Gault, W = Wealden, J = Jura, M = Oberer Jura, D = Mittlerer Jura („Jurásico inferior''), L = Unterer Jura, T = Trias, δ = Ophite.

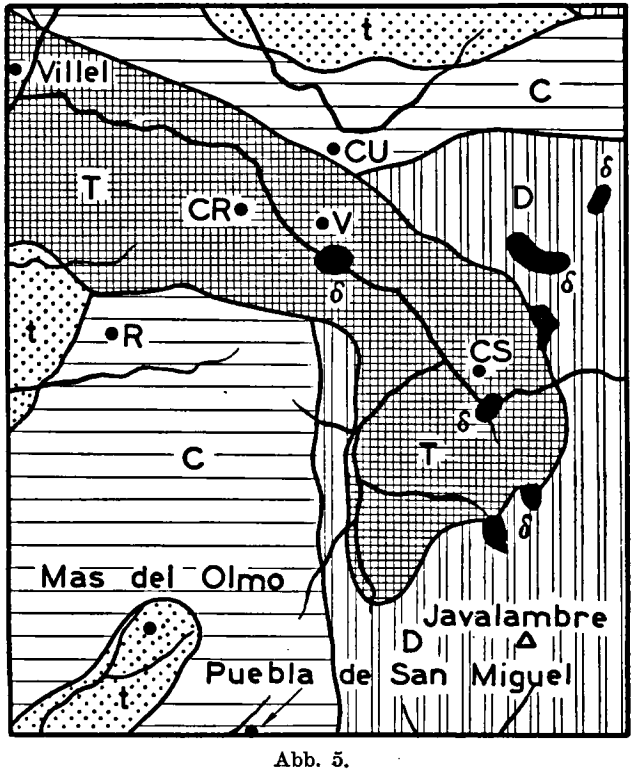

Abb. 5.

Ausschnitt aus der geologischen Karte von Spanien (1: 400 000) (Lit. 45).

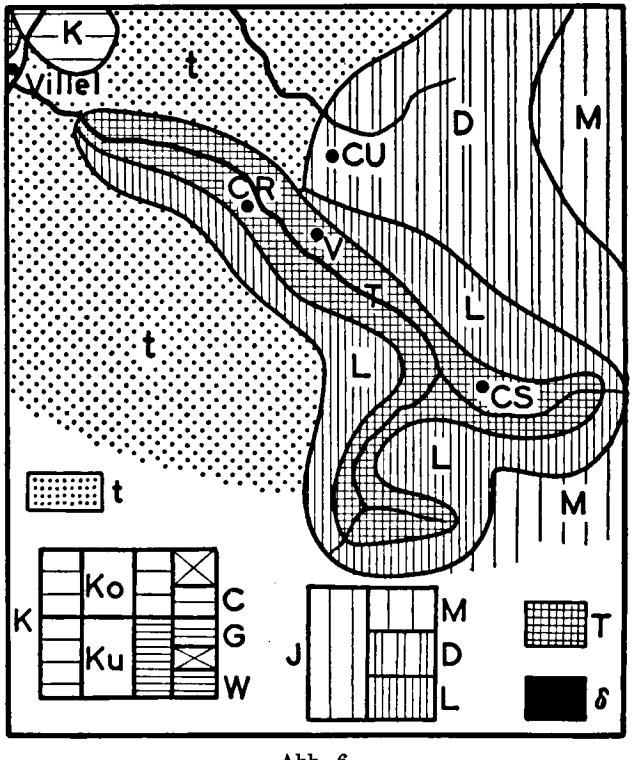

Abb. 6.

Ausschnitt aus der Karte von Dereims (1: 500 000) (Lit. 26).

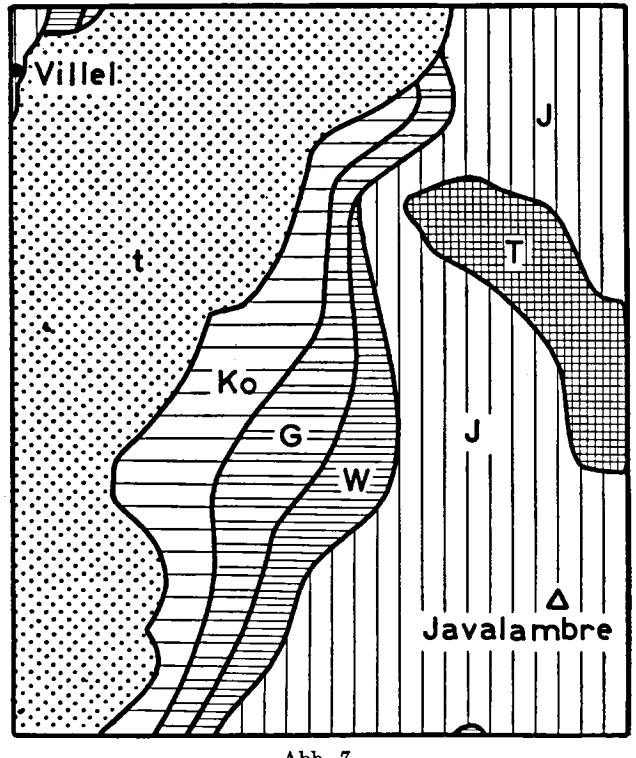

Abb. 7.

Ausschnitt aus der tektonischen Uebersichtskarte von RICHTER und TEICHMÜLLER (1: 900 000) (Lit. 71).

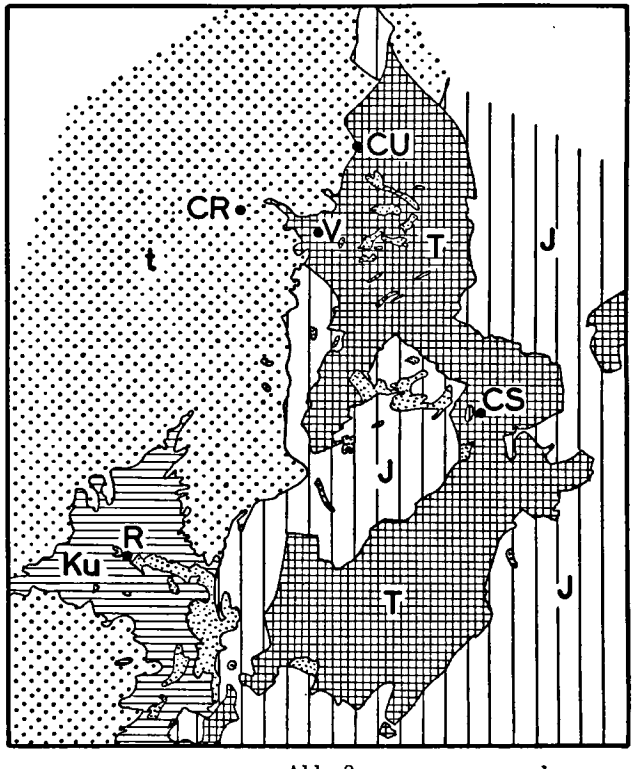

Abb. 8.

Zusammenstellung der geologischen Aufnahmen von L. A. J. BAKX (Lit. 4), R. MARTIN und P. G. ROODHUYZEN (1: 25 000).

Gebiet von Camarena, Mas de Navarrete und Valacloche und die Sierra de Javalambre werden verschiedene Male erwähnt (Lit. 26, S. 87—88, 91, 123, 143; Fig. 26[1]), das Tertiärgebiet von Libros und Riodeva wird ausführlich behandelt (S. 171—174, 176; Fig. 43).

Nach einer langen Pause erscheint 1930 zuerst wieder eine Arbeit, die unser Gebiet streicht. In der von H. STILLE herausgegebenen Serie „Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete", welche eine Fülle neuer Angaben und Einsichten besonders in tektonischer Hinsicht brachte, erschien eine Arbeit von HAHNE, in der die östlichen Keltiberischen Ketten tektonisch gegliedert werden; der Javalambre wird hierin öfters erwähnt (Lit. 42, S. 6, 7, 9, 11, 33—34). Besonders wichtig ist die Arbeit von RICHTER und TEICHMÜLLER (1932, Lit. 71) über die gesammten Keltiberischen Ketten; unser Gebiet wird hier jedoch nicht besonders erwähnt.

Schliesslich ist noch zu bemerken, dass das spanische geologische Institut vor einigen Jahren angefangen hat diese Gegend zu bearbeiten. Bisher wurde nur das Blatt Teruel (Lit. 46) veröffentlicht.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (Lit. 80) und J. MARCET RIBA, Les lleis de macla dels feldespats de vàries roques de Camarena, Bagur, Ferragut i Eivissa, determinades pels mètodes universals de Fedorow (Buttl. Inst. Cat. Hist. Nat., 2. Sèrie, vol. III, no. 9, 1923) beschrieben einen „Albitdiabas" von Camarena.

Zwei spanische paläontologische Werke: J. ROYO Y GÓMEZ, El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica (Com. Invest. Pal y Prehist., Mem. 30, 1922) und F. ROMAN, Fauna caloviense del mineral de hierro de Sarrión (Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. geol., 23, 1923), und das mineralogische Werk: S. CALDERÓN, Los Minerales de España (Madrid 1910) konnte ich in keiner holländischen Bibliothek erhalten.

In den Abb. 5—7 sind die älteren Aufnahmen vergrössert im Massstab 1:200 000 wiededgegeben. Abb. 8 zeigt zum Vergleich die Resultate der neuen Aufnahmen von BAKX und mir; nordöstlich des Gebiets von BAKX habe ich noch etwas Trias, Jura und Tertiär eingetragen, das wir auf einigen Orientationszügen in diesem Gebiet beobachtet haben.

Fräulein C. M. KOOMANS war so freundlich, einige chemische Analysen für mich auszuführen und einige Mineralien zu bestimmen, wofür ich ihr an dieser Stelle meinen herzlichen Dank ausspreche.

Der rege Gedankenaustausch mit meinem Kollegen L. A. J. BAKX, der das Gebiet nördlich von Camarena geologisch bearbeitet hat, hat viele fragliche Punkte verdeutlicht. Die Zusammenarbeit mit den Herren P. G. ROODHUYZEN, F. G. ENGELBERTS, G. L. KROL, H. C. A. SWOLFS und W. A. VISSER hat einen Teil der Aufnahme wesentlich erleichtert. Den Dörflingen und der Guardia Civil von Camarena sowie den Landmessern des Kadasters bin ich für ihre Hilfe und Freundschaft sehr

[1]) Dieses Profil liegt wohl im Gebiet BAKX bei L-XII-17-8; Unterer bezw. Oberer Muschelkalk sind dabei für Infralias bezw. Charmouthien gehalten worden wegen ihrer Lage über dem Keuper.

verpflichtet. Herrn W. F. TEGELAAR gebührt grosse Anerkennung für die akkurate Ausführung der Zeichnungen.

Abkürzungen.

N = Norden, E = Osten, S = Süden, W = Westen.
Bco. = Barranco, Fte. = Fuente, Erm. = Ermita.
$\frac{231}{10}$ = Einfallsrichtung N. 231° E., Fallen 10°. Streichen = Einfallsrichtung ± 90°.
$\frac{90}{125} = \frac{270}{55}$ bei umgekehrter Lage der Schichten.
7′31″—33′18″ = 40°7′31″ N. Breite und 2°33′18″ E. Länge von Madrid.

Abb. 9.
Die Sierra de Javalambre von Norden her, mit dem Chaparrosa-Gipfel (2002 m.). Unten rechts das Balneario.

II. STRATIGRAPHIE.

1. Buntsandstein (Permotrias).

Die tiefsten zwischen Camarena und Riodeva aufgeschlossenen Sedimente gehören zu einer Serie von roten Sandsteinen. Da über ihnen Kalke, Dolomite und Mergel folgen, welche eine Muschelkalkfauna enthalten, liegt offenbar untere Trias vor. Nach Wurm (Lit. 99) fällt das Gebiet von Camarena in die „zentrale Zone" des iberischen Triasgebiets, welche von allen Zonen die germanische Dreiteilung der Trias am besten erkennen lässt. Die spärlichen Fossilfunde scheinen darzutun, dass die Unterscheidung von Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in Zentral-Ost-Spanien aus petrographischem Gesichtspunkte auch in paläontologisch-stratigraphischer Hinsicht wohl ungefähr zutrifft. Nur gehört nach Jacquot (Lit. 47, S. 403 ff.) der „Buntsandstein" noch zum Perm. Dalloni (Lit. 3, S. 8—9) fand an der Basis in den östlichen Pyrenäen eine typische Unterpermflora; Perm und Trias sind hier durch eine deutliche Diskordanz geschieden, petrographisch sind dieselben jedoch gleichartig entwickelt. Man spricht also besser von „Permotrias" (Douvillé, Lit. 31, S. 38) als von „Buntsandstein".

In unserem Gebiet ist nur der obere Teil der Permotrias aufgeschlossen; wir haben daher wahrscheinlich nur mit dem triadischen Anteil, dem Buntsandstein, zu tun. Wenn die Höhenkurven der topographischen Karte an dieser Stelle richtig sind, ist der Buntsandstein am Bco. de la Colgada (5′10″—37′20″) von etwa 1590 bis etwa 1785 m. Höhe aufgeschlossen, was, die Neigung der Schichten in Betracht genommen, einer Mächtigkeit von 245 m. entspricht. Ueber dem Wasserfall in der Rambla de los Amanaderos (6′8″—34′59″) sind etwa 155 m. Buntsandstein aufgeschlossen, über dem Wasserfall im Bco. del Aca Fuerte (6′42″—35′55″) ± 125 m. An diesen drei Stellen, wo der Buntsandstein am tiefsten aufgeschlossen ist, bricht jedesmal eine Verwerfung den Aufschluss ab; des Liegende des Buntsandsteins kommt somit nirgends zum Vorschein.

Die Hauptmasse des Buntsandsteins wird gebildet von roten mehr oder weniger grobkörnigen Sandsteinen mit deutlicher Kreuzschichtung, deren Banken meistens ein paar dm. stark sind. Bisweilen sind dünngeschichtete rote Tonschiefer eingeschaltet, oder die Sandsteine enthalten kleinere oder grössere Tongallen. Auch rote Tigersandsteine kommen vor. Gerölle wurden nirgends beobachtet. Der Glimmergehalt der Sandsteine ist sehr wechselnd; er kann sehr beträchtlich sein. Einige Male wurden Wurmspuren und fossile Regentropfeneindrücke beobachtet. Inmitten der roten Sandsteine kommt im unteren Teil des Bco. del Aca Fuerte eine graue glimmerarme Sandsteinschicht vor; etwas höher befindet sich eine Kugelschicht mit kalkigen, in rotem Sandstein eingebetteten grauen Sandsteinkugeln.

Ueber diesem roten Sandsteinkomplex folgt eine überwiegend gelbweiss gefärbte Serie. Im Bco. del Aca Fuerte S. von der Casa de los Prados (6'40"—36'40") liess sich folgendes Profil aufnehmen (Mächtigkeiten in cm.):

Hangendes: (Unterer Muschelkalk)	20	Gelber dolomitischer Sandstein mit Tongallen.
	30	Hellgrauer, sehr dünngeschichteter mergeliger Kalkstein.
	240	Gelber dolomitischer Sandstein mit Tongallen.
	220	Weisser Tigersandstein mit Tongallen.
	40	Hellgrauer Sandstein.
	120	Weisser Tigersandstein mit Tongallen.
	800	Weisser, auch dunkelroter Sandstein mit grünlichen Mergelbändern.
	60	Grünlich-rote mergelige Schicht.
	120	Roter, weisser und grauer Tigersandstein.
	60	Grünlich-rote mergelige Schicht.
	110	Roter, weisser und grauer Tigersandstein.
	5	Grünlich-rote mergelige Schicht.
Liegendes:	roter Buntsandstein.	

Wir können daher unterscheiden:

(2) 1535 Weisse und rote Sandsteine mit mergeligen Einschaltungen.

(1) >23000 Rote Sandsteine.

Die Uebersicht von Wurm (Lit. 99) lehrt uns, dasz überall der Buntsandstein mit einem Basalkonglomerat anfängt. Dieser ist in unserem Gebiet nicht aufgeschlossen. Die Gliederung des Buntsandsteins ist nach Tricalinos (Lit. 89, S. 417—421):

D. Zone des Oberen Sandsteins (feinkörnig, bisweilen mit Gips) („Röt").

C. Zone des Oberen Konglomerats.

B. Zone des Unteren Sandsteins.

A. Zone des Unteren Konglomerats (Basalkonglomerat).

Richter und Teichmüller (Lit. 69, S. 55—57; Lit. 71, S. 6) unterscheiden:

3. Röt (sandig-tonig bis mergelig, bisweilen mit Gips).
2. Hauptbuntsandstein (Sandsteine mit Geröllen und tonige Sandsteine).
1. Basalkonglomerat.

Unsere Schichtfolge (2) entspricht offenbar dem sog. Röt. Eine ähnliche Entwicklung zeigen die Schichten 7—13 (Zone D) bei Torres NW. Albarracín (Lit. 89, S. 418). Anderswo treten weisse Sandsteine aber auch tiefer im Profil auf, so z. B. bei Chelva (Lit. 34, S. 17—20); nach WURM (Lit. 98, S. 50) hängt diese weissliche Ausbildung des Buntsandsteins mit der Pflanzenführung zusammen. Die Schichtfolge (1) entspricht dem Hauptbuntsandstein RICHTER's; eine „Zone des Oberen Konglomerats" lässt sich im Gebiet von Camarena nicht erkennen.

Fossilien haben wir nicht auffinden können. Von verschiedenen Autoren werden aber charakteristische Buntsandsteinpflanzen, Chirotherienfährten usw. aus diesen Schichten erwähnt.

2. Muschelkalk.

Ueber dem Buntsandstein folgt eine Serie von Kalksteinen und Dolomiten mit stellenweise zwischengeschalteten Mergeln, die nach ihrer petrographischen Beschaffenheit dem germanischen Muschelkalk sehr ähnlich ist und deshalb als solcher bezeichnet werden soll. Der Muschelkalk ist im Kartengebiet reichlich vertreten, und zwar 1. im Nordosten, wo er von seiner Unterlage losgelöst und schuppenartig dem Keuper aufgelagert ist, und 2. in der Mitte des Gebietes, wo er normal den Buntsandstein überlagert.

An der Südseite des Bco. de la Hoz (9'30"—38'30") konnte in der oberen Muschelkalkschuppe ein vollständiges Profil aufgenommen werden. Die Mächtigkeiten sind in cm. angegeben; Zahlen zwischen Klammern deuten auf Mächtigkeiten, an anderen Stellen des nordöstlichen Muschelkalkgebietes an der gleichen Schicht gemessen.

Hangendes:			Rote und graue Tone des Keupers.
(15)	450	(200)	Gelbige und rötliche mergelige Kalke oder gelbige Mergelkalke mit roten Kalkadern, z. T. zellig, obenan durchadert mit Calcit.
(14)	1200	(890)	Graue und schwarze, z. T. auch gelbe oder rote schiefrige oder bröckelige Mergel (bisweilen Tone) mit zwischengeschalteten, 20—100 cm. mächtigen gelben Kalkschichten, welche bisweilen *Gastropoden* führen. Stellenweise ist eine bis 360 cm. mächtige Kalkbank entwickelt.
(13)	290	(350)	Dünngeschichtete schwarze Kalke und Wellenkalke mit *„Fucoiden"* u. a. Problematica, *Myophoria laevigata* GOLDF., *Gervillea costata* (v. SCHLOTH.), *Lingula tenuissima* BRONN, *Cidaris* sp., *Crinoiden*-Stengel, usw.
(12)	390	(400, 360, 280)	Dickgebankte schwarze Kalke, an der Basis dünngeschichtet.

(11)	1450 (1140)	Graue und gelbige, schiefrige oder bröckelige Mergel mit zwischengeschalteten, 10—270 cm. mächtigen, gelben oder grauen, bisweilen fossilführenden Wellenkalkbänken. Zuunterst liegt oft eine gelbige, plattige oder wellige Kalkbank, welche die grauen Kalke von (10) nach oben abschliesst. In dieser Schicht kommt bei (O-XIV-15-10) und (R-XVI-2-8) im Gebiet BAKX' *Daonella franconica* (v. SANDB.) TORNQ. [1]) vor.
(10)	1760	Gut geschichtete bis dickgebankte Wellenkalke.
(9)	800	Gut geschichtete Kalke mit weiten Wellenfurchen, wechsellagernd mit sehr dünnen Mergelschichten.
(8)	1280	Dickgebankte Dolomite.
(7)	2000	Gut geschichtete, unten dünngeschichtete Wellenkalke.
(6)	55	Sehr dünngeschichteter mergeliger Dolomit.
(5)	830	Gut geschichtete bis dickgebankte Wellenkalke.
(4)	60	Schwarzer bröckeliger Mergel.
(3)	40	Flach geschichteter Dolomit.
(2)	560	Dünngeschichtete Wellenkalke.
(1)	170	Konglomeratischer Kalkstein mit undeutlichen Fossilresten (?).
Liegendes:		Schichtenfolge (14) der unteren Muschelkalkschuppe.

Das Profil lässt eine deutliche Drieteilung erkennen:

(15)—(11)	3780	Mergel mit zwischengelagerten Kalkbänken, welche öfters eine gelbe Farbe haben und manchmal Fossilien enthalten.
(10)—(7)	5840	Dolomite und Wellenkalke, fossilleer.
(6)—(1)	1715	Dolomite und Wellenkalke mit wenigen mergeligen Einschaltungen und an der Basis Fossilresten (?)

Die Schichtenfolge (1)—(10) bezeichne ich als Unteren, (11)—(15) als Oberen Muschelkalk.

Im Bco. del Aca Fuerte südlich der Casa de los Prados (6'40"—36'40") konnte ein Profil aufgenommen werden, das den oberen Buntsandstein und den Unteren Muschelkalk umfasst. Vom Oberen Muschelkalk ist nirgends ein gutes Profil aufgeschlossen; er formt mit den Keupermergeln eine flache Landschaft und ist nicht scharf von ihnen geschieden. Seine Mächtigkeit dürfte etwa 30 m. betragen.

(13) Hangendes: Graue Mergel mit gelben Kalkbänkchen des Oberen Muschelkalks.

[1]) Etwa gleich viel Rippenbündel enthalten 4, 3 und 2 Teilrippen. Es überherrscht daher weder die Vierteilung, wie bei der deutschen Art (Lit. 87, S. 84, Taf. I, Fig. 1, 2), noch die Zweiteilung der Rippen, welche TORNQUIST bei Exemplaren von Menorka beobachtete (Lit. 88, S. 909).

(12)	200	Gelber Kalkstein.
(11)	720	Ziemlich dickgebankter Dolomit.
(10)	640	Sehr dünngeschichtete Kalke.
(9)	360	Ziemlich dickgebankter Dolomit.
(8)	1120	Dünngeschichteter Dolomit.
(7)	50	Dolomitbank.
(6)	320	Dünngeschichtete Wellenkalke.
(5)	870	Dickgebankter Dolomit.
(4)	440	Dünngeschichtete Kalke.
(3)	20	Gelber sandiger Dolomit oder Sandstein mit Tongallen.
(2)	30	Hellgrauer, sehr dünngeschichteter mergeliger Kalkstein.
(1)	240	Gelber und rötlicher Zellendolomit oder sandiger Dolomit mit Tongallen.
Liegendes:		Tigersandstein des oberen Buntsandstein.

Auch dieses Profil lässt eine Dreiteilung zu:

(13)—(12)	± 3000	Mergel mit eingelagerten gelben Kalkbänken.
(11)—(4)	4520	Dolomite und Wellenkalke oder dünngeschichtete Kalke.
(3)—(1)	290	Gelber Dolomit und mergeliger Kalkstein.

Was die zwei oberen Abteilungen anbetrifft, stimmen die zwei Profile ziemlich gut überein. Wie auch anderswo im zentralen Muschelkalkgebiet beobachtet werden konnte, ist die Mächtigkeit dieser beiden Schichtenfolgen etwa drei Viertel ihrer Mächtigkeit im nordöstlichen Teil des Gebietes. Weiter ist der obere Muschelkalk viel mergeliger als im Nordosten, teilweise sogar als Ton entwickelt; die Kalkbänke in ihm sind dünner und nur durch ihre flache Schichtung und das Fehlen von Dolomitkristallen und Gips von gleichartigen Schichten im Keuper zu unterscheiden. In der Umbría del Setar (5′8″—37′47″) fand ich im Oberen Muschelkalk eine brekziöse Schicht mit verschiedenartig gefärbten Kalkstücken in einer roten mergeligen Grundmasse [1]).

Der untere Muschelkalk ist im ganzen zentralen Muschelkalkgebiet dünnschichtiger als im Nordosten. Die untersten Schichten sind in unserem zweiten Profil durchaus verschieden von denen im ersten Profil. Aber auch schon weniger als 1 km. von unserem ersten Profil entfernt fand Bakx (Lit. 4, S. 159) im Bco. del Contador (9′29″—39′11″) eine gleichartige Entwicklung der untersten Muschelkalkschichten wie in unserem zweiten Profil:

1.	350	Rötlich-grauer Dolomit.
	15	Grauer blätteriger Mergel.

Ausser diesem sehr auffallenden Fazies- und Mächtigkeitswechsel innerhalb kurzer Entfernung und dem Mächtigkeitsunterschied zwischen

[1]) Aehnliches beobachtete Tricalinos (Lit. 89, S. 422) in dem obersten Muschelkalk von Molina de Aragón.

den Muschelkalkschichten im zentralen und nordöstlichen Gebiet ist überall wahrzunehmen, dass die Ausbildung des Muschelkalks eine sehr wenig konstante ist. Wellenkalke, dünngeschichtete und dickgebankte Dolomite gehen seitlich in einander über. In dem oberen Muschelkalk ist die Aufeinanderfolge von Kalken, Mergeln und Tonen immer wieder eine andere; nur die Kalkbänke (12) und (13) sind darin immer besonders auffallend entwickelt. Die Mächtigkeits- und Faziesunterschiede im oberen Muschelkalk des nordöstlichen Gebietes sind in das erste Profil eingetragen. Im grossen Ganzen gleicht das Profil dem von BAKX: seine Schicht 7*b* ist mit (15), 7*a* mit (14), 5 mit (11) zu parallelisieren. 6*c*—*a* (13—12) sind zwar gleichfalls kalkig (dolomitisch sogar) entwickelt, aber doch verschieden:

6*c*	125 [1])	Dichte schwarze Dolomite mit Fossilien auf der obersten Schicht.
6*b*	375	Schwarze Wellendolomite.
6*a*	250	Dichte graue Dolomite mit Fossilien an der Basis.

Der untere Muschelkalk sieht bei BAKX anders aus als bei uns:

4*b*	(10*b*)	500 [1])	Wellendolomite.
4*a*	(10*a*)	1250	Dünngeschichtete Dolomite.
3	(9—8)	1875	Dickgebankte Dolomite.
2	(7)	2000	Wellendolomite.

Am Bco. del Contador (9′38″—39′32″), im östlichen Teil der oberen Muschelkalkschuppe, ist die Schichtenfolge wieder eine andere:

(10—9*b*)	2050	Dünngeschichtete Dolomite und Wellenkalke.
(9*a*)	500	Dickgebankte Dolomite.
(8—7)	3300	Dünngeschichtete Dolomite und Wellenkalke.

Das einzige immer gleichbleibende ist die deutliche Zweiteilung in Unteren und Oberen Muschelkalk. Das gleiche gilt für die meisten spanischen Muschelkalkprofile. WURM (Lit. 98, S. 64) unterscheidet in Keltiberien:

3. Oberer, mergelig entwickelter Teil.
2. Wechsel von gelben fossilführenden Wulstdolomiten mit Basisdolomiten.
1. Helle, fossilleere Dolomite (Basisdolomite).

RICHTER (Lit. 69, S. 58) gibt die folgende Einteilung:

2. Mergelige Wellenkalke mit Dolomitbänken.
1. Massige Basisdolomite.

Unser Muschelkalkprofil ist am besten mit dem von Molino de Aragón (Lit. 89, S. 422) zu vergleichen (A Molina, B und C Camarena):

[1]) Um sie mit den unsrigen vergleichen zu können, sind die Mächtigkeitszahlen des Muschelkalkprofils von BAKX, welche mit einem anderen Massstabe (die Länge des menschlichen Körpers) als die unsrigen (ein Geologenhammer) gemessen wurden, mit 1.25 vervielfältigt worden.

	A	B	C
Hellgraue, gelbliche und rötliche, mehr minder mergelige Kalke	6750 (43%)	3780 (38%)	± 3000 (38%)
Dünnschichtige Kalke, unten dickbankig und dolomitisch	8000 (51%)	5840 (58%)	4520 (58%)
Gelbliche Tonmergel, Zellenkalke und brekziöse Kalke	1000 (6%)	365 (4%)	290 (4%)

Von vielen Autoren werden spärliche Fossilfunde erwähnt, welche immer aus dem oberen Muschelkalk stammen. SCHMIDT (Lit. 84, XXVI, S. 475), welcher diese Fauna als die „Fauna von Teruel" bezeichnet, stellt sie ungefähr in das mittlere Ladinien. Ausserhalb der Keltiberischen Ketten ist der Muschelkalk fossilreicher. Der überall gleichartig entwickelte massige untere Muschelkalk enthält in der Provinz Barcelona bei Pallejá (Lit. 99, S. 526) und Olesa (Lit. 8, S. 827—828) *Mentzelia mentzeli* (DUNK.), an der letzten Stelle auch *Ceratites* ex aff. *antecedentis* BEYR.; er entspricht daher etwa dem Anisien. In den hierüber folgenden dünnplattigen Partien sind faunistisch in den Provinzen Barcelona und Tarragona und auf den Balearen drei Horizonte zu unterscheiden. Zuunterst fanden sich *Daonella franconica* (VON SANDB.) TORNQ. und *Protrachyceras vilanovae* (D'ARCHIAC) MOJS. (Balearen: Lit. 88, S. 909; Mora de Ebro, Camposines: Lit. 99, S. 539, Lit. 84, XXVI, S. 480—481; Pradell: Lit. 84, XXVII, S. 720), die dem unteren Ladinien entsprechen. In einer höheren Zone findet man die mittelladinische „Fauna von Teruel" (Balearen: Lit. 84, XXVI, S. 475). Ueber den Plattenkalken folgen in der Provinz Barcelona Mergel mit Gips und weisse und gelbige, z. T. zellige Dolomite (Lit. 1, S. 801—802; Lit. 2, S. 539—540), die bei Pontons *Cassianella decussata* v. MSTR. enthalten (Lit. 100, S. 154) und daher dem oberen Ladinien zuzurechnen sind. Das gleiche Fossil fand HOLLISTER in einer mergeligen Kalkbank auf Menorca (Lit. 44, S. 132). In gelben Tonen und Kalken, welche die Triasserie bei Valldeneu nach oben abschliessen (Lit. 7, S. 143—145), fand WURM eine Fauna, welche er mit dem deutschen Grenzdolomit, also ebenfalls oberem Ladinien, parallelisiert (Lit. 100, S. 159—160). SCHMIDT (Lit. 84, XXVII, S. 721, 723, 725—727) betrachtet die direkt den Keupermergeln unterlagernden, meist gelben Mergel mit gelblichen, z. T. zelligen Dolomitbänken von Pradell, Molina de Aragón und Víllora sämtlich als oberladinisch. Er meint, man täte am besten, die „Untergrenze des Muschelkalkes als auch diese obere in Spanien den Grenzhorizonten des Abschnittes in Deutschland gleichzusetzen".

Wir wollen jetzt versuchen, unser erstes Profil in der gleichen Weise einzuteilen. Die Verteilung in eine untere, massige, und eine obere, dünngeschichtete und mergelige Partie, welche nach dem oben gesagten bezw. das Anisien und das Ladinien vertreten, ist leicht durchzuführen. BAKX (Lit. 4, S. 161) hat oben in seiner Schicht 4*b* *Daonellen* gefunden. Anscheinend entspricht diese dem

oberen Teil unserer Schicht 10; das mir vorliegende, gelbige und wulstige Gestein ist aber das, was wir die unterste Kalkbank der Schichtfolge genannt haben. Da die Fossilien sich als *Daonella franconica* (v. SANDB.) TORNQ. bestimmen liessen, gehört also der untere Teil von (11) zum unteren Ladinien. In (12)—(13) (BAKX 6*a*—6*c*) fand sich die „Fauna von Teruel", die dem mittleren Ladinien angehört. Wenn man die gelben mergeligen oder zelligen Kalke der Schicht (15) mit SCHMIDT als oberes Ladinien betrachtet, so ist für unser erstes Profil die folgende stratigraphische Unterverteilung möglich:

oberer Muschelkalk	(15)	Wahrscheinlich oberes Ladinien.
	(14)	?
	(12)—(13)	Mittleres Ladinien.
	(11)	In dem untersten Teil jedenfalls unteres Ladinien.
unterer	(10)—(7)	Anisien, zuoberst möglicherweise schon Ladinien.
	(6)—(1)	Wahrscheinlich Anisien, möglicherweise aber noch zum Röt gehörig.

3. Keuper.

Der obere Muschelkalk geht langsam in den Keuper über, indem die Kalkbänkchen in den Mergeln spärlicher und die Mergel toniger, bunter und gipshaltig werden. Ein Zellenkalkhorizont bildet gewöhnlich die Grenze.

Nur an einer Stelle im Gebiet von Camarena liegt der Keuper tektonisch ungestört auf Muschelkalk und ist er von „Rhaet" überlagert: nördlich vom Calderón (5′2″—36′0″), zwischen diesem und dem Bco. de la Colgada (5′26″—36′20″), ist der Keuper in seiner Gesamtmächtigkeit aufgeschlossen. Es lässt sich hier eine Mächtigkeit von etwa 310 m. errechnen, was mit der Zahl von BAKX (Lit. 4, S. 162), welcher etwa 300 m. angibt, sehr gut übereinstimmt. Es ist dies die grösste Mächtigkeit des Keupers, welche bisher in Keltiberien gemessen wurde. RICHTER und TEICHMÜLLER (Lit. 71, Taf. 2, Fig. 2) fanden in der Nähe Mächtigkeiten von 180 und 200 m.

Eine so genaue Unterverteilung des Keupers, wie BAKX sie gibt, ist um Camarena nicht möglich. Man kann nur einen oberen, roten Keuper von etwa 40 m. Mächtigkeit über einem unteren, grauen Keuper unterscheiden, welche den Schichten 5 bezw. 4—1 von BAKX (Lit. 4, S. 162) entsprechen. Wo der obere Muschelkalk gut aufgeschlossen ist lässt sich auch BAKX' Schichtgruppe 1 unterscheiden; sie ist über der obersten Muschelkalkschuppe am Bco. de la Hoz (9′30″—38′30″) als 160 cm. mächtiger roter Ton mit einer grauen Zwischenschicht entwickelt.

Da die rote Zwischenschicht 3 von BAKX bei uns fehlt, die Ophiolithe nicht auf einen Horizont beschränkt sind und Dolomithorizonte nur sehr selten entwickelt sind, sind in der Schichtenfolge 2—4 von BAKX bei uns keine Grenzen zu unterscheiden.

Die Hauptmasse des Keupers wird von grauen Tonen und Mergeln gebildet, welche meistens sehr reichlich Gips führen. Im oberen (roten) Keuper überherrschen rote Tone und Mergel mit Gips; es können aber graue Bänder eingeschaltet sein. An einzelnen Stellen ist auch der graue (untere) Keuper bisweilen rot gefärbt, besonders an der Basis (siehe oben). In den Mergeln eingeschaltet finden sich bisweilen Schichtchen von Steinmergel (bis ½ m.), Dolomit (bis 10 cm.) und besonders reichlich von braungelbem, sehr dolomitreichem Kalkstein oder Zellenkalk in nur wenigen cm. mächtigen Schichtchen, deren unregelmässigen Schichtflächen vielfach von unzähligen kleinen Rhomboedern von durchsichtigem Dolomit besetzt sind. Häufig sind auch bis 2 m. mächtige Schichten von weissem, hellgrauem oder bräunlich-grauem Sandstein linsenförmig eingelagert. Eine solche Schicht, welche gut als Leithorizont dienen kann, ist im grauen Keuper der Umgebung von Camarena und am Cerro etwa 50 m. unter der Grenze von rotem und grauem Keuper entwickelt. Sie enthält vereinzelt spärliche, meistens verkohlte Pflanzenreste.

Zwischen den Tonen und Mergeln eingeschaltet finden sich bis viele Meter mächtige Gipsschichten. Der Gips ist bald zuckerkörnig bis feinkörnig, bald gröber Kristallin entwickelt. Seine Farbe ist meistens weiss, aber auch durch Vermischung mit Tonsubstanz rot oder dunkelgrau. Ein gewisser Tongehalt kann sich ausser durch Färbung auch in der Form von grauen Tupfen bemerkbar machen. Ist mehr Ton vorhanden, so bilden sich in der weissen und rosa körnigen Gipsmasse graue oder dunkelrote Tongallen und dünne Tonschichtchen. Meistens kommt der Gips vor in der Form von zahlreichen dünnen, von ein mm. bis wenige cm. mächtigen Schichten in hartem schwarzem, schwach bituminösem Mergel. Durch die Ausdehnung bei der Formung des Gipses aus dem ursprünglich wohl vorhandenen Anhydrit sind die Schichtchen intensiv gefaltet worden. Auf die gleiche Ursache ist wohl das Auftreten von bis 5 cm. mächtigen Gipsadern zurückzuführen, welche die Mergel in allen Richtungen durchsetzen. Ein einziges Mal kommt der Gips auch in Stückchen zerteilt in einer Grundmasse von schwarzem Mergel vor.

In der Gipsmasse finden sich vereinzelt Kristalle von Quarz („Jacintos de Compostela'') [1]), Dolomit und dessen Varietät Teruelit. Sowohl die Quarzkristalle wie der Teruelit scheinen typisch zu sein für den spanischen Keuper [2]). Der klassische Fundort des letzteren, im Barranco del Salobral NE. von Teruel (Lit. 46, S. 41, 87) wurde früher (u. A. von Dereims, Lit. 26, S. 178) als tertiär betrachtet; das Vorkommen von „Jacintos de Compostela'', sowie der petrographische Habitus und die starke Faltung der Schichten sprechen jedoch entschieden für Keuper. Aragonit, welches oft aus dem Keuper der Keltiberischen Ketten erwähnt wird, habe ich nicht gefunden. Aus den Keuper sind weiter noch Konkretionen von Calcit zu erwähnen. Schliesslich ist eine ganze Reihe von Salzen im Quellwasser der Brun-

[1]) Jacinto = Hyazinth.
[2]) Nur Haanstra erwähnt „Jacintos de Compostela'' aus dem Röt (Lit. 40, S. 15).

nen im Keuper aufgelöst, wodurch dieses gewöhnlich schlecht schmeckt. Meistens herrschen Sulfate vor; Steinsalz enthalten die Fuente de las Salinas (5′14″—36′15″), die Fuente de la Cuenca (10′16″—36′13″) und die Fuente del Vallonso (10′20″—36′22″), wo er ausser am Geschmack auch am Ausblühen erkenntlich ist. Der erstgenannte Brunnen verdankt seinen Namen einer früheren Ausbeutung. 1½ km. S. von Camarena wird das Wasser des Brunnens des Balneario (8′0″—38′42″) für medizinale Zwecke verwendet. Eine Analyse dieses Wassers, ausgeführt von V. Peset y Cervera und J. M. Quesada y Salvador, ergab (pro Liter?):

CO_2	14.7 cc	= 0.029 g.	
N_2	2.1	0.003	
O_2	0.9	0.001	
$CaSO_4$		1.574	
$MgSO_4$		0.321	
Na_2SO_4		0.686	
$CaCO_3$		0.385	
$MgCO_3$		0.232	
$FeCO_3$		0.019	
NaCl		0.009	
KCl		0.001	
(Na, K)J		Sp.	
$AlPO_4$		Sp.	
Na_4SiO_4 ? („Silicato Sódico")		0.002	
Organische Substanz		0.002	
Radioaktivität (nach E. Morales)		108	Volt-Stunde-Liter

Fossilien habe ich im Keuper nicht gefunden, ausser den oben erwähnten unbestimmbaren Pflanzenresten. Bakx fand (Lit. 4, S. 162) einige schlecht erhaltene Muscheln, die er als *Anoplophora* (?) bestimmte.

4. „Rhaet".

Ueber dem Keuper folgt fast immer eine Schichtserie, welche petrographisch eine Mittelstellung zwischen dem Keuper und dem Infralias einnimmt. Bakx (Lit. 4, S. 164) zieht diese Schichten (1—3) zu den „Carñiolas"; wir räumen ihnen aber lieber eine absonderliche Stellung ein.

Die Gesteine dieser Gruppe folgen einander nie in der gleichen Reihenfolge nach; die Mächtigkeit wechselt stark. Es sind aber immer die gleichen Gesteine, welche das Profil aufbauen, nämlich:

(a) Mürbe, sandige, schwach bituminöse dolomitische Kalke.
(b) Dünngeschichtete Wellendolomite, bisweilen rötlich.
(c) Dichte dolomitische Zellenkalke, bisweilen rötlich.
(d) Brekzien von hellgrauem Mergel oder gelbem, bisweilen rotem Kalkstein in einer meist roten, aber auch wohl grauen Kalkmasse; das Gestein ist meistens zellig und enthält rhomboedrische Löcher.
(e) Rote Kalksteine oder dunkelrote Kalkmergel voll kleiner Quarzkriställchen („Jacintos de Compostela").

(a) und (b) sind bestimmten Muschelkalkschichten bisweilen sehr ähnlich; diese fühlen aber niemals so mürb und sandig an. (d) und (e) sind meistens in einem Gestein vereinigt, also als (d) mit Quarzkriställchen.

Wie gesagt, ist est unmöglich ein allgemein geltendes Profil des „Rhaet'' aufzustellen. Bakx (Lit. 4, S. 164) hat das eine Mal ein Profil in den „Carñiolas''-Schichten 1—2*a* (R-XIX-0-10 auf seiner Karte; Fig. 4), das andere Mal in 2—4 (R-XX-19-16) aufnehmen können, und kombiniert diese zu einem stratigraphischen Profil. Nach meiner Ansicht dürfte dies nicht ganz richtig sein, und wären beide Profile in sich vollständig und durch starke fazielle Verschiedenheit nicht zu korrelieren. Ohne diese Annahme müsste man für das Camarena-Gebiet ein sehr mächtiges stratigraphisches Profil aufstellen und für jede Stelle, wo der „Rhaet'' entwickelt ist, das Fehlen einer Reihe von Schichten annehmen. Für einen starken Fazieswechsel spricht die Beobachtung, dasz die oben erwähnten Gesteine stellenweise seitlich in einander übergehen. Auch der Mächtigkeitswechsel ist hiermit in Uebereinstimmung.

Die Gesteinsfolge in den einzelnen Profilen ist folgende (A Bakx, R-XIX-0-10; B desgl., R-XX-19-16; C N. vom Bco. del Hontanar (9′40″—39′55″); D im Bco. de la Canaleja N. vom Cerro (8′54″—39′22″); E Südseite des Cerro (8′18″—39′22″); F im Bco. del Aca Fuerte (7′15″—35′15″); G im Bco. de la Colgada (5′12″—37′7″)):

A		B		C		D	
(d)	15 m.	(a)	10 m.	(a)	± 20 m.	(a)	± 15 m.
(b)	7	(e)	10	(c)	± 10	(c)	± 10
(a)	11	(d)	15	(e)	± 10	(b)	± 10
(?e?)	6						
(c—d)	5						
	44 m.		35 m.		± 40 m.		± 35 m.

E		F		G	
(d—e)	14 m.	(c—d)	± 5 m.	(d—e)	2 m.
(b)	8	(a)	± 30	(a) (b—c)	± 110
(a)	13	(c—d)	± 5		
(c)	30				
	65 m.		± 40 m.		± 110 m.

Die mittlere Mächtigkeit des „Rhaet'' beträgt also wohl etwa 40 m. Gegenüber einer Dicke von 110 m. im Profil G steht eine solche von nur 2 bis 3 m. westlich vom Río bei Camarena, wo graues Gestein (d) die Basis des Infralias bildet.

Ein Aequivalent dieser Schichten ist in der Literatur fast nirgends aufzufinden. Ewald (Lit. 34, S. 34) fand in der Provinz Valencia unter dem Infralias bei Calles:

4—5 m. Graue Mergel.
20 m. Dunkle, gut gebankte Kalke.

und bei Cofrentes:

10 m. Rötlicher Kalk in etwa 3 m. starken Bänken mit breiten Wellenfurchen.
3 m. Rötlicher Kalk mit zelliger Struktur.
2 m. Rote Brekzie, unten sehr stark zertrümmert, aus dolomitischem Kalk bestehend.

Vielleicht handelt es sich hier um „Rhaet"-Schichten.

Das Alter der in diesem Abschnitt behandelten Schichten ist nicht mit Bestimmtheit festzustellen, da die von BAKX darin gefundenen Fossilien unbestimmbar sind (Lit. 4, S. 165). Als Uebergangsschichten zwischen Keuper und Jura sind sie petrographisch mit dem Rhaet zu vergleichen.

5. Infralias („Carñiolas").

Die Trias wird von einem landschaftlich durch seine schroffen Wände besonders ins Auge springendem Schichtglied überlagert, welches in Frankreich allgemein als „Infralias", in Spanien als „Carñiolas" bezeichnet wird. Da Carñiolas „Zellendolomite" bedeutet, und solche meistens nur den unteren Teil des Profils bilden, kommt es mir nicht wünschenswert vor diesen Namen für die ganze Schichtfolge zu verwenden. Ausserdem kommen Zellenkalke auch an verschiedenen Stellen des Triasprofils vor und sind also nicht geradezu bezeichnend für den Infralias.

CALDERÓN (Lit. 17) hat zuerst diese Schichten in Spanien als Infralias bezeichnet. Mit ihm betrachten auch DEREIMS (Lit. 26, S. 94—96), WURM (Lit. 99, S. 550—553) und fast sämtliche jüngere Autoren sie als Vertreter des Rhaet und unteren Lias. RICHTER (Lit. 69, S. 62) unterscheidet in den nördlichen Iberischen Ketten einen oberen, kalkigen Teil, den er als „Sinémurien", und einen unteren, dolomitischen, den er als „Rhaet" bezeichnet. Hierin dürfte er aber zu weit gehen, da ja ohne Fossilfunde nicht auszumachen ist, wo im Profil die Grenze zwischen Rhaet und Lias liegt. Im Gebiet von Camarena ist es sogar wahrscheinlich, wenn meine Auffassung der im vorigen Abschnitt behandelten Gesteinsserie als Rhaet richtig ist, dass der Infralias nur den Lias α und β (Hettangien und Sinémurien) umfasst.

Ebenso wie fast überall in Spanien ist auch in unserem Gebiet der Infralias völlig fossilleer. Er ist entwickelt als massige blaue, schwach dolomitische Kalke, welche unten dick-, oben dünngebankt sind und in den höheren Schichten oft breite Wellenfurchen zeigen. Der untere Teil ist wie gewöhnlich als Zellenkalke und interne Brekzien ausgebildet. Letztere sind nach BAKX (Lit. 4, S. 165) durch Verwitterung von tektonischen Brekzien entstanden. Wenn auch tatsächlich Rauchwackenähnliche Gebilde durch Herauswitterung der Kalksteinbruchstücke aus tektonischen Brekzien entstehen können, so nehme ich doch lieber mit WURM (Lit. 98, S. 86) an, dass die interne Brekzien durch Auslaugung der darunter liegenden Keupergipse entstanden sind.

Die Mächtigkeit des Infralias lässt sich nur an einer Stelle gut bestimmen, nämlich dort, wo in einer tiefen und schmalen Schlucht seine steil aufgerichteten Schichten vom Bco. del Aca Fuerte durchschnitten werden (7'20"—35'10"). Leider sind auf der topographischen Karte für diese Stelle die Höhenkurven nicht ganz der Wirklichkeit entsprechend angegeben; wahrscheinlich ist die Mächtigkeit des Infralias hier 220 m.[1]). Im Bco. del Colchán (5'10"—38'10") sind etwa 200 m. des Infraliasprofils aufgeschlossen, und es hat den Anschein, dass hier die Basis beinahe erreicht ist. Die beiden Zahlen stimmen gut miteinander überein.

6. Oberer Lias.

Die Grenze zwischen Infralias und oberem Lias (im Folgenden kurz als Lias zu bezeichnen) ist im Allgemeinen ziemlich deutlich erkennbar. Der Lias ist dünner geschichtet, oft mergelig, fossilreich und sehr farbenreich. Im Bco. de los Cuernos (7'49"—35'26") ist folgendes Profil aufgeschlossen (Mächtigkeiten in cm.):

Hangendes:		Kalke der *murchisonae*-Zone.
(25)	440	5. Tuffschicht.
(24)	160	Helle Wulstkalke.
(23)	2200	4. Tuffschicht, an der Basis stark kalkhaltig.
(22)	40	Kalke mit Schnüren von Limonit.
(21)	320	Rote und gelbe Wulstkalke.
(20)	50	Dichte graue Kalke.
(19)	140	3. Tuffschicht.
(18)	20	Flachgeschichtete mergelige Kalke mit Limonitschnüren.
(17)	60	Hellgraue Wulstkalke.
(16)	600	Bläuliche mergelige Kalke mit feinem Fossildetritus, *Belemniten, Chlamys phillis* (D'ORB.)[2]), *Aequipecten* cf. *priscus* (SCHLOTH.)[3]), *Velopecten tumidus* (HARTMANN), *Pholadomya idea* D'ORB.
(15)	500	Harte graue Kalke mit sehr vielen *Terebratula punctata* SOW., *T. subpunctata* DAV., *Spiriferina alpina* OPPEL, *Rhynchonella tetraeda* SOW., *R. persinuata* RAU.
(14)	140	Mergelige Kalke mit feinem Fossildetritus und *Crinoiden*, mit Feuersteinen.
(13)	1340	Grobkristalline hellgraue Kalke.
(12)	500	Feine graue Kalke.
(11)	320	Grobe, dicker gebankte graue Kalke.
(10)	120	Rötlichgraue Mergel.
(9)	560	Grobe dickgebankte dunkelgraue Kalke.

[1]) Die Zahl von 170 m., welche ich seinerzeit Herrn BAKX (Lit. 4, S. 165) mitgeteilt habe (Schichten 4 + 5 seiner „Carñiolas"), ist also um 50 m. zu niedrig gewesen.

[2]) (Lit. 38, Taf. LXXXIX, Fig. 9*d*).

[3]) Auf der rechten Klappe sämtlicher Exemplare sind die Rippen von einer deutlichen Längsgrube versehen.

(8)	140	Harte hellbraune Mergel mit dünnen, 3—5 mm. mächtigen Schichten von Feuersteinkonkretionen.
(7)	560	Feine gelbgraue Kalke mit einigen Schnüren von Limonit.
(6)	280	Braune und graue Kalke mit feinverteiltem Tuffmaterial (1. und 2. Tuffschicht).
(5)	1080	Grobe dunkelgraue Kalke, bisweilen mit Limonitschnüren.
(4)	660	Rote und gelbe grobe Kalke, grobe und feine Zellenkalke und Mergel.
(3)	1040	Bläuliche und bräunliche mergelige Wellenkalke, wechsellagernd mit weissen und gelben feinen Kalkschichten; eine dunklere Kalkschicht enthält flache, bis 2 cm. grosse Gerölle von weissem Kalkstein.
(2)	430	Bläuliche und bräunliche mergelige Wellenkalke mit feinem Fossildetritus.
(1)	960	Harte graue Wellenkalke wechsellagernd mit grauen Mergeln.
Liegendes:		Dolomitische Kalke des Infralias.

Es ist nicht möglich, dieses Profil genau mit dem von Bakx (Lit. 4, S. 166) zu parallelisieren. Ebensowenig kann man an anderen Stellen im Gebiet von Camarena immer die gleiche Gesteinsfolge beobachten. Der Lias ist offenbar äusserst verschieden in seinem petrographischen Bau; der allgemeine petrographische Habitus ist aber, wie oben schon betont wurde, sehr typisch und unschwierig zu erkennen.

Die Mächtigkeit des Standardprofils beläuft sich auf 127 m.; Bakx fand 75 m. Kalksteine + 40 m. Tuff = 115 m.; am Colchán (5'20"—38'20") mass ich eine Mächtigkeit von 80 m. Eine Unterverteilung ist bei der wechselhaften Gestaltung des Lias nicht möglich; wo aber die untere Tuffserie (6) auftritt, kann man leicht eine Zweiteilung machen, z. B. im Standardprofil:

(19)—(25)	3350	Obere Tuffserie.
(7)—(18)	4860	Obere Kalkserie.
(6)	280	Untere Tuffserie.
(1)—(5)	4170	Untere Kalkserie.

Die Tuffe bilden gute Leithorizonte. Sehr typische Schichten sind weiter die gelben und roten groben Kalke und Mergel. Diese treten auf in unserer Schicht (4) (bei Bakx in seinem 3*b*), und oberhalb der unteren Tuffserie, in dünnen Banken eingeschaltet in den Kalken von (8) und höher. Sehr typisch sind weiter die sandig-mergelige gelbe und blaue oder bräunliche Kalke mit unregelmässiger Oberfläche, welche ganz mit reinem Detritus von *Muschel*schalen, *Cidariden*stacheln, *Crinoiden*stielglieder, *Belemniten* usw. durchspickt sind. Sie sind durch den ganzen Lias hindurch zu finden (im Standardprofil: (2), (3), (14), (16), (21)). Feuersteinknollen scheinen im Lias hauptsächlich in (14) aufzutreten; die kleinen Konkretionen in (8) sind von wenig Bedeutung. Einmal fand ich einen Feuerstein in der oberen Tuffschicht. Das Auf-

treten dieser Konkretionen im Jura ist schon seit langem bekannt (Lit. 56, IV, S. 504).

An Fossilien wurde an andern Stellen als im obigen Profil noch gefunden:

In der Oberen Tuffserie: *Pleuromya* sp.

Gleich unter der Oberen Tuffserie: *Spiriferina alpina* Opp., *Rhynchonella abbatiae* Rollier, *Harpoceras (Pseudogrammoceras) bingmanni* Denckm., *Nautilus* sp.

In der Oberen Kalkserie: *Dumortieria confusa* (Qu.), *Aequipecten* cf. *priscus* (Schloth.), *Pholadomya ambigua* (Sow.), *P. idea* d'Orb., *Ostrea* sp.

In der Unteren Tuffserie: *Pholadomya idea* d'Orb.

In der Unteren Kalkserie: *Terebratula punctata* Sow. et var. (Lit. 23, IV, Pl. XVI, Fig. 10), *Zeilleria numismalis* (Val.), *Spiriferina alpina* Opp., *S.* cf. *nicklesi* Corroy, *Rhynchonella tetraedra* Sow., *Velopecten tumidus* (Hartm.), *Chlamys* sp., *Ostrea* sp., *Pholadomya ambigua* (Sow.), *P. idea* d'Orb., *Crinoiden*stielglieder, *Echinidens*tacheln.

Wir können daher unterscheiden:

(16) und höher: Lias ζ (Oberes Toarcien). *Harpoceras bingmanni* gehört zur Zone des *Harpoceras fallaciosum* (= *radians*) (unterer Lias ζ).

(1)—(15): Lias γ—δ (Charmouthien). Die Grenze zwischen γ und δ ist nicht zu bestimmen. *Dumortieria confusa* gehört zur Zone der *D. jamesoni,* welche dem untersten Lias γ entspricht.

Bakx kam schon zum Schluss, dass die Schichten unter der Oberen Tuffserie dem Charmouthien angehören (Lit. 4, S. 168); er stellte diese Tuffserie daher ins Toarcien. Der Nachweis des Unteren Lias ζ gleich unter dieser Tuffserie ermöglicht es, das Alter der letzgenannten genauer festzustellen. Sie umfasst wahrscheinlich den Oberen Lias ζ (Zone des *Lytoceras jurense*); ob sie den Dogger α (Zone des *Leioceras opalinum*, Unteres Aalénien) gleichfalls umfasst, ist nicht auszumachen. Der Lias ε (Unteres Toarcien) scheint in unserem Gebiet zu fehlen.

De Verneuil und Collomb (Lit. 90, S. 111—113) nennen aus dem Lias der Sierra de Camarena: „*Rhynchonella cynocephala* Rich." und „*R. tetraedra* Sow." und aus der Sierra de Camarena, ohne Altersangabe: „*Hinnites,* aff. *Spondylus velatus* Goldf.", und „*Terebratula resupinata* Sow.". Mallada (Lit. 55, S. 75, 76, 78, 79, 82, 88) nennt ausserdem noch „*Rhynchonella variabilis* Schlot., *R. moorei* Dav., *Terebratula verneuilli* Desl., *T. jauberti* Desl., *Spiriferina rostrata* Schlot., *Pecten acuticostatus* Lam." und „*Ammonites radians* Rein."

7. Dogger.

Ueber dem Toarcientuff, der den Lias nach oben hin abschliesst, folgt eine sehr gleichmässig ausgebildete Serie von gut geschichteten grauen und braunen Kalken und Wellenkalken mit zahlreichen *Ammoniten, Cancellophycus* und Konkretionen von Markasit und Feuerstein.

Der grösste Teil dieser Serie gehört dem Dogger an, und zwar liegt die Grenze gegen den Malm zwischen dem Eisenoolith des Calloviens und den Schwammkalken des Oxfordiens, welche beide deutliche Leithorizonte bilden.

Am Bco. de los Cuernos (7'49"—35'26") ist folgendes Profil aufgeschlossen (Mächtigkeiten in cm.):

Hangendes: Schwammkalke des Oxfordiens.

(4) 1 Eisenoolith. Die Mächtigkeit dieser Schicht ist sehr verschieden; sie kann bis 130 cm. betragen. Die Schicht ist sehr fossilreich; sie enthält *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOTH.), *M. tumidus* (REIN.), *Phlycticeras pustulatum* (REIN.) SCHEURLEN, *Oppelia* sp. sp., *Hecticoceras hecticum* (REIN.), *H. nodosum* (QU.), *H. gigas* (QU.), *H. compressum* (QU.), *Stephanoceras* cf. *coronatum* (BRUG.), *Reineckea lifolensis* STEINM., *Reineckea* cf. *greppini* (OPP.) [1]), *Perisphinctes funatus* (OPP.), *evolutus* NEUM., *P. sulciferus* (OPP.), *P. subtilis* NEUM., *P. curvicosta* (OPP.), *Phylloceras* cf. *hommairei* (D'ORB.), *Nautilus* sp., *Belemnites* sp., *Pholadomya acuminata* HARTM., *Pecten* sp., *Camptonectes* sp., *Pleurotomaria macrocephalus* QU.; ? *Chemnitzia* sp., *Terebratula* sp., *Crinoiden*stielglieder.

(3) 7700 Abwechselnd härtere und weichere, dünngeschichtete bis gut geschichtete, leicht zersplitternde Kalke und Wellenkalke von grauer oder brauner Farbe, mit Markasit- und Feuersteinknollen, *Cancellophycus* sp.,

(*c*) *Garantiana garanti* (D'ORB.), *Reineckea extincta* (QU.), *Bigotella thevenini* NIC., *Posidonia ornati* QU., *P. parkinsoni* QU., *Belemnites* sp., *Crinoiden*,

(*b*) *Cosmoceras* cf. *bifurcatum* (QU.), *Hamites bifurcati* QU., *Baculatoceras baculatum* (QU.),

(*a*) *Stephanoceras humphriesi* (SOW.), *S. scalare* (MASCKE), *Pholadomya fidicula* SOW., *Chlamys ambigua* (MÜNST.) GOLDF., *Lima (Plagiostoma) cardiiformis* SOW., *Terebratula havesfieldensis* DAV., *T. sphaeroidalis* SOW.

(2) 200 Gutgeschichtete hellbraune Wellenkalke mit *Ludwigia concava* (SOW.), id. var. *curva* (BUCKM.) DORN., id. var. *v-scripta* (BUCKM.), *L. tenuis* (BUCKM.), *L. cornu* (BUCKM.), *L.* cf. *callosa* (BUCKM.), *L. rudis* (BUCKM.), *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM., *H. mundum* BUCKM., *Sonninia* cf. *decora* BUCKM., *Nautilus* sp., *Belemnites* sp., *Ctenostreon pectiniforme* (SCHLOTH.), *Chlamys* cf. *meriani* GREPPIN, *Camptonectes lens* (SOW.), *Modiola* sp., *Pleuromya* sp., *Gastropoden, Terebratula perovalis* SOW., *Rhynchonella* sp., *Crinoiden*stielgliedern, *Korallen.*

[1]) Steht dem von WAAGEN (Lit. 93*a*, Pl. LVII, Fig. 4) abgebildeten Exemplar am nächsten. Vgl. Lit. 86, S. 289. BAKX (Lit. 4, S. 172) stellte die Art zu *R. douvillei* STEINM.

(1) 280 Gut geschichtete gelbe Kalke mit einem schlecht erhaltenen *Ammoniten.*

Liegendes: Tuffe des Toarciens.

Die Mächtigkeit des Doggers in diesem Profil ist also 82 m.; bei BAKX beträgt sie 97—98½ m. (Lit. 4, S. 169—170).

Im obigen Profil sind die Fossilien, welche an anderen Fundorten als im Standardprofil gesammelt wurden, mitaufgezählt worden. Die Schichtfolge (3) lässt sich im Camarena-Gebiet nicht petrographisch gliedern; die Fossilien dieser Schichten wurden daher nicht systematisch gesammelt, aber da sich bei der Bestimmung zeigte, dass mehrere Horizonte des Doggers darin vertreten sind, so wurden sie in drei verschiedenaltrigen Gruppen verteilt. Es sind folgende Horizonte nachzuweisen:

(4) Unteres und mittleres Callovien (oberer Dogger ε und unterer Dogger ζ) (Zonen des *Macrocephalites macrocephalus* und der *Reineckea anceps*). Der obere Dogger ζ (oberes Callovien) fehlt.

(3*c*) Bathonien (unterer Dogger ε) (Zone der *Parkinsonia parkinsoni*). BAKX (Lit. 4, S. 172—173) erwähnt ausserdem die Zone der *Parkinsonia wuerttembergica* und die Zone des *Clydoniceras discus.*

(3*b*) Oberes Bajocien (oberer Dogger δ) (Zone des *Cosmoceras bifurcatum*).

(3*a*) Mittleres Bajocien (unterer Dogger δ) (Zone des *Stephanoceras humphriesi*). BAKX erwähnt auch die Zone des *Teloceras blagdeni.*

Unteres Bajocien (Dogger γ) (Zone der *Sonninia sowerbyi*) wird von BAKX genannt; ich konnte es in meinem Fossilmaterial nicht nachweisen.

(3) Oberes Aalénien (oberer Dogger β) (Zone der *Ludwigia concava*).

(1) Mittleres Aalénien (unterer Dogger β) (Zone der *Ludwigia murchisonae*). Nur bei BAKX nachgewiesen. Im Camarena-Gebiet liegt sehr oft die Schicht (2) unmittelbar auf dem Toarcientuff. Es ist daher nicht unmöglich, dass das Alter des letzteren bis ins Aalénien hinaufreicht.

MALLADA (Lit. 55, S. 95, 100, 106, 114) erwähnt von der Sierra de Javalambre noch „*Rhynchonella concinna* (Sow.)", „*Mytilus sowerbyi* ORB." und „*Belemnites blainvillei* VOLTZ." und vom Calderón „*Ammonites macrocephalus* SCHLOTH.".

8. Malm.

Der Dogger setzt sich faziell noch in den untersten 4—17 m. des Malms fort (Oxfordien). Darüber folgen die zwei leicht kenntlichen Hauptglieder des Malms: die schiefrigen Mergel der unteren, und die pisolithischen Kalke der oberen Abteilung. Ein vollständiges Profil konnte ich nicht aufnehmen. Die Mächtigkeit der Mergelabteilung konnte ich dadurch ebensowenig genau feststellen wie BAKX. Petrographisch ist der Malm folgenderweise zu gliedern:

(3) 155 m Pisolithische Kalke, grobe Kalksteine, Riffkalke; zuoberst sind einige grobe gelbe Sandsteinbänke eingeschaltet. Unter den spärlichen Fossilien befinden sich keine Ammoniten: *Ceromya plicata* AG. var. *amburnensis* GERB., *Pholadomya paucicosta* ROEM., *Ostrea* sp., *Terebratula* sp.

(2) > 175 m (nach BAKX, Lit. 4, S. 174 etwa 250 m). Schiefrige Mergel wechsellagernd mit decimeterdicken mergeligen Kalkbänken. Unten in diesen Schichten fand ich: *Oppelia wenzeli* (OPP.), *Haploceras falcula* (QU.), *Perisphinctes torresensis* CHOFFAT, *Idoceras* cf. *planula* (HEHL).

(1) 4—5 m Graue Riffkalke mit unzähligen *Spongien*, ferner *Neumayriceras lochense* (OPP.), *Ochetoceras canaliculatum* (v. BUCH), *Perisphinctes plicatilis* (SOW.) D'ORB., *P. bernensis* DE LORIOL, *Nautilus* sp., *Belemnites* sp., *Pecten* sp., *Gastropoden*, *Terebratula* sp., *Waldheimia* cf. *obovata* (SOW.), *Rhynchonella* sp., *Crinoiden*stielgliedern, *Cidariden*stacheln ,irregulären *Echiniden*, *Korallen*, *Serpula* sp., *Foraminiferen*.

Die Mächtigkeit der Schichtfolge (3) ist bei BAKX 139 m.; die unsere wurde am Bco. del Balsón bestimmt. Die Schicht (1) ist bei BAKX 17 m. mächtig (Lit. 4, S. 173—175).

Der Fossilinhalt gestattet die Unterscheidung der folgenden Horizonte:

(3) Kimmeridgien (wohl Malm δ und ε). Nach BAKX tritt auch noch unteres Portlandien hinzu (Lit. 4, S. 175). Seine „Kreide" (Lit. 4, S. 176) ist noch in den Malm zu stellen; es sind damit eben die Sandsteinbänke gemeint, welche im obersten Malm mit den Kalken wechsellagern.

(2) Corallien (Malm β) und wahrscheinlich Séquanien (Malm γ).

(1) Oxfordien (Malm α).

Nach BAKX (Lit. 4, S. 173—174) sollen die Schwammkalke den Malm β vertreten. Da dieses nicht mit meinen eigenen Beobachtungen stimmte, nach denen sie ja zum Malm α gehören, und da auch anderswo in den Keltiberischen Ketten eine Schwammschicht in Malm α (Schichten mit *Perisphinctes plicatilis* und *Ochetoceras canaliculatum*) auftritt (Lit. 26, S. 132, 147; Lit. 48, S. 538, 542; Lit. 69, S. 64; Lit. 71, S. 25), habe ich eine Neubestimmung der Ammoniten dieser Schichten aus der Sammlung BAKX vorgenommen. Ich erhielt dabei:

(2) *Ochetoceras marantianum* (D'ORB.), *O. semifalcatum* (OPP.), *Haploceras laevis* (QU.) (*modestiformis* (OPP.)), *Peltoceras bimammatum* (QU.)

(1b) *Neumayriceras lochense* (OPP.), *N. callicerum* (OPP.), *Ochetoceras hispidum* (OPP.), *O. canaliculatum* (v. BUCH), *Perisphinctes bernensis* DE LORIOL, *Aspidoceras* cf. *oegir* (OPP.), *Peltoceras bimammatum* (QU.).

(1*a*) *Neumayriceras lochense* (Opp.), *Ochetoceras hispidum* (Opp.), *Perisphinctes bifurcatus* (Qu.), *P.* cf. *birmensdorfensis* Moesch, *P. mogosensis* Choffat.

Aus dieser Fossilliste geht eindeutig hervor, dass die Schichten 1*a* sowie 1*b* typische Arten des Malm α, die Schicht 2 solche des Malm β enthalten. Nur das *Peltoceras bimammatum* in Schicht 1*b* scheint auf ein jüngeres Alter dieser Schicht hinzuweisen. Ich glaube, dass man besser annehmen kann, dass es durch ein Versehen zwischen die Fossilien der Schwammkalke geraten ist und ursprünglich aus der Schicht (2) stammt.

De Verneuil und Collomb erwähnen aus dem Oxfordien der Sierra de Camarena „*Ammonites plicatilis* Sow., *A. canaliculatus* Münst. (Pl. 3, Fig. 8), *A. oculatus* Bean, *A. tortisulcatus* d'Orb." (Lit. 90, S. 111—113). Mallada nennt ausserdem noch „*Ammonites hecticus* Rein., *A. lunula* Rein." (Lit. 55, S. 107).

9. Wealden.

Ueber den obersten im vorigen Abschnitt zum Malm gerechneten Schichten folgt eine hauptsächlich aus weissen Sandsteinen und roten Mergeln aufgebaute Serie, welche sich durch ihre Lage unter fossilführendem Urgon als diejenige erweist, welche man in Spanien im Allgemeinen als „Wealden" andeutet. Sowohl zwischen (6′23″—33′50″) und 6′17″—32′20″) als zwischen (4′16″—33′42″) und (4′32″—32′40″) konnte ich seine Mächtigkeit als 560—570 m. bestimmen. Eine Einteilung der Serie ist nicht möglich, nur könnte man die untersten und die obersten Schichten, welche beide Kalkbänke führen, vielleicht abscheiden. Die Kalkbänke im untersten Wealden, dicht über dem Malm (bei 6′52″—33′50″), zeigen ganz eigenartige breite Wellenfurchen. Im obersten Wealden liegt bei (6′43″—30′20″) dicht unter dem Urgon eine harte graue Kalkbank mit Ostreenschill. Zum Vergleich können wir die Einteilung des Profils von Morella von Hahne (Lit. 41, S. 81) heranziehen:

75 m. *Mirambelschichten:* Gelbliche Kalke, grüne Mergel und Tone.

135 m. *Morellaner Schichten:* Grobkörnige Sandsteine und Sande von verschiedenen Farben mit Zwischenlagen von roten und grünen Tonen.

45 m. *Miraveter Schichten:* Graue Kalke mit wulstiger Oberfläche mit Mergelzwischenlagen, und rote Tone.

Es könnten nun sehr wohl die Kalke im untersten und obersten Wealden den Miraveter- bezw. Mirambelschichten entsprechen. Die Hauptmasse des Wealden wird aber von der Fazies der Morellaner Schichten gebildet: es sind die oben erwähnten abwechselnden Sandsteine und Mergel, und untergeordnet Tone.

Die Sandsteine sind meistens ziemlich grob und kaolin- und glimmerhaltig. Sie enthalten oft weisse Quarzgerölle, nur selten Gerölle von anderem Gestein. Ihre Farbe ist, wenn kaolinreich, hellweiss; wenn eisenhaltig, gelb und sogar rot. Durch Aufnahme von Pflanzenmaterial

kann bisweilen der Sand grüngrau sein. Die verschiedenen Farben, besonders das Gelb und Rot, gehen seitlich in einander über. Die Sandschichten können auch seitlich auskeilen und sind oft kreuzgeschichtet. Sie zeigen Wellenfurchen, „Wurmspuren", braune Tongallen und Flecken ähnlich denen des Tigersandsteins (z. B. graue Flecken in rotem Sandstein). Ihre Schichtung ist dünn oder dick. Da der diagenetische Prozess sich noch nicht beendet hat, findet man bisweilen sehr harte, oft ganz verkieselte Sandsteine gleich neben mürben, lockeren Sanden. Auch Feuersteinartige Gebilde treten auf; sie erreichen bis ½ m. Durchmesser.

Die Mergel und Tone sind in der Regel rot; graue Tone sind aber auch nicht selten. Bisweilen führen letztere schöne Gipskristalle.

Zwischen den Sanden und Mergeln findet man oft dünne schwarze Pflanzenbänke. Richtige Kohlenschmitzen kommen nicht vor. In einer grauen Sandsteinbank in der Rambla de los Casquetes fand ich spärliche Reste von *Ostrea* sp.

Nach Joly (Lit. 48, S. 547), Royo (Lit. 76, S. 126), Brinkmann (Lit. 11, S. 17), Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 26) u. A. vertritt der spanische Wealden auch noch das (obere) Portland und das Purbeck. Dieser Fall liegt auch wohl bei Riodeva vor, wo die jüngsten von Bakx zum Jura gerechneten Schichten dem unteren Portland (oder vielleicht noch dem oberen Kimmeridge) entsprechen (Lit. 4, S. 176). Auf jeden Fall formen Jura und Wealden eine kontinue Serie; im obersten Jura schalten sich Sandsteine ein, im untersten Wealden treten noch Kalkbänke auf, so dass der Uebergang ein allmähliger ist. Einen ähnlichen allmähligen Uebergang beobachtete Hahne (Lit. 42, S. 11, 12) am Ostrand des Corbalán-Sattels (NE. von Teruel). Sowohl das Alter wie, zum Teil, die Fazies des spanischen Wealden ist gut mit denen des norddeutschen zu vergleichen (Lit. 49). Nur führt in unserem Gebiet noch der mittlere Wealden Gips, während dieser sich in Deutschland auf das Portland (mit den Miraveter Schichten zu vergleichen) beschränkt.

Das Vorkommen von Wealden bei Riodeva zeigt, dass zu Unrecht Hahne (Lit. 42, S. 11, Taf. 1) annimmt, dass überall westlich des Javalambre-Massives die Utrillasschichten (Gault) transgredieren. Auf dem Uebersichtskärtchen von Richter und Teichmüller (Lit. 71, Taf. 2, Fig. 3) liegt Riodeva etwa auf der Linie für 200 m. Mächtigkeit des Wealden, was schon besser stimmt.

10. Urgon.

Ueber den Sanden und Mergeln des Wealden folgt eine überwiegend kalkige Serie, für die in Spanien in der Regel der Name Urgon oder Urgo-Aptien angewendet wird. Die herrschende Farbe der Kalke ist gelb, besonders an der Basis; nach oben hin schalten sich immer mehr graue Schichten ein. Auch sind sie an der Basis mergelig und sandig, während in der oberen Hälfte grobe Kalksteine auftreten und sogar (im Bco. de la Juncosa) eine 10 cm. mächtige Marmorschicht. Die mergeligen Kalke der Basis enthalten eine Fülle kleiner Fossilbruchstückchen, vermischt mit kleinen Fossilien, besonders *Orbitolinen*. Auch führen sie bisweilen

Limonitreiche grobe Sande und fossiles Holz, eine Erinnerung an die Wealdenfazies. Der obere Fossilhorizont führt bisweilen Limonitkonkretionen und wird von einem glaukonitreichen Horizont überlagert. Wir können auf Grund der Fossilhorizonte die wenigstens 325 m. mächtige, von Miozän diskordant überlagerte Serie folgenderweise unterverteilen:

> 250 m. Vorwiegend graue Kalke; an der Basis ein Glaukonitsand.

2 m. Oberer Fossilhorizont mit *Exogyra boussingaulti* D'ORB., *Astarte beaumonti* LEYM., *Cardium* cf. *peregrinorsum* D'ORB., *Pecten (Neithea) atavus* ROEM., *Toucasia carinata* (MATH.), *T.* cf. *lonsdalei* (SOW.), *Requienia* cf. *ammonia* (GOLDF.), *Radiolites* spec., *Pterocera* cf. *neocomiensis* D'ORB., *Natica hugardiana* D'ORB., *Turbo* sp.

60 m. Vorwiegend gelbe, mergelige und sandige Kalke.

3 m. Unterer Fossilhorizont mit vielen *Exogyra boussingaulti* D'ORB., *Cidaridens*tacheln, *Orbitolina conoidea-discoidea* GRAS und Fossildetritus.

10 m. Mergelige gelbe Kalke, bisweilen mit Wellenfurchen.

DE VERNEUIL und COLLOMB (Lit. 90, S. 102—103) erwähnen von Riodeva „*Nerinea coquandiana?* D'ORB., *Pterocera pelagi* BRONG., *Ostrea boussingaulti* D'ORB., *Janira atava* ROEM., *Requienia lonsdalei* SOW." (hiermit ist gemeint *Toucasia carinata* (MATH.), siehe Lit. 28*a*, S. 628); EZQUERRA (Lit. 35, S. 393) „*Pterocera pelagi* BRONG., *P. beaumontiana* D'ORB., *Trigonia scabra* LAMK."; MALLADA (Lit. 55, S. 293) „*Ostrea boussingaulti* D'ORB., *Pecten morrisi* PICT., *Toucasia carinata* MATH., *Pterocera pelagi* D'ORB., *Nerinea coquandi* D'ORB." Das Urgon dieser Gegend war also schon längst bekannt; dass es später, u. A. auf der Geologischen Karte von Spanien 1:400 000, für Oberkreide angesehen wurde, findet wohl seinen Grund in einer Bemerkung von NICKLÈS (Lit. 60, S. 81), dass DE VERNEUIL mit seiner „*Requienia lonsdalei* SOW." in den meisten Fällen *Toucasia santanderensis* DOUV. gemeint hat; letztere ist bezeichnend für das Albien. Das von HAHNE angenommene Fehlen des Urgons bei Riodeva (Lit. 42, S. 6, 7) ist ebensowenig richtig als das des Wealden; bei Valacloche (S. 6) liegt überhaupt keine Kreide.

Das Alter der Urgonkalke ist nach HAHNE (Lit. 41, S. 84) Barrémien + Aptien, nach BRINKMANN (Lit. 11, S. 35) Oberes Barrémien bis einschliesslich Unteres Albien, nach RICHTER und TEICHMÜLLER (Lit. 71, S. 35) Barrémien bis einschl. Unteres Albien. Die Fossilien unseres 1. und 2. Fossilhorizontes weisen auf Barrémien + Aptien.

11. Jungtertiär.

Besonders das Gebiet nördlich und südlich von Riodeva zeichnet sich aus durch eine weite Verbreitung von Schichten, welche sich in erster Linie durch ihre stark diskordante Lage auf allen Schichten des Mesozoikums auszeichnen. Man kann unter ihnen zwei Fazies unterscheiden, eine mit klastischen und eine mit chemischen Sedimenten, welche auf der Karte mit verschiedener Signatur angegeben sind.

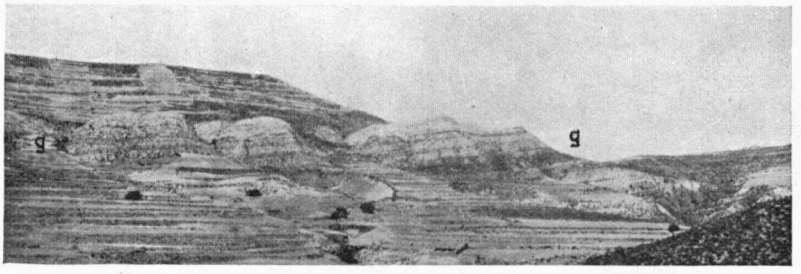

Abb. 10.

Gipslager (g—g) in Schicht (8) des Jungtertiärs an der Ostseite des Cuerno del Pinar.

a. Die klastische Fazies ist am weitesten verbreitet östlich der Linie Masía del Villarejo—Riodeva—Mas del Olmo. Sie tritt im hohen Jura- und Triasgebiet stellenweise auf grossen Flächen auf, ist aber an anderen Stellen schon wieder abgetragen worden und nur in der Form von spärlichen Relikten erhalten geblieben. Im tieferen Kreide- und Tertiärgebiet stellt sie die östliche oder Delta-Entwicklung des Tertiärs dar. Sie besteht hauptsächlich aus mehr oder weniger groben Brekzien mit meist rotem, kalkigem und porösem Bindemittel. Die Brekzien bestehen meistens aus mesozoischen, besonders jurassischen Kalksteinbruchstücken, bisweilen mit Beimischung von Sandstein- oder Quarzitfragmenten. Im Jura- und Triasgebiet erreichen diese Fragmente bis 20 cm. Durchmesser; ausserdem liegen in dieser Brekzie stellenweise grosse Blöcke von tertiärem Juraschutt, welche bis 20 m. messen können. Im niedrigen Kreide- und Tertiärgebiet sind die Brekzien weniger grob und erreichen die Fragmente nur einige cm. Durchmesser. Im Osten des Deltagebiets sind die Bruchstücke noch eckig, weiter nach Westen werden sie mehr und mehr abgerundet und bilden sie echte Konglomerate. Weiter schalten sich West-, also Beckenwärts feine bis grobe und feinkonglomeratische rote Sandsteine ein. Es ist also von Osten nach Westen, vom hohen Gebiet nach dem Becken zu, eine Abnahme der Korngrösse zu beobachten. Am Ende dieser Reihe stehen die roten Tone.

Neben der vorherrschend roten Entwicklung der klastischen Gesteine treten besonders im Westen, wo sie mit Kalksteinen wechsellagern, untergeordnet auch graue Sandsteine auf. Weiter sind hier Mischgesteine zu beobachten, wie z. B. weisse Kalke welche wohl oder nicht rotgefärbte Gerölle führen.

E. Kaiser hat die grobklastischen Gesteine dieser Kategorie als „Fanglomerate'' bezeichnet.

b. Die chemischen Bildungen treten fast ausschliesslich westlich der Linie Masía del Villarejo—Riodeva—Mas del Olmo auf. Es sind hauptsächlich Süsswasserkalke und -mergel und Gips. In der Sammlung Roodhuyzen traf ich viele Handstücke von grauem Mergel und weissem mehr oder weniger mergeligem Plattenkalk, welche bisweilen auch rötliche Farben zeigen. Seltener sind harte, dichte, feine weisse bis graue oder grobe gelbe bis rote Kalksteine. Die Mergel und Kalke enthalten

oft unzählige Süsswassergastropoden; Lamellibranchiaten sind selten. Auch Kalktuffe sind ziemlich verbreitet.

Der Gips tritt meistens auf in Kristallen; ganze Mergelschichten sind oft damit gefüllt. Am Cuerno del Pinar ist eine 45 m. mächtige, hauptsächlich aus körnigem Gips bestehende Schichtfolge abgelagert, deren Mächtigkeit jedoch nach Norden und Süden hin rasch abnimmt (Abb. 10). Schwefel kommt bei Riodeva nicht vor, wohl aber direkt westlich des Kartenrandes, wo er in dem Schwefelbergwerk vom Libros ausgebeutet wird.

c. Schliesslich seien als organogene Bildungen ausser den Lagern von Süsswassermollusken die vielen Pflanzenbänke erwähnt, welche als weiche, schwarze, von einem cm. bis einigen dm. mächtigen Schichten den Kalken und Gipsmergeln zwischengeschaltet sind. Bei Libros sind diese als schwach bituminöse, grauschwarze Schiefer entwickelt, welche ausser viel Pflanzenhäcksel Reste von Fröschen (*Rana pueyoi* NAVAS), Reptilien und Vögeln enthälten; sie werden im Schwefelbergwerk als Brennstoff verwendet.

BAKX hat die Stratigraphie des Tertiärs von Cascante ausführlich behandelt. Im Riodeva-Gebiet sind die guten Profilaufschlüsse leider viel beschränkter als dort, weil die Pinar-Hochfläche sehr wenig zerschnitten ist. Von den von meinem Kollegen P. G. ROODHUYZEN aufgenommenen Detailprofilen will ich hier zwei wiedergeben:

a. Im Bco. de los Hontanares (von 6′50″—30′23″ nach 7′54″—30′50″):

(10)	80 m.	Mergel, Plattenkalke und Kalktuffe, mit 60 m. über der Basis eine harte Kalksteinbank, und an der Basis einer Pflanzenbank und Gipskristallen.
(9)	35 m.	Gelbe Sandsteine.
	35 m.	Rote Sandsteine und Fanglomerate.
(8)	15 m.	Stark zerdrückte Kalke; an der Basis im Bco. del Tarro und im Bco. del Tinajo Gips und Pflanzenbänke.
(7)	35 m.	Rote Sandsteine und Fanglomerate.
(6)	15 m.	Mergel.
(5)	35 m.	Rote Sandsteine mit einigen Kalksteinbänkchen, nach oben übergehend in rotgelbe bis gelbe Sandsteine.
(4)	15 m.	Kalkstein; im Bco. del Tinajo enthält diese Schicht in der Mitte Gips und Pflanzenbänke.
(3)	65 m.	Rotbraune und rote Sandsteine und Fanglomerate.
(2)	50 m.	Plattenkalk.
	15 m.	Gipsmergel mit an der Basis einigen Pflanzenbänkchen.
(1)	35 m.	Graue Sandsteine und rote Fanglomerate mit bis ½ m. mächtigen Kalkbänken.

b. Vom Cuerno del Pinar (1301) nach SE (Abb. 10):

(10)	70 m.	Mergelige Plattenkalke, Mergel und Kalktuffe.
	½ m.	Gelber mergeliger Sandstein.
	3 m.	Harter Kalkstein.
	4 m.	Plattenkalke.
(9)	8 m.	Rote Tone mit oben Gipskristallen.
	½ m.	Plattenkalke mit Pflanzenresten.
	15 m.	Rote Tone.
(8)	45 m.	Körniger Gips mit Einschaltungen von dünnen Kalkschichten und rotem Mergel.
(7)	8 m.	Rote Mergel.
(6)	½ m.	Harter Kalkstein.
	5 m.	Graue sandige Mergel und gelbe mergelige Sandsteine.
	½ m.	Kalktuff.
(1)—(5)	150 m.	(Hierunter folgen noch 150 m. Kalke und Fanglomerate usw.).

Aus diesen und anderen Profilen ergibt sich für den Süd- und Ostabhang des Pinar die folgende Schichtfolge:

(10) Kalke und Mergel; an der Basis Gips und Pflanzenbänke.
(9) Rote klastische Gesteine.
(8) Kalke, Mergel und Gips; an der Basis Pflanzenbänke.
(7) Rote klastische Gesteine.
(6) Kalke und Mergel (und Gips?).
(5) Rote klastische Gesteine.
(4) Kalke, Mergel und Gips; in der Mitte Pflanzenbänke.
(3) Rote klastische Gesteine.
(2) Kalke, Mergel und Gips; an der Basis Pflanzenbänke.
(1) Rote klastische Gesteine.

Diese Wechsellagerung von klastischen und chemischen Sedimenten liefert wohl die besten Leithorizonte; besonders eignet sich dazu die Schicht (9). Die klastischen Gesteine klingen aber alle nach Westen hin aus, sodass ihre Mächtigkeit in den verschiedenen Profilen ungleich ist. Auf der Karte sind die Schichten (5)—(7) zusammengefasst worden.

Bakx (Lit. 4, S. 177) nennt als Leithorizonte eine dreiteilige Kalkbank in seiner Schicht 6 B, und eine Pflanzenbank an der Basis von 4 A. Wir fanden, wie ja auch Bakx selbst, mehrere harte Kalkbänke und mehrere Pflanzenbänke, sodass eine Parallelisation nicht ohne Weiteres möglich ist. Es gibt aber mehrere Anhaltspunkte. So halte ich es für wahrscheinlich, dass die harte Kalkbank 60 m. über der Basis von (10) die gleiche ist, wie die harte Kalkbank 55 m. über der Basis von Bakx' Schicht 7 (Valbuena-Gebiet, Profil 1—2); dass der harte Kalkstein unten in (10) unseres Profils *b* den „banc triparti" (Bakx 6 B) darstellt; und dass die Pflanzenbank an der Basis von (10) mit der am Gipfel von Bakx' Schicht 6 A (Pañuelo-Gebiet, Profil 5) zu vergleichen ist. Weiter sind die Schichten 1 und 3 von Bakx, welche hauptsächlich aus Fanglomeraten bestehen, unseren Schichten (1) und (3) gleichzustellen. Die Pflanzenbank in der Mitte von (4) dürfte die gleiche sein

wie die an der Basis von 4 A (BAKX). Diese Parallelisation stimmt auch mit den Mächtigkeiten gut überein. Unsere Schichten (4)—(9) würden dann 4—6 A von BAKX entsprechen.

Die Gesamtmächtigkeit des Tertiärs ist im Profil *a* 430 m., im Profil *b* 310 m. Eine Kombination der Profile Muela 3 und 5 und Pañuelo 5 von BAKX ergibt für das Tertiär nördlich vom Camarena-Fluss 285 m.; die Profile Santa Barbara 4 und Valbuena 1 für das Gebiet südlich des Camarena 260 m.

In der Sammlung ROODHUYZEN fand ich folgende Fossilien vor:

(10) *Planorbis thiollieri* MICHAUD, *Helix* sp., *Hydrobia deydieri* DEPÉRET, *Bythinia gracilis* SANDB., *Lymnaeus bouilleti* MICHAUD, *Glandina aquensis* (MATH.), *Melanopsis* sp., Blattabdrücke.

(8) *b.* *Planorbis thiollieri* MICHAUD, *Helix* sp., *Hydrobia deydieri* DEPÉRET, *Bythinia gracilis* SANDB., *Lymnaeus bouilleti* MICHAUD, *Melanopsis* sp.

a. *Planorbis* sp., *Hydrobia romani* ROYO, Lamellibranchiaten.

(6) *Planorbis matheroni* FISCH. & TOURN., var. aff. *sulfureus* ROYO [1]).

(4) *Hydrobia romani* ROYO.

(2) *Planorbis* sp. sp., *Lymnaeus bouilleti* MICHAUD, *Bythinia gracilis* SANDB.

Bei BAKX (Lit. 4, S. 196) tritt die Fauna mit *Hydrobia romani* und *Planorbis matheroni* var. aff. *sulfureus* auf in den Schichten 4 und 5, bei uns in (4) bis (8)*a*. Der oben gegebenen Parallelisation können wir also noch hinzufügen, dass die Grenze zwischen Schicht 5 und 6 von BAKX etwa der Mitte unserer Schicht (8) entspricht.

Die Fossilien weisen auf ein pontisches Alter der ganzen Serie. Schon DEREIMS gibt dieses Alter für die Schichten von Libros an (Lit. 26, S. 176). Ich konnte feststellen, dass der Schwefelführende Horizont von Libros etwa unserer Schicht (6) entspricht; Schicht 3 von DEREIMS (Lit. 26, Fig. 43) = P von BRAUN (Lit. 10, S. 174) entspricht unseren Schichten (1) bis (3), 4 von DEREIMS = e—O von BRAUN = (4)—(7), 5 von DEREIMS = A—c von BRAUN = (8)—(10). BRAUN spricht von einer Mächtigkeit von 205 m., wobei aber der Neigung der Schichten nach E. wahrscheinlich keine Rechnung getragen ist. In den gleichen Schichten wurde weiter nördlich, bei Concud (NW. von Teruel) eine pontische Säugetierfauna gefunden (Lit. 26, S. 175; Lit. 46, S. 61). Das pontische Alter der jungtertiären Schichtfolge von Libros—Riodeva und Teruel ist also schon seit langem bekannt. Dennoch stellt ROYO in seiner Uebersichtstabelle (Lit. 74, S. 273), wenn auch mit einem Fragezeichen, die Schichten von Libros in das Sarmatien. Es hat dies wohl darin seinen Grund, dass man für die jungtertiären gipsführenden Schichten in Spanien im Allgemeinen ein sarmatisches Alter annimmt (Lit. 74; Lit. 71, S. 62, 65). Ueberhaupt scheinen Gipsmergel in den Mittelmeerländern nicht bis in das Pont zu reichen; in den Handbüchern

[1]) Siehe BAKX (Lit. 4, S. 196).

fand ich nur aus Nordafrika gipshaltige pontische Schichten erwähnt (Lit. 37, S. 601, 603), welche aber marin sind. Auf das Vorkommen von pontischen Gipsmergeln in Spanien weisen noch zwei Bemerkungen von Royo: er nennt Gips von Los Algezares bei Teruel (Lit. 74, S. 264), wo man nach Lit. 46 (S. 75) eine pontische Säugetierfauna gefunden hat, und von Niñerola in der Provinz Valencia (Lit. 73, S. 83), wo er selbst *Planorbis* cf. *thiollieri* und *P.* cf. *matheroni* gesammelt hat, von denen er ausserdem noch bemerkt, dass sie den „sarmatischen" Formen von Libros sehr ähnlich sind.

Schliesslich will ich noch das Tertiärgebiet um Mas del Olmo kurz behandeln. Ich konnte es nur ein paar Mal besuchen und daher keine Detailaufnahmen machen. Das Gebiet wird beherrscht von der Wechsellagerung der Fanglomerat- und Sandsteinschichten mit den nach E. ausklingenden Kalken und Mergeln. Dabei sind 4 Kalk- und 4 Fanglomerathorizonte zu unterscheiden, welche wohl den Schichten (2)—(9) entsprechen. In der untersten Schicht fand ich die Fauna mit *Hydrobia romani.* Das Vorkommen von Säugetierresten bei Mas del Olmo war mir damals nicht bekannt, sodass ich es nicht besucht habe. Es liegt ausserhalb des Aufnahmegebiets und soll *Anchitherium* sp. enthalten, also sarmatischen Alters sein (Lit. 74, S. 273). Man kann aber aus einer Bemerkung von Brinkmann (Lit. 11, S. 31) schliessen, dass diese Schichten möglich pontisch sind; Royo (Lit. 73, S. 82) betont weiter die Aehnlichkeit der Fauna von Niñerola mit der von Libros (pontisch) sowohl wie mit der von Mas del Olmo.

12. Quartär.

Zum Quartär gehört wohl der übergrosse Teil des Blockschutts und Gehängeschutts, welches besonders von den Infraliasfelsen geliefert wird und daher in erster Linie dem Keuper auflagert. Eine genaue Kartierung dieser Schuttmassen wäre sehr zeitraubend gewesen und hatte ausserdem wenig Sinn, weshalb ich solches unterlassen habe. Die Schuttdecke ist in der Regel wenig mächtig, so dass die von ihr überdeckten Schichten an zahllosen Stellen aufgeschlossen sind. Nur in zwei Fällen konnte ich ihren Untergrund nicht vermitteln; diese sind auf der Karte mit einem x bezeichnet.

An verschiedenen Stellen sind grössere Massen, meistens von Infralias, mehr oder weniger in Schichtverband abgerutscht. Diese Massen werden an einigen Stellen von Jungtertiär überlagert und sind also jedenfalls zum Teil praepontischen Alters. Sie werden im Abschnitt Tektonik behandelt. Der Schutt, den sie liefern, ist natürlich wohl als quartär zu betrachten. Ebenfalls praepontisch ist wahrscheinlich der alte Bergsturz der Iazos. An sieben Stellen im Prado Somero und auf den Simas liegen auf Keuper und Ophiolithen Schutthügel, welche aus grossen Blöcken von Buntsandstein, Muschelkalk und Infralias bestehen. Diese können nur von Süden her angeführt sein, entweder von schnellströmenden Gewässern oder von einem Gletscher; letzteres ist aber nicht wahrscheinlich, weil die Blöcke keine gekratzten oder polierten Flächen aufweisen, und im ganzen Gebiet die Merkmale einer ehemaligen Ver-

gletscherung fehlen. Die Ablagerung der Blöcke muss aber jedenfalls stattgefunden haben vor der Bildung des heutigen Flusssystems.

Alluvium tritt im Bett mehrerer Flüsse auf. Es besteht aus wechsellagernden Sand- und Geröllschichten, in denen sich das jetzigen Flussbett bis einige Meter tief eingeschnitten hat. Im Río de Eva herrschen die Gerölle, im Río de Camarena die feineren Sedimente vor.

Schliesslich sei noch der Kalktuff erwähnt, für den BRINKMANN (Lit. 11, S. 31) in der Provinz Valencia alluviales Alter annimmt. Es ist dieser im Bco. del Aca Fuerte und in der Rambla de los Amanaderos geformt worden von den Brunnen auf der grossen Randverwerfung, wo Buntsandstein neben Keuper liegt. Im ersten barranco (bei 7′8″—35′16″) fand ich ihn in der nächsten Umgebung zweier noch fliessender Brunnen; er dürfte hier also noch fortgebildet werden. In der Rambla de los Amanaderos liegt er in bis 20 m. mächtigen Schichten voller Blatt- und Zweigabdrücken auf Buntsandstein, Keuper, „Rhaet'' und Infralias von (6′8″—34′58″) bis (6′9″—34′37″), und auch noch an einigen Stellen weiter Talabwärts. Diese Ablagerungen sind älter als die erstgenannte, weil sie nicht mehr fortgebaut werden und vom Fluss schon wieder tief zerschnitten sind.

13. Zusammenfassung.

Die folgenden Schichten sind im Aufnahmegebiet verbreitet:

			m.
Quartär	Holozän, Plistozän	Blockschutt, Gehängeschutt, Flussablagerungen, Kalktuff; Schutthügel des Prado Somero.	0—20
Tertiär	Pontien	Rote Fanglomerate und Sandsteine; Süsswasserkalke und -mergel mit Gastropoden, Gips, Pflanzenbänke.	310—430
Urgon	Aptien, Barrémien	Kalksteine mit Rudisten und Orbitolinen.	> 325
Wealden	Hauterivien-Portlandien	Sandsteine und rote Mergel und Tone; zuunterst und zuoberst Kalke eingeschaltet.	560
Malm	? Portlandien-Kimmeridgien	Grobe, oft pisolithische Kalksteine; zuoberst Sandsteine eingeschaltet.	
	Séquanien-Corallien	Schiefrige Mergel und Mergelkalke.	410
	Oxfordien	Schwammkalke mit Perisphinctes plicatilis.	

Dogger	Unt. u. mittl. Callovien	Eisenoolithe mit Macrocephalites macrocephalus.	80—100
	Bathonien-Bajocien	Gutgeschichtete Kalksteine mit Ammoniten.	
	Oberes Aalénien	Kalke mit Ludwigia concava.	
(Oberer) Lias	? Unteres Aalénien, Oberes Toarcien	Vulkanischer Tuff; Kalksteine mit Lamellibranchiaten und (selten) Ammoniten.	80—130
	Charmouthien	Farbige Kalksteine und Mergel mit Lamellibranchiaten, Gastropoden und Brachiopoden; vulkanischer Tuff.	
Infralias	Sinémurien, Hettangien, ? Rhétien	Massige dolomitische Kalksteine ohne Fossilien.	220
„Rhaet"	? Rhétien	Dolomitische Kalke und Zellenkalke; rote Kalksteine und Mergel mit Quarzkriställchen; Brekzien.	0—110
Keuper	Norien, Carnien	Graue und rote Tone und Mergel mit Gips; Ophiolithe, (liassische?) Ganggesteine.	310
Muschelkalk	Ladinien	Mergel und graue oder gelbe Kalksteine.	80—115
	Anisien	Dolomite und Wellenkalke.	
	? Anisien ? Röt	Dolomite, Kalke und Mergel.	
Buntsandstein	„Röt"	Weisse und rote Sandsteine, Mergel.	
	übriges Werfenien	Rote Sandsteine.	> 245

III. ERUPTIVGESTEINE.

1. Ergussgesteine des Keupers.

In der Umgebung von Camarena enthalten die Gipsmergel des Keupers an zahllosen Stellen Eruptivgesteine, welche schon seit langem bekannt sind aus den Arbeiten der spanischen Geologen und von DEREIMS (Lit. 26, S. 87—88, 91). Aus dem Uebersichtskärtchen bei RICHTER und TEICHMÜLLER (Lit. 71, Taf. 2, Fig. 2) geht hervor, dass die Umgebung von Camarena zu den reichsten Vorkommen dieser Eruptivgesteine gehört. Ich habe versucht, sie in die Karte so genau und vollständig möglich einzutragen. Aus der Karte geht direkt hervor, dass sowohl kleinere Stöcke und Gänge als grössere Decken vorkommen. Eine nähere Untersuchung der Gesteine hat ausgewiesen, dass ein Teil der Stöcke und Gänge grobkristallines Gefüge hat, während die Decken und die übrigen Stöcke und Gänge aus einem feinkörnigen porphyrischen grünen Gestein bestehen. Da in den Decken Gänge von dem grobkristallinen Gestein vorkommen, betrachte ich die letzteren als jünger. BAKX hat diese beiden Gesteinsarten nicht geschieden und hält die Decken für intrusiv (also für Lagergänge), weil sowohl die hangenden wie die liegenden Keupermergel Kontaktmetamorphose zeigen (Lit. 4, S. 164). Ich bin der Meinung, dass diese Metamorphose von den nachher in den Decken intrudirten Ganggesteinen verursacht worden ist, und dass die Decken Ergüsse sind. Hierfür sprechen u. A.:

1. Das Vorkommen von Wulstlava bei (6′36″—38′50″), (6′32″—38′35″) und (7′58″—39′20″), im Gebiet BAKX bei (L-XIV-16-18) (Lit. 4, S. 163, Fig. 2, Schicht 1), (L-XV-17-3) (Fig. 3, Schicht 4) und (L-XVIII-5-4) [1]). Die Wulste sind meistens etwa ½ cm. breit und unregelmässig geschwungen; am letztgenannten Fundort beobachtete ich solche von etwa 2 cm. Breite.

2. Die groben Tuffe bei (7′54″—38′53″) und (9′20″—38′43″), im Gebiet BAKX bei (L-XIV-16-18) (Fig. 2, Schicht 1), (L-XV-17-3) (Fig. 3, Schicht 4) und (T-XVII-5-12) [1]). Die Beschreibung dieser Tuffe folgt weiter unten.

3. Die Schichtung, welche ich bei (6′32″—38′35″) am besten beobachten konnte. Das Gestein besteht hier aus ± 2 cm. mächtigen Schichten, zwischen denen jedesmal ein wenig Keupermergel vorkommt. Gröbere Schichtung kommt auch oft vor; sie äussert sich durch eine Aenderung des Gesteins oder durch Zwischenlagerung von meterdicken Sandstein- oder Mergelschichten.

[1]) Ich entnehme dies der Gesteinssammlung von Herrn BAKX, nicht der Literatur.

4. Das Vorkommen von Mandelsteinen an mehreren Stellen.

5. Der Umstand, dass nicht über jeder Decke kontaktmetamorph veränderter Keuper liegt. In allen Fällen, in denen eine solche Metamorphose stattgefunden hat, konnte ich das Vorhandensein von jüngeren Ganggesteinen in den Decken nachweisen.

6. Auch an anderen Stellen in den Keltiberischen Ketten haben RICHTER u. A. an der Hand von Blockströmen, Mandelsteinen und Tuffen nachweisen können, dass gleichartige Gesteine als Deckenergüsse zu deuten sind (Lit. 69, S. 61; Lit. 71, S. 21). So beobachtete auch SCHMIDT bei Carava und Murcia eine Art Mandelsteinstruktur, und am letztgenannten Ort auch eine grobe Fladenskulptur (Lit. 84, XXVII, S. 730, 731). Auf Mallorca hat HAANSTRA groben vulkanischen Tuff beobachtet (Lit. 40, S. 20).

Die folgenden Ergussgesteine treten im Keuper der Umgebung von Camarena auf:

1. *Olivinreicher melaphyr.* Kleine Einsprenglinge von Olivin und weniger von Augit in einer Grundmasse von zahlreichen feinen Nadeln, ursprünglich wohl von Augit, mit Feldspäten, Biotit, Magnetit und Apatit. Die Struktur des Gesteins ist porphyrisch; die der Grundmasse ist durch die starke Verwitterung schwierig zu erörtern, wird aber jedenfalls von den zahllosen Augitnadelchen beherrscht. Der Olivin ist magmatisch korrodiert. Die Textur ist bisweilen fluidal. Sämtliche Mineralien ausser dem Magnetit und dem Apatit sind zersetzt; als sekundäre Mineralien treten auf: Serpentin, Chlorit, Epidot. Von aussen her sind in die durch Zersetzung der Einsprenglinge entstandenen Hohlräume Calcit, Zeolithe, Quarz und Magnetit (mit Hämatit) eingedrungen.

2. *Olivinmelaphyr.* Zahlreiche kleine Einsprenglinge von mehr oder weniger langsäuligem Augit und von Olivin in einer Grundmasse hauptsächlich von Feldspäten mit Augit, Biotit, Magnetit und Apatit. Die Struktur ist porphyrisch; die der Grundmasse ist schwierig zu erörtern, wird aber bestimmt von dem vorherrschen der Feldspäte. Die Textur ist bisweilen amygdaloid. Als Zersetzungsprodukte treten auf: Serpentin (Antigorit), Chlorit (u. A. Pennin), Epidot (Pistacit), Sericit und Limonit; die Feldspäte sind ganz von Zeolithen (Harmotom?) zersetzt worden. Mandeln und durch Verwitterung entstandene Hohlräume sind z. T. ausgefüllt mit Calcit, Siderit (mit Limonit), Zeolithen, Quarz und Magnetit (mit Limonit).

3. *Olivindiabas.* Sehr wenige bis zahlreiche grössere oder kleinere Einsprenglinge von Augit und Olivin in einer Grundmasse von Feldspäten, Augit und zahllosen blattförmigen (im Dünnschliff nadelförmig erscheinenden) Kristallen von Ilmenit, und ferner etwas grüne Hornblende (selten), Magnetit, Hämatit, Pyrit (bisweilen mit Magnetit verwachsen) und Apatit. Die Struktur ist porphyrisch, die der Grundmasse ophitisch. Das Gestein ist weniger verwittert als die vorigen: die Feldspäte sind öfters ziemlich frisch. In zwei Fällen war es möglich, den Anorthitgehalt des Plagioklases zu bestimmen; es ergab sich etwa

45 % An., also ein basischer Andesin. Als Zersetzungsprodukte finden sich: Serpentin (Antigorit), Chlorit (u. A. Pennin), Epidot (u. A. Pistacit), Sericit, Limonit, Leucoxen und Biotit. Als Hohlraumausfüllung treten auf Calcit, Zeolithe, Quarz und Magnetit (mit Hämatit). Der Olivindiabas bildet das weitest verbreitete Ergussgestein, nicht nur bei Camarena, sondern überall im dem Keuper der Keltiberischen Ketten und ausserhalb derselben. Es wurde bisher beschrieben oder genannt unter den Namen *Melaphyr (Spilit)* MICHEL-LÉVY und BERGERON (Lit. 31, S. 120), *Melaphyr* SAN MIGUEL (Lit. 78, S. 334—335, 339—342; Lit. 79, S. 328—330, 331—332; Lit. 81, S. 335), *Olivindiabas (Ophit)* RICHTER und TEICHMÜLLER (Lit. 69, S. 60—61; Lit. 71, S. 20—22) und WURM (Lit. 98, S. 92—94), *Olivindiabas (Ophiolith)* SCHRIEL (Lit. 85, S. 26), *Ophit* EWALD (Lit. 34, S. 35—36), ? *Olivinophit* SAN MIGUEL (Lit. 81, S. 337).

4. *Hybrider Olivindiabas.* Olivindiabas mit verschiedenartigen fremden Einschlüssen. Es sind zu erwähnen:

a. Quarzit. Panallotriomorph struirtes, fast ausschliesslich aus bisweilen ondulös auslöschendem Quarz bestehendes Gestein. Der Quarz führt zahlreiche winzige Einschlüsse, welche sich besonders an den Rändern der Körner häufen und ihm ein schmutziges Aussehen verleihen. Zerstreut im Gestein liegen ferner kleine Kristalle von grünem Biotit und Hämatit. Der Diabas zeigt um diesen Quarziteinschlüssen eine bedeutende Anreicherung an Augit.

b. Phyllit? Inhomogene Masse von Sericitschüppchen mit langgezogenen Aggregaten von ähnlichem Glimmer, Biotit und Zoisit, ferner Bruchstücken einer amorphen Substanz und vielen Ilmenitkriställchen (mit Titanit).

5. *Melaphyr.* Keine Einsprenglinge oder Einsprenglinge von Augit in einer Grundmasse von Feldspäten (Plagioklas und Orthoklas) und Augit, ferner spärlicher brauner Hornblende oder Biotit, Magnetit (Körnchen), Hämatit, Ilmenit (Leisten), Pyrit und Apatit. Die Struktur ist porphyrisch, diejenige der Grundmasse ziemlich verworren feinkörnig, wie bei 1 (wenn Augit vorherrscht) oder 2 (bei vorherrschendem Feldspat). Die Augiteinsprenglinge sind bisweilen magmatisch korrodiert. Die Textur ist bisweilen amygdaloid, oder auch geschichtet oder wulstig. Das Gestein ist bisweilen besonders frisch. Als Zersetzungsprodukte sind zu nennen: Chlorit, Epidot (Pistacit), Sericit, Calcit, Limonit, Leucoxen. In Hohlräumen finden sich Quarz, Calcit und Zeolithe.

6. *Diabas.* Einsprenglinge von Augit oder keine Einsprenglinge. Grundmasse von Feldspäten (Orthoklas und Plagioklas), Augit, seltener Biotit und/oder brauner Hornblende, ferner Magnetit, Hämatit, Ilmenit und Apatit. Struktur porphyrisch (wenn mit Einsprenglingen); Grundmasse ophitisch. Die Einsprenglinge sind magmatisch korrodiert. Das Gestein ist meistens ziemlich frisch. Als Zersetzungsprodukte sind Chlorit, Epidot, Sericit, Calcit und Leucoxen zu nennen; hierzu treten Quarz und Zeolithe. Dieses Gestein ist aus dem spanischen Keuper bereits beschrieben worden unter den Namen *Augitporphyrit* DEREIMS

(Lit. 26, S. 91), *Porphyrit* MICHEL-LÉVY und BERGERON (Lit. 31, S. 120), *Diabas (Ophit)* WURM (Lit. 98, S. 92—94) und *Ophit* SAN MIGUEL (Lit. 79, S. 332—333).

Fraulein C. M. KOOMANS hat von diesem Gestein die nachfolgende chemische Analyse gemacht:

SiO_2	48.30	si	111
TiO_2	2.26	al	18½
P_2O_5	0.25	fm	45
Al_2O_3	13.68	c	28
Fe_2O_3	3.65	alk	8½
FeO	3.26		
MnO	0.28	ti	3.86
MgO	9.35	p	0.28
CaO	11.36	h	20.0
Na_2O	3.14		
K_2O	1.04	k	0.18
H_2O +	2.00	mg	0.71
H_2O —	0.61		
CO_2	1.07	c : fm	0.62
	100.25		

7. *Hornblendeaugitporphyrit.* Einsprenglinge von brauner Hornblende und Augit in einer Grundmasse von Plagioklas, Orthoklas und Hornblende, ferner Magnetit, Hämatit, Pyrit, Ilmenit und Apatit. Struktur porphyrisch; Grundmasse entweder grobkristallin, hauptsächlich aus Feldspäten mit Hornblendeschüppchen aufgebaut, oder feinkristallin (mit Vorherrschen der Hornblendeschüppchen). Sekundär sind Chlorit und Calcit, dazu etwas Limonit und Leucoxen. Oft ist der Augit nicht mehr vorhanden; man erkennt die Umrisse der Einsprenglinge an Säumen von Erzteilchen, zwischen denen eine Fülle von Hornblendeschüppchen liegt. Seltener sind sämtliche Einsprenglinge in Biotit und eine körnige Masse umgewandelt worden; die Grundmasse enthält in diesem Falle gleichfalls Biotit statt Hornblende.

8. *Basaltglas.* Grüne, amorphe Masse in welcher nur Chlorit und Erze zu unterscheiden sind. Textur fluidal und amygdaloid. Die Mandeln sind ausgefüllt mit Siderit (dazu Limonit), Magnetit, Hämatit und Zeolithen.

9. *Tuffe.* Diese Gesteine bestehen aus bis einigen cm. grossen, eckigen Bruchstücken von verschiedenen Ergussgesteinen und Kristallen von Augit, brauner Hornblende, Biotit und Quarz in einer spärlichen Basis von calcitischem Material. Die Ergussgesteinsbruchstücke sind hauptsächlich Hornblendeaugitporphyrite von feiner sowie grober Struktur.

Viele Autoren sprechen von diesen und ähnlichen Ergussgesteinen aus dem Keuper der Keltiberischen Ketten als von „Ophiten". Nur für spanische Gesteine wird dieser Name gebraucht, wohl durch

die Analogie mit den Ophiten der Pyrenäen, welche gleichfalls im Keuper liegen. Es kommt mir aber besser vor, den Namen „Ophit" zu beschränken auf Gesteine mit auffallender und für den Habitus des Gesteins bestimmender ophitischer Struktur. Die vorliegenden, in erster Linie durch ihre porphyrische Struktur charakterisierten Gesteine kann man besser mit dem Namen „Grünsteine" oder „Ophiolithe" andeuten; bisher hat nur SCHRIEL (Lit. 85, S. 26) dieses getan.

2. Ganggesteine des Keupers.

Vielerorts ist der Keuper in Spanien der Sammelplatz jüngerer Ganggesteine, welche neben den Ergussgesteinen und mit diesen vermischt auftreten. Erst in der jüngsten Zeit hat man angefangen sie nach Art und Alter zu scheiden. BURRI und PARGA haben die jüngste Zusammenfassung der atlantischen jungvulkanischen (neozoischen) Gesteine gegeben (Lit. 15, 16) [1]). Daneben haben bisher nur die Ophite und Lherzolite der Pyrenäen grössere Bekanntheit erworben. LACROIX betont, dass in den Pyrenäen Keuper-Ergüsse und jüngere Ganggesteine nebeneinander vorkommen; die letztgenannten verbindet er mit einer Tufferuption im Unteren Lias (Lit. 51, S. 148). Nach LACVIVIER sind die Lherzolithintrusionen in den Pyrenäen jünger als der Mittlere Lias und älter als der Oberjura (Lit. 53, S. 979). KILIAN (Lit. 6, S. 496—500) beschrieb Ophit-Gänge von Granada, die bis in das Toarcien (Lias ζ) vorgedrungen sind. Da im Camarena-Gebiet Tuffe im Charmouthien (Lias γ—δ) und im Toarcien (Lias ζ) auftreten, liegt es nahe, die Ganggesteine mit diesen zu verbinden und ihnen ein liassisches Alter zuzuschreiben; ihr Mineralbestand und Chemismus sprechen entschieden gegen eine Verbindung mit der jungvulkanischen, atlantischen Gesteinsserie (siehe das Diagramm Abb. 11).

Ausser in den Pyrenäen hat man die Ergussgesteine und die pazifischen, wohl alle liassischen, Ganggesteine im Keuper nie geschieden gehalten. Aus den Gesteinsbeschreibungen geht jedoch hervor, dass der in Camarena durch die von ihm verursachte Metamorphose des Keupers mit Bestimmtheit als intrusiv erkannte Gesteinstypus auch anderswo in Spanien vorkommt. Die ophitische bis ophitisch-porphyrische, meistens grobkörnige Struktur, das fast vollständige Fehlen von Grundmasse und die verhältnismässige Frische dieser Gesteine unterscheiden sie leicht von den echt porphyrischen, feinkörnigen, fast immer stark umgewandelten Ergussgesteinen des Keupers. Auf Grund dieser Erwägungen betrachte ich die folgenden aus dem Keuper von Spanien beschriebenen Gesteine als zu dieser Serie von Ganggesteinen gehörig: *Ophit* MACPHERSON (Lit. 80, S. 68), RICHTER p.p. (Lit. 69, S. 60), SAN MIGUEL p.p. (Lit. 81, S. 336—337); *Diabas* DEREIMS (Lit. 26, S. 91), MICHEL-LÉVY und BERGERON (Lit. 31, S. 119), SAN MIGUEL p.p. (Lit. 80, S. 65—68); *Diabasporphyrit (Ophit)* HAANSTRA p.p. (Lit. 40, S. 18); *Diorit* älterer spanischer Autoren (z. B. Lit. 92, S. 662; 93, S. 70, 88;

[1]) Hierzu gesellen sich noch ein von HAANSTRA beschriebener Camptonit und Monzonit(?) (Lit. 40, S. 16).

22, S. 240); *olivinfreier Melaphyr (Augitporphyrit)* San Miguel (Lit. 78, S. 342—344).

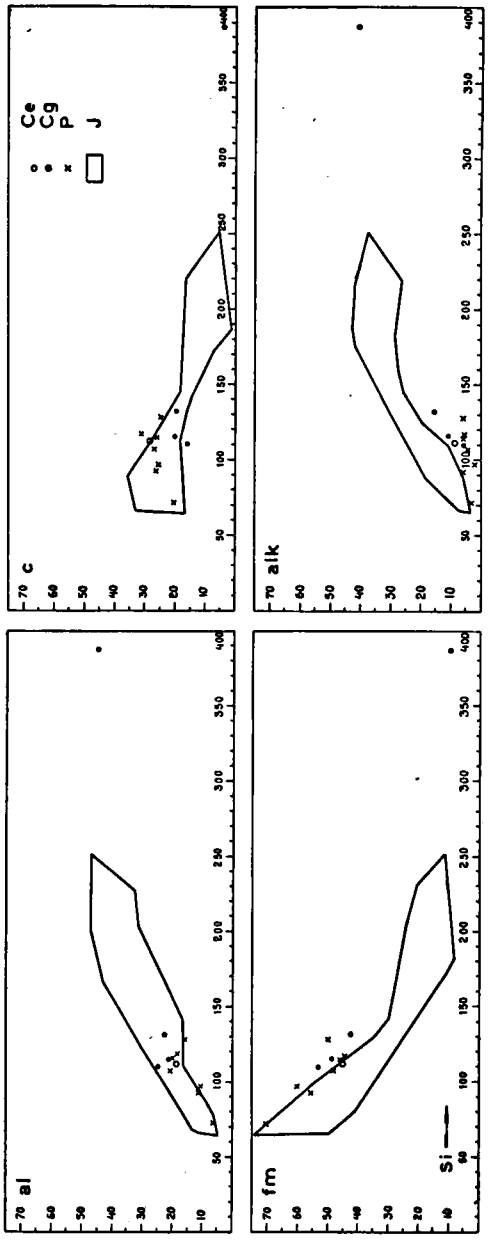

Abb. 11.

Differentiationsdiagramm der Ergussgesteine (Ce) und Ganggesteine (Cg) von Camarena de la Sierra, der Ophite der Pyrenäen (P) (nach Lacroix, Lit. 52) und der jungvulkanischen Gesteine der iberischen Halbinsel (J) (nach Burri und Parga-Pondal, Lit. 15).

Die folgenden Typen sind im Gebiet von Camarena vertreten:

1. *Augitsyenodiorit-Ophit.* Plagioklas bald mit grober, bald mit äusserst feiner Zwillingslamellierung, bisweilen zonar gebaut. Herr R. J. H. RAKEN bestimmte sein Anorthitgehalt zu 35 %. Orthoklas, oft mikroperthitisch mit Albit verwachsen. Augit, oft rötlich (titanhaltiger Augit bit Titanaugit) oder grünlich (diopsidischer Augit), oft zonar gebaut, häufig verzwillingt; so beobachtete ich u. A. einen schönen Sandläuferzwilling. Die beiden Augitarten treten nebeneinander auf. Wenig oder keine primäre basaltische Hornblende. Wenig oder kein primärer Biotit. Akzessorisch treten immer Apatit und Magnetit auf; der letztere ist bisweilen mit Biotit verwachsen. Weiter können auftreten Pyrit und Hämatit, welche bisweilen zusammen eingeschlossen sind in Magnetit; auch umwächst bisweilen der Hämatit den Pyrit. Schliesslich können Ilmenit und Titanit auftreten, welche bisweilen polysynthetisch verzwillingt sind.

Sekundär tritt in grösseren Mengen Muskovit auf. Die dunklen Gemengteile verwittern meistens zu einem Gemenge von Chlorit und Erz; seltener sind Saussurit, Epidot, Serpentin, sekundärer Biotit und sekundäre braune Hornblende. Zu den Erzen gesellen sich Leukoxen, Limonit und sekundärer Hämatit. In Hohlräumen finden sich öfters Zeolithe, Analcim, Natrolith, Quarz, Calcit, Magnetit und Hämatit.

Das Gestein enthält 34—56 Volumprozent Plagioklas (61—87 % der Feldspäte), 8—29 % Orthoklas, 17—34 % Augit und 2½—8 Vol.% Erz. Seine chemische Zusammensetzung bestimmte Frl. C. M. KOOMANS (Analyse A); es gehört danach zum normalgabbroiden bis noritischen Magmentypus.

Die Struktur ist durch die Form des Augits bedingt. Sie ist immer hypidiomorph körnig und richtungslos. Der Plagioklas ist öfters fast idiomorph. Der Augit tritt öfters in mehr oder weniger idiomorphen Kristallen in der Feldspatmasse auf, wobei die Feldspäte in der Regel grösser sind als die Augite; man könnte diese Struktur als porphyrisch bezeichnen. Daneben findet sich sehr häufig ophitische Struktur. Seltener ist der Augit allotriomorph im Feldspat eingebettet; diese Struktur macht den Eindruck durch magmatische Korrosion entstanden zu sein. Die ophitische und die porphyrische Struktur treten öfters nebeneinander auf.

2. *Augitsyenit-Ophit.* Plagioklas, mit grober Zwillingslamellierung. Orthoklas, welcher oft als Saum um den Plagioklas ausgebildet ist. Weiter treten alle übrigen Mineralien des Augitsyenodiorit-Ophits auf. Auch die Struktur ist für beide Gesteine etwa die gleiche.

Das Gestein enthält 19—30 % Plagioklas (28—38 % der Feldspäte), 48—60 % Orthoklas, 12—23 % Augit, 0—2½ % Biotit, 1½—4½ % Erz und 0—2 % Titanit. Die chemische Zusammensetzung zeigt Analyse B; danach gehört das Gestein dem gabbrodioritischen Magmentypus an. Die für diesen Typus relativ hohe alk-Zahl erklärt das Vorherrschen von Orthoklas, in seinen übrigen Merkmalen (Augitgehalt, ophitische Struktur) steht das Gestein den Syenodioriten näher als den Syeniten.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (Lit. 80) hat von Camarena ein ähn-

liches, aber stark albitisiertes Gestein beschrieben. Dieses enthält Albit, Mikroklin, Orthoklas, Augit (titanhaltig oder grünlich), sekundäre braune Hornblende (Uralit), Prehnit, Ilmenit, Titanit, Apatit; ferner Rhipidolith, Pennin und Leucoxen.

3. *Hybrider Ophit.* Gesteine der beiden vorigen Gruppen enthalten oft bis 20 cm. grosse, meistens flache Einschlüsse von Quarzit von der gleichen Art wie wir sie im Olivindiabas fanden. Auch hier häuft sich der Augit an den Rändern der Einschlüsse.

4. *Hornblendevogesit.* Dieses lamprophyrische Ganggestein wurde nur zweimal beobachtet. Es besteht für 64—74 Vol.% aus basaltischer Hornblende. Hierzu gesellt sich nur 1—5 % Augit, welcher idiomorph ausgebildet ist, wie in manchen Ophiten. Die hellen Gemengteile sind Orthoklas und Mikroperthit (zusammen 17½—20 Vol.%) und Plagioklas (5—11½ Vol.%), dazu sehr wenig Quarz. Ferner treten Magnetit, Ilmenit und Apatit auf (½—2 Vol.%). Als sekundäre Mineralien sind zu erwähnen: Muscovit, wenig Serpentin, Chlorit, Epidot, sekundäre Hornblende und Leukoxen. Die chemische Zusammensetzung zeigt Analyse C; der entsprechende Mangmentypus ist der normalgabbroide bis noritische.

	A	B	C	D
SiO_2	47.61	50.20	48.66	71.56
TiO_2	2.54	3.30	2.47	0.00
P_2O_5	0.23	0.25	0.21	0.11
Al_2O_3	14.76	15.00	18.51	14.23
Fe_2O_3	7.44	6.21	1.89	1.31
FeO	4.49	3.82	4.45	0.12
MnO	0.15	0.14	0.11	0.04
MgO	7.23	5.39	12.23	0.41
CaO	7.88	6.95	6.69	0.78
Na_2O	3.77	4.73	2.02	4.02
K_2O	1.13	2.30	0.97	5.62
H_2O + ...	2.40	1.67	1.58	1.26
H_2O —	0.46	0.32	0.31	0.40
	100.09	100.28	100.10	99.86
si	114	131	110	387
al	21	23	25	45½
fm	48½	42	53	9½
c	20	19½	16	4½
alk	10½	15½	6	40½
ti	4.6	6.4	4.2	0.0
p	0.29	0.31	0.27	0.32
h	22.8	17.2	14.3	2.99
k	0.16	0.24	0.23	0.48
mg	0.53	0.50	0.77	0.35
c:fm	0.42	0.46	0.30	0.48

5. *Aplit.* Nur einmal wurde ein leukokrates Ganggestein beobachtet. Es besteht für 85 Vol.% aus Orthoklas, zu dem sich vielleicht etwas Anorthoklas gesellt. Die übrigen 15 % sind Quarz; dieser ist bisweilen mikropegmatitisch mit dem Orthoklas verwachsen. Für die chemische Zusammensetzung siehe Analyse D; das Gestein zeigt danach engadinitischen Chemismus.

3. Tuffe des Lias.

Wie im Abschnitt „Oberer Lias" auseinandergesetzt worden ist, findet man im Lias zwei Tuffserien, und zwar die untere im mittleren Charmouthien (Lias γ—δ), die obere im oberen Toarcien (Lias ζ). Jede von ihnen besteht aus einer bis mehreren, bis 40 m. mächtigen Schichten eines mehr oder weniger lockeren, brekziösen bis konglomeratischen, grau- oder dunkelgrünen bis grünlichschwarzen, auch roten oder braunen Gesteins, das auf den ersten Blick aussieht wie verwitterter Ophiolith und von den spanischen Geologen daher auch für „Ophit" gehalten worden ist (Lit. 56, S. 411) (Abb. 5). Bakx (Lit. 4, S. 168) hat zuerst die Tuffnatur dieser Gesteine erkannt. Wir können drei Typen unterscheiden:

1. *Olivinbasalttuffe.* Eckige bis mehr oder weniger abgerundete Lapilli von einigen mm. Durchmesser, vermischt mit vulkanischem Sand (ein einziges Mal fand ich auch eine Bombe von etwa 20 cm. Durchmesser). Die Masse ist entweder locker oder mit Calcit verkittet. Die Lapilli bestehen aus einer stark verwitterten Glasbasis (Chlorit, Saussurit, Limonit, Calcit, Magnetit), in welcher bisweilen Kristallumrisse von Augit und Plagioklas zu erkennen sind, mit Einsprenglingen von gänzlich verwittertem Olivin (Serpentin, Calcit). Die Glasbasis kann auch sphärulitisch entglast sein. In den Sandkörnern kann der Olivin fehlen; vereinzelt fanden sich Körner von unverwittertem Palagonit. Bisweilen enthalten die Olivinbasaltlapilli fremde Einschlüsse von Quarz; auch begegnete ich in einem Dünnschliff losen Quarzkörnern. Die Herkunft dieses Quarzes ist wohl dieselbe wie die der Quarziteinschlüsse in den Ophiolithen und Ganggesteinen.

2. *Olivinbasalttuffite.* Zu den Körnern von Olivinbasalt gesellen sich mehr oder weniger abgerundete Körner von Kalkstein, von Dolomit und von Sandstein mit kalkigem Bindemittel. Die Kalksteinkörner sind am häufigsten. Es wurden Gerölle von verschiedenen Kalksteinarten gefunden, welche bis 30 cm. Durchmesser erreichen. Dieser Kalkstein enthält meistens Skelette von Spongien und Kleinforaminiferen, welche mir aus den triassischen und liassischen Kalken des Camarena-Gebiets nicht bekannt sind. Auch die Härte und schwarze Farbe dieser Kalksteine ähnelt mehr z. B. dem belgischen Kohlenkalk als den Kalksteinen des Aufnahmegebiets. Ich nehme daher an, dass sie paläozoisch sind. Sie wären dann bei der Eruption heraufgefördert worden.

3. *Olivinbasalttuffit-Kalksteine.* Eckige bis abgerundete Körner von vulkanischem Sand und Körner von Kalkstein, Dolomit und Sandstein (also wie 2) liegen in einer Kalksteinmasse (z. B. Schicht (6) des

Liasprofils am Bco. de las Cuernos). Es sind also zu gleicher Zeit Kalkstein und verteilter vulkanischer Sand abgelagert worden. Diese Randfazies der Tuffe führt über in die Kalkfazies der betreffenden Liasschichten.

Ein paar Mal fand ich Fossilien (Lamellibranchiaten) in den Tuffen. Auch die oft beobachtete Abrundung der Körner, Kreuzschichtung (sehr selten) und die Ablagerung zusammen mit Kalkstein (3) weisen auf Ablagerung der Tuffe in seichtem Wasser. Feinere und gröbere Schichten wechseln in jeder Tuffserie miteinander und mit Kalkbänken von wechselnder Mächtigkeit ab. So wird die untere Tuffserie (Charmouthien) meistens von einigen Metern Kalkstein in zwei Schichten verteilt, welche jede für sich wieder bis 10 cm. mächtige Kalkbänkchen führen können. Die obere Serie (Toarcien) besteht im Profil am Bco. de los Cuernos aus drei Schichten mit Kalkbänken dazwischen. Die mittlere Mächtigkeit der unteren Serie beträgt etwa 10 m., die der oberen etwa 30 m. Die obere, welche die Lias-Dogger-Grenze markiert, ist im ganzen Aufnahmegebiet vorhanden; die untere fehlt an vielen Stellen, so z. B. im Gebiet Bakx', auf der Truena-Hochebene und weiter westlich, und an vielen Stellen auf der Javalambre-Hochebene. Jedenfalls sind beide auf die nächste Umgebung des Javalambre beschränkt, da die Geologische Karte von Spanien nur hier „Ophite" im Jura aufweist, und in der ganzen Literatur keine ähnlichen Ablagerungen erwähnt werden. Andere Liastuffe sind mir nur bekannt aus dem unteren Lias von Ségalas in den Pyrenäen (Lit. 51).

IV. MINERALIEN.

1. Sedimentäre Mineralien.

Es sollen in diesem Abschnitt nur jene Mineralien behandelt werden, die in Kristallform auftreten. Für die Beschreibung der Kalksteine und Dolomite, der körniger Gipslager, der limonitreichen Kalke und Eisenoolithe und der im Quellwasser aufgelösten Salze sei nach dem Abschnitt „Stratigraphie'' verwiesen.

Quarz findet sich im Keuper in der Form von hexagonalen Prismen $\{10\bar{1}0\}$ mit hexagonalen Scheinpyramiden $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$ an den beiden Enden. Diese sind weiss oder rötlich, durchsichtig oder undurchsichtig, und erreichen eine Länge von höchstens 17 mm. Die Sammlung TERPSTRA enthält einen kurzen Kristall von 14 mm. Dicke. Im Allgemeinen erreichen diese „Jacintos de Compostela'' (Hyazinthe von Santiago de Compostela, vgl. Lit. 86*a*, S. 95) nur eine Länge von 5 mm. (Lit. 98, S. 80). Ausser im Keuper findet man sie auch im „Rhaet'', in dem sie besonders weit verbreitet sind als kleine Kriställchen von nur wenigen mm. Länge.

*Dolomit*kristalle finden sich öfters im Keuper. Sie sind rhomboedrisch nach $\{10\bar{1}1\}$ ausgebildet und erreichen bis 18 mm. Durchmesser; meistens sind sie aber nur wenige mm. gross. Der Dolomit ist durchsichtig weiss bis grau; eine schwarze (kohlige?) Substanz ist öfters unregelmässig in den Kristallen verteilt.

Die Varietät *Teruelit*, welche ebenfalls im Keuper auftritt, unterscheidet sich vom Dolomit durch seine tiefbraune bis schwarze Farbe. Nach BRUN (Lit. 12, S. 104) wird diese Färbung durch zahlreiche eingestreute Magnetitkörnchen, nach GAUBERT (Lit. 26, S. 178, Fussnote) durch kohlige, nach LACROIX (Lit. 50, III, S. 648—649, Fig. 9—12) durch tonige Substanz hervorgerufen. Für die Richtigkeit der erstgenannten Ansicht sprach der FeO-Ueberschuss, für die der letzten der Gehalt an unlöslicher Substanz in den Analysen (A nach BRUN, Lit. 12, S. 104, Summe korrigiert; B nach EISENHUTH, Lit. 32, S. 602; C nach RAMMELSBERG, aus Lit. 86*a*, S. 160). Um diese Frage zu klären, machte Frl. C. M. KOOMANS von den von mir gesammelten Kristallen eine neue Analyse (D).

	A	B	C		D
CO_2	45.47	44.94			45.18
CaO	31.74	30.73			29.76
MgO	18.12	18.04			19.83
MnO	Sp.				0.65
FeO	3.94	4.52			2.05
Fe_2O_3					1.20
H_2O + ...					0.96
Unlöslich ...	0.90	0.71			—
	100.17	98.94			99.63
$CaCO_3$	56.64	54.84			53.14
$MgCO_3$	37.89	37.73			41.43
$FeCO_3$	2.11	3.01			0.46
MnO	Sp.		1.56	$Mn(OH)_2$	0.80
FeO	2.63	2.65	3.88	$Fe(OH)_2$	2.25
Fe_2O_3				$Fe(OH)_3$	1.55
	99.27	98.23			99.63

Die neue Analyse lässt keinen Gehalt an unlöslicher Substanz erkennen. Weiter zeigt der Dünnschliff kleine, undeutlich begrenzte Körnchen einer amorphen, bräunlichen, wohl limonitischen Substanz und Kriställchen des regulären Systems, welche in Limonit umgewandelt sind, nebst einem Körnchen von Pyrit. Alles weist also darauf hin, dass die dunkle Farbe von dem für den Teruelit charakteristischen überschüssigen (nicht an CO_2 gebundenen) Fe (und Mn) herbeigebracht wird, in der Form von Oxyde oder Hydroxyde, welche ihrerseits möglicherweise aus dem Sulfid hervorgegangen sind.

Die Kristalle (Abb. 12 und 12*a*) sind scheinbar holoedrisch ausgebildet. Sie zeigen eine Kombination der Rhomboedern $\{4\bar{0}41\}$ und $\{10\bar{1}1\}$, wobei die Kanten zwischen den Flächen der beiden Rhomboedern durch $\{24\bar{6}1\}$ (links und rechts) abgestumpft werden. Weiter tritt $\{0001\}$ untergeordnet auf. Bisweilen sind die Kristalle tafelig nach $(10\bar{1}1)$ und $(101\bar{1})$ ausgebildet. Im allgemeinen sind sämtliche Flächen ausser $\{40\bar{4}1\}$ korrodiert. Die natürlichen Aetzfiguren dieser Flächen zeigen uns, dass diese scheinbar holoedrischen Kristalle von hemiedrischer Natur sind (Abb. 13); dies ist also in Uebereinstimmung mit ihrer Einreihung bei Dolomit. Die grössten Kristalle haben 12 mm. Durchmesser. Es sei noch erwähnt, dass ich den Teruelit nur an einer Stelle gefunden habe, wo dicht in der Nähe Ophiolith und eine Ader von Siderit anstehen (bei 9′0″—39′34″).

Gips ist besonders häufig im Keuper und im Jungtertiär; es wurden weiter einige Kristalle gesammelt im Wealden. Die Kristalle des Keupers und Jungtertiärs sind oft faserig ausgebildet. Daneben treten flache

Kristalle auf nach {010} [1]; besonders im Keuper sind diese tafeligen Kristalle weit verbreitet. Sie sind oft wellig, oft aber auch vollkommen flach. Ausser (010) und $(0\bar{1}0)$ sind meistens keine Begrenzungsflächen deutlich ausgebildet; diese sind gewöhnlich stark korrodiert. In der Sammlung BAKX fand ich ein rhombenförmiges Kristall, begrenzt von (010), $(0\bar{1}0)$, (110), $(1\bar{1}0)$ und (111). Selbst besitze ich ein 24 *cm.*

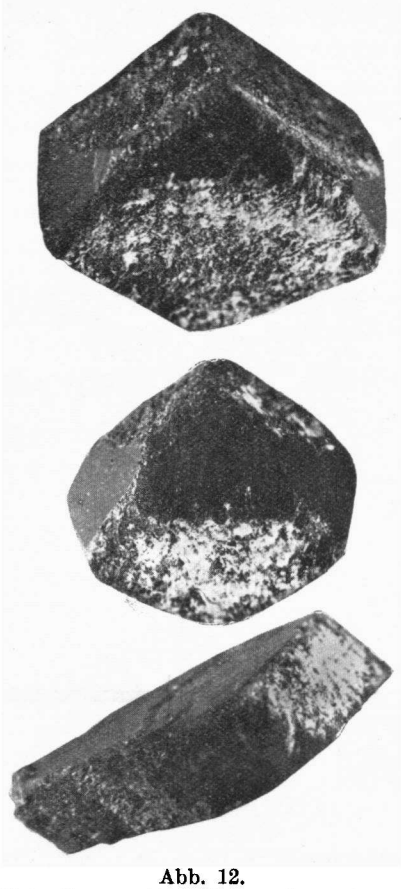

Abb. 12.
Kristalle von Teruelit aus dem Keuper bei Camarena (vergr. 5 ×).

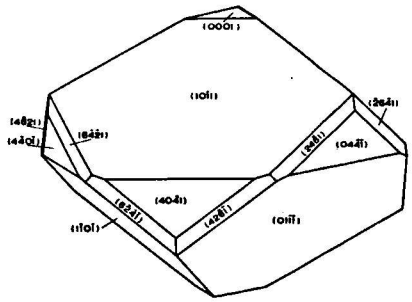

Abb. 12*a*.
Kristall von Teruelit aus dem Keuper bei Camarena.

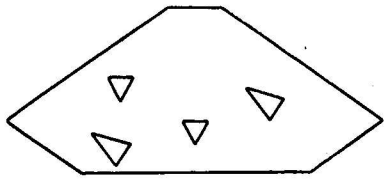

Abb. 13.
Natürliche Aetzfiguren auf einer Rhomboederfläche von Teruelit.

langes Kristall, welches treppenförmig aus (010)- und (110)-Flächen aufgebaut ist, während weiter (111) in zahlreichen kleinen Flächen auftritt.

Im Jungtertiär finden sich ausser tafeligen Kristallen im Mergel oft sehr flach linsenförmige Individuen von weniger als 1 cm. Durchmesser in rosettenartigen Aggregaten. Weiter enthält die Sammlung ROODHUYZEN rhombenförmige, nach {010} tafelige Kristalle, welche begrenzt werden von $(10\bar{1})$, $(\bar{1}01)$, $(30\bar{1})$ und $(\bar{3}01)$ und aufgewachsene

[1]) Indices von MILLER.

Rhomben nach $\{111\}$ und $\{11\bar{1}\}$ zeigen (Abb. 14). Daneben finden sich Zwillinge nach (101), begrenzt von den Flächen (301) und (601)

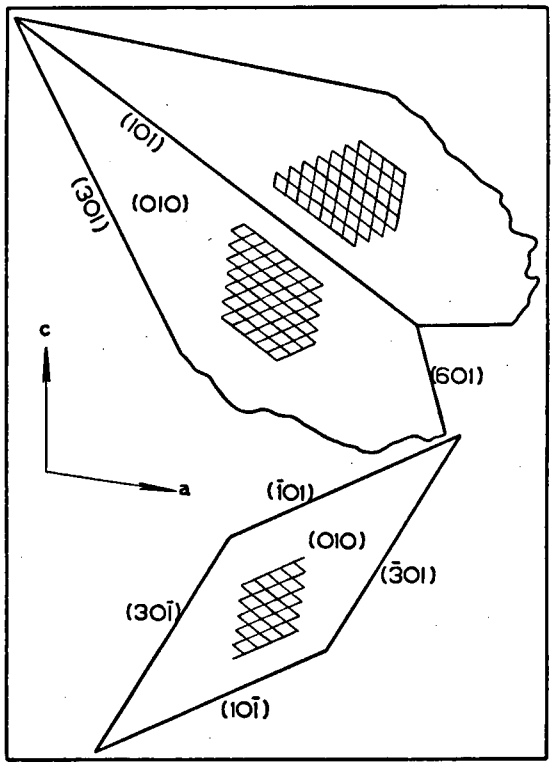

Abb. 14.

Kristalle von Gips aus dem Pontien bei Riodeva.

(untergeordnet auch (24.0.1); sie sind gleichfalls tafelig nach $\{010\}$ und zeigen die gleichen aufgewachsenen Rhomben, welche in der Zeichnung als eine rautenförmige Streifung angedeutet sind (Abb. 14). Beide tertiäre Formen zeigen also neue Flächen: (301), $\{30\bar{1}\}$, (601) und (24.0.1), welche übrigens alls korrodiert sind, sodass nicht zu sagen ist ob auch (3 k 1)-Flächen usw. auftreten. Die Kristalle sind durch Mergeleinschlüsse dunkelgelb gefärbt. Sie erreichen bis 9 cm. Durchmesser.

Die drei Gipskristalle, welche ich im Wealden sammelte (Abb. 15), sind Zwillinge nach (100). Jedes Individuum bildet weiter ein Parallelaggregat von sägezahnartig hervorspringenden Kristallen. Diese sind tafelig nach $\{010\}$ und nach oben begrenzt von (122), (1$\bar{2}$2), (111), (1$\bar{1}$1), (322), (3$\bar{2}$2), (332)? und (3$\bar{3}$2)? nach unten von (33$\bar{4}$), (3$\bar{3}$$\bar{4}$), (38$\bar{4}$)? und (3$\bar{8}$$\bar{4}$)?. Ein Teil dieser Flächen ist neu. Sie sind öfters korrodiert; die verschiedenen Zonen erscheinen dabei als stark gekrümmte Flächen (102), (101), (302) und (30$\bar{4}$). Die von diesen Flächen gebil-

deten Spitzen sind bisweilen abgestumpft von (110) und $(1\bar{1}0)$. Die (010)-Flächen zeigen eine feine Streifung nach $(11\bar{1})$.

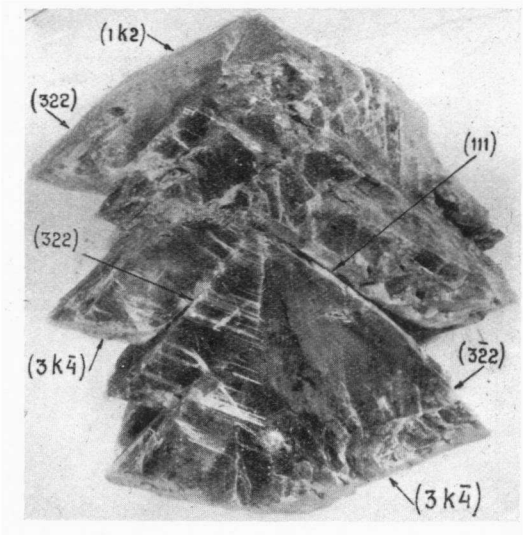

Abb. 15.

Gipskristall aus dem Wealden bei Riodeva
(vergr. 2 ×).

2. Konkretionen und Drusenbildungen.

Feuersteinknollen finden sich im Lias und sehr häufig im Dogger. Es sind undurchscheinende, grauweisse, rundliche Gebilde, meistens von einem halben dm. Durchmesser und selten grösser als 1 dm. Im Toarcien tuff fand ich einmal einen schwarzen Feuerstein. Im Dünnschliff zeigt sich, dass diese Konkretionen unzählige Nadeln und Skelettbruchstücke von Spongien enthalten. Diese sind entweder ganz oder zum Teil in ein blätteriges Aggregat von Chalcedon umgewandelt; der Kern besteht öfters noch aus Calcit. Sie liegen dabei in einer Grundmasse von Chalcedon und Calcit, in welcher auch einzelne Quarzkörner schwimmen. Der schwarze Feuerstein aus dem Toarcientuff zeigt limonitisierte Tuffitbestandteile (Bruchstücke von Basalt sowie von Kalkstein mit Spongienskeletten) und Nadeln und Skeletteile von Spongien, welche noch ganz aus Kalk bestehen, in einer Grundmasse von schuppigem Chalcedon. Beide Typen entsprechen den französischen „chailles" (CAYEUX, Lit. 18, S. 491 ff.). Es ist hervorzuheben, dass sie auch in Frankreich im Jura auftreten.

In Schicht (8) des Liasprofils am Bco. de los Cuernos ist der Chalcedon als eine 3—5 mm. dicke Schicht von unregelmässiger Oberfläche den Kalksteinen zwischengelagert.

Sehr grosse Feuersteinartige Gebilde, welche bis ½ m. Durchmesser erreichen können, finden sich im Wealden.

Markasit findet sich im Dogger und im Unteren Malm in der Form von radialstrahligen Knollen von verschiedener Form, welche meistens nur wenige cm. gross und niemals grösser als 1 dm. sind. Sie sind immer vollständig in Limonit umgewandelt. Ihre Oberfläche ist besetzt mit Kriställchen nach $\{110\}$ und $\{012\}$ bezw. $\{013\}$.

Limonit findet sich häufig in millimeterdünnen bis einigen cm. dicken Schnüren von rundlichem Querschnitt in den Liastuffen und auf den Flächen der Liaskalksteine unter (bisweilen auch über) diesen Tuffschichten.

Calcit findet sich im Keuper in konzentrisch gebauten, nierenförmigen Konkretionen von mehreren dm. Durchmesser, in deren Mitte oft bröckliger Mergel erhalten ist. In der Sammlung TERPSTRA befindet sich eine solche Konkretion mit im Zentrum gut ausgebildeten Calcitrhomboedern $\{10\bar{1}1\}$ mit schwach gekrümmten Flächen. Im Charmouthientuff fand ich eine Druse von Calcit mit auf den Wänden des Hohlraums aufgewachsen zahlreichen millimetergrossen Kriställchen, ausgebildet nach dem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ mit den Rhomboedern $\{10\bar{1}1\}$ und $\{04\bar{4}1\}$. In einem Hohlraum in einer tektonischen Brekzie im Infralias fand ich kleine Rhomboeder von Calcit nach $\{30\bar{3}1\}$.

3. Hydrothermale Mineralien.

Hydrothermale Mineralien treten bei Camarena nicht höher auf als im untersten Dogger gleich über dem Toarcientuff. Im Gebiet BAKX' wurden sie auch nicht höher als im Dogger gefunden (Lit. 4, S. 215). Sie stellen die letzte Phase des Keuper- und Lias-Vulkanismus dar. Insoweit sie in Hohlräumen in Eruptivgesteinen auftreten sind sie bereits im diesbezüglichen Abschnitt behandelt worden.

Quarz findet sich oft auf Spaltflächen in den Ophiolithen und Liastuffen in 1 bis 10 mm. grossen, durchscheinenden Kristallen von weisser bis rötlicher Farbe. Sie zeigen die üblichen Flächen $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$ Zusammen mit Quarz tritt bisweilen Hämatit auf.

Hämatit findet sich oft in bis 2 mm. grossen Kriställchen auf Spaltflächen in den Ophiolithen, bisweilen zusammen mit Quarz oder mit Pyrit. Die Kriställchen zeigen bunte Anlauffarben. Sie sind ausgebildet nach den Rhomboedern $\{11\bar{2}2\}$ und $\{11\bar{2}4\}$; die Kanten des letztgenannten sind abgestumpft durch $\{1\bar{1}24\}$; untergeordnet tritt $\{0001\}$ auf. Als Roteisenstein tritt der Hämatit in zentimeterdicken Adern auf an der grossen Querverwerfung der Süd-Truena, im Infralias und Lias, und weiter auch im Toarcientuff. Der Roteisenstein umgibt stellenweise Calcit und Siderit, und wird selber umgeben von einer weichern, steinroten und gleichfalls körnigen Masse von Roteisenocker.

Tenorit tritt zusammen mit Anhydrit, Malachit, Azurit und *Limonit* auf in einem Stück Kalkstein, das mir ein Arbeiter in Camarena brachte. Dieses stammt wahrscheinlich aus dem Infralias und wurde gefunden an der Carretera von Camarena nach La Puebla de Valverde.

Psilomelan wird von BAKX aus dem Dogger erwähnt (Lit. 4, S. 215).

Pyrit findet sich auf Spaltflächen in den Ophiolithen in bis ½ cm. grossen Kristallen, wohl oder nicht zusammen mit Hämatit. Die deutlich gestreiften Kristalle sind hauptsächlich ausgebildet als Kuben $\{1\,0\,0\}$ mit abgestumpften Ecken $\{1\,1\,1\}$.

Chalkopyrit fand ich bei (8′47″—38′55″) auf einer Schichtfläche im Keuper in der Nähe eines Ophiolithdurchbruchs in der Form von bis über 1 cm. grossen, rot angelaufenen Kristallen. Einige von diesen sind sehr flächenreich; es ist mir aber nicht gelungen alle diese Flächen zu bestimmen. Ein Individuum ist aufgebaut aus den neuen Skalenoedern $\{6\,2\,3\}$ und $\{6\,\bar{4}\,1\}$?. Sehr häufig sind Bisphenoide $\{1\,1\,1\}$ und $\{1\,1\,2\}$, deren Ecken abgestumpft werden von $\{1\,\bar{1}\,1\}$, $\{5\,\bar{5}\,6\}$ und $\{1\,\bar{1}\,2\}$, und die Kanten von $\{0\,0\,1\}$. Die meisten Kristalle sind mit der Basis der Schichtfläche aufgewachsen.

Calcit tritt in bis 2 cm. dicken Adern auf in den Liastuffen. Ich fand es ausserdem ein paar Mal in Adern in Infralias und Lias auf der grossen Querverwerfung der Süd-Truena und im Toarcientuff zusammen mit Roteisenstein und Siderit. In einer Ader konnte ich von innen nach aussen beobachten: Calcit, Siderit, desgl. wechsellagernd mit Roteisenocker, Roteisenstein, Siderit, Roteisenstein, Roteisenocker. Das Ganze ist noch nicht 2 cm. breit.

Siderit findet sich bei (7′4″—39′6″) metasomatisch in Dolomitschichten, welche den Keupermergeln zwischengeschaltet sind, und weiter in den Ophiolithen. Es sind flache Kristalle nach dem Rhomboeder $\{1\,0\,\bar{1}\,2\}$, welche häufig nach der Basis verzwillingt sind und öfters gerundete Flächen zeigen. Randlich sind sie in Limonit umgewandelt. Eine 5 cm. dicke Ader aus Siderit und zwischengeschaltetem Limonit fand ich bei (9′0″—39′34″) an einem Kontakt von Ophiolith mit Keuper. Ganz frisch ist der Siderit, welcher als gelbe Kriställchen zusammen mit Calcit und Roteisenstein an der Querverwerfung der Süd-Truena auftritt (siehe oben). Kleine Kriställchen von der gleichen Ausbildung wie im Keuper finden sich bisweilen in den Kalksteinen über den Tuffschichten des Lias.

Dolomit findet sich auf einer Spaltfläche im Muschelkalk am Bco. de la Tejeda (6′47″—38′15″). Ein Versuchsstollen beweist, dass dieser Fundort einmal untersucht worden ist. Der Dolomit ist rhomboedrisch nach $\{1\,0\,\bar{1}\,1\}$ in Kristallen von einigen cm. Durchmesser ausgebildet. Er wird durchwachsen von Kriställchen von ? *Hyalophan*; weiter begleiten ihn einige winzige Kriställchen von Azurit und von einem hellblauen undurchsichtigen Mineral (*Chrysokoll*?).

Malachit und *Azurit* begleiten den Tenorit und Anhydrit (siehe oben). Der Azurit wurde ferner beim Dolomit erwähnt.

Anhydrit begleitet den Tenorit. Beide Mineralien durchwachsen einander und sind nicht von Kristallflächen begrenzt. Der Anhydrit wird von vielen grünlichen Flecken von Malachit durchsetzt.

Coelestin bildet bis 5 cm. dicke Adern in den Ophiolithen. Diese sind stengelig ausgebildet in einer Richtung mehr oder weniger senkrecht zu der Spaltfläche.

Zu *Hyalophan* gehören wahrscheinlich drei kleine Kristalle, welche in den oben von Bco. de la Tejeda genannten Dolomitkristallen eingewachsen sind. Ihr spezifisches Gewicht ist 2.6—2.8, die Lichtbrechung etwa 1.53, die Härte 6—6½, die Doppelbrechung klein. Der optische Charakter scheint negativ zu sein mit grossem 2 V. Eine Flammreaktion auf Ba konnte nicht festgestellt werden, wohl aber eine solche auf K.

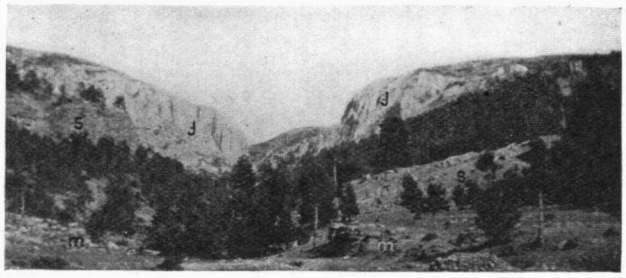

Abb. 16.

Horst von Buntsandstein (s) der Umbría del Setar, am Bco. de la Bellena. Im Hintergrund die Jurafelsen der Javalambre-Hochebene (j); im Vordergrund Muschelkalk (m).

V. TEKTONIK.

Bemerkungen zur Karte.

Das Zeichen für „Verwerfungen" ist immer in dem Sinne zu lesen, dass die kleinen Querstriche gegen den gesunkenen Block gerichtet sind. Ueber die Einfallsrichtung der Bruchfläche besagen diese also nichts.

Es wurden stellenweise so viele Bestimmungen von Streichen und Fallen gemacht, dass es unmöglich war, alle in die Karte einzutragen. In solchen Fällen wurden topographisch sich naheliegende und untereinander nur wenig verschiedene Zahlen zu Gruppen vereinigt, deren mittleres Streichen und Fallen in die Karte eingetragen wurde.

1. Das zentrale Triasgebiet.

Man kann in der Unteren Trias des Aufnahmegebiets zwei tektonisch verschiedene Gebiete unterscheiden. Das eine wollen wir als das zentrale Triasgebiet bezeichnen, weil es in der Mitte des Gebiets liegt. Das zweite oder nordöstliche Triasgebiet wird im nächsten Abschnitt behandelt werden. Der Unterschied zwischen den beiden Gebieten besteht darin, dass im zentralen Gebiet der Muschelkalk normal den Buntsandstein überlagert, während er im Nordosten auf Keuper überschoben ist.

Das zentrale Triasgebiet wird, besonders in seinem nördlichen Ausläufer, von zahlreichen Verwerfungen durchschnitten. Diese Verwerfungen und die sie begleitenden Flexuren beherrschen das tektonische Bild dieses Gebiets; daneben ist eine sehr schwache Faltung zu beobachten. Die Ebene des Mediano und des Cabezo liegt fast vollkommen flach (Profile V, 10). Im Süden und Westen ist eine sehr schwache Neigung nach Süden, im N. und E. nach Norden zu erkennen. Das Plateau bildet demnach einen sehr flachen Sattel. E. vom Mediano liegt ein Streifen, der hauptsächlich aus Keuper und „Rhaet", und ein zweiter, welcher aus Buntsandstein und Muschelkalk besteht. Im

ersten (Profil VI) ist der Muschelkalk fast ausschliesslich nach S., im zweiten (Profil VII) nach N. geneigt. Die nördliche Fortsetzung beider Streifen (Profile VI und VII) bildet einen flachen Sattel bei dem Schnitt mit Profil 17. Die nördliche Hälfte dieses Ausläufers ist ausschliesslich nach NE. geneigt und zeigt ein mittleres Einfallen von etwas weniger als 20°.

Wichtiger als diese schwache Faltung sind, wie bereits erwähnt wurde, die vielen Verwerfungen. Das Cabezo-Plateau wird an der Nord- sowie an der Südseite von senkrechten Verwerfungen mit 120—150 m. Sprunghöhe begrenzt (Profile 10 bezw. V). Der nördliche Ausläufer des zentralen Triasgebiets wird an seiner Westseite von einer gleichfalls fast senkrechten Verwerfung begrenzt, welche sich nach S. etwa fortsetzt in die Ostgrenze des Mediano. Das Gebiet östlich von dieser Verwerfung — also der nördliche Auslaufer und das Triasgebiet E. vom Mediano — wird in seiner Längsrichtung von einer anderen fast vertikalen Verwerfung durchschnitten, welche auf der Hoya de la Majada (7′8″—38′12″) anfängt und nach S. immer grössere Sprunghöhe bekommt. Besonders E. vom Mediano, wo W. von dieser Verwerfung Südfallen und E. von demselben Nordfallen vorherrscht, wird bald eine grosse Sprunghöhe erreicht; dieselbe ist im Profil 10 ± 450 m. (Abb. 16). Sowohl der Mediano wie der nördliche Ausläufer und der eben erwähnte Horst werden von zahlreichen Querverwerfungen von meistens geringer Sprunghöhe durchschnitten.

Besonders erwähnt seien die Verwerfungen, welche das zentrale Triasgebiet nach E. und W. abgrenzen und welche gleichfalls für die Tektonik des Jura von Bedeutung sind. Die westliche Randverwerfung des Cabezo-Plateaus, welche sich nach SW. fortsetzt, hat eine Sprunghöhe von 1500—1700 m. Sie bildet den Ostrand der turolischen Senke und war der Anlass zur Bildung einer Randflexur mit Abschiebungserscheinungen im Jura. Sie wird daher im diesbezüglichen Abschnitt näher behandelt werden. Die östliche Begrenzung des zentralen Muschelkalkgebiets wird gebildet von der Randverwerfung der Javalambre-Hochebene. Die Sprunghöhe derselben ist im Norden gering (Profil 17), steigt aber nach S. an weil die Sprunghöhe des östlichen Triashorstes nach S. grösser wird; im Profil 10 beträgt dieselbe etwa 700 m. (Abb. 16). Nach S. wird der genannte Horst von zwei Verwerfungen begrenzt, welche gleichfalls den Jura betroffen haben.

Eine merkwürdige Erscheinung sind die vielen Flexuren, welche entweder allein darstehen oder die Verwerfungen begleiten. Flexuren mit einer Sprunghöhe von wenigen Metern sind im Muschelkalk des zentralen Triasgebiets nicht selten. Von den grösseren Flexuren ist diejenige am Südrand des Prado Somero am wichtigsten (Profil V) (Abb. 17). Diese ist auch nach E. als Südgrenze des nördlichen Ausläufers zu verfolgen; hier ist sie stellenweise sogar überkippt (Profile VI, VII). Bei der Casa de los Prados (bei 6′52″—37′5″) und bei (6′13″—38′20″) ist diese Flexur verdoppelt; die zwei Teile werden von einer Verwerfung geschieden. Die Flexuren, welche Verwerfungen begleiten, sind in zwei Gruppen zu verteilen. Diejenige, welche die oben im Text absonderlich erwähnten grossen Verwerfungen von über 100 m.

Sprunghöhe begleiten, fallen im Sinne der Verwerfung ein und sind daher wohl als Schleppung zu erklären. Die übrigen aber (Profile V, VI, VII, 17) fallen alle in entgegengesetztem Sinne ein. Wenn man von N. nach S. den nördlichen Ausläufer des zentralen Triasgebiets oder den Nordrand des Mediano durchquert, begegnet man ausschliesslich nach S. einfallenden Verwerfungen, an denen immer der südliche Block abgesunken ist, und entweder südlich oder nördlich oder beiderseits der meisten Verwerfungen ausschliesslich nach N. einfallenden (wenn nicht überkippten) Flexuren, die den südlichen Block gerade immer heben. Diese Erscheinung ist wohl zu erklären durch die Annahme zweier tektogenetischer Phasen. Während der ersten Phase wurden die Flexuren

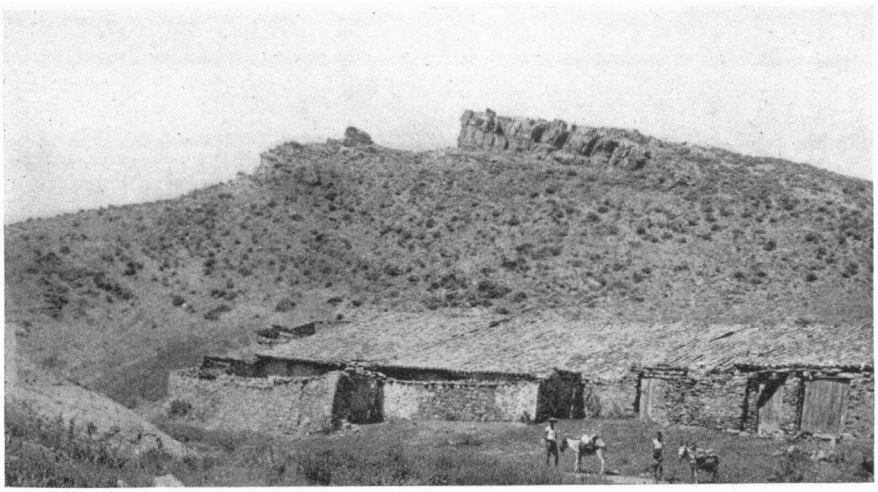

Abb. 17.

Flexur im Muschelkalk bei der Casa de los Prados, von NW. her (Photo I. M. VAN DER VLERK).

geformt, wohl über Verwerfungen im Untergrund (der oberste Buntsandstein ist jedenfalls noch an den Flexuren beteiligt). Während der zweiten Phase wurde die Bewegungsrichtung umgekehrt und durchbrachen die Verwerfungen im Untergrund die Flexuren der ersten Phase.

Ein Blick auf die Karte genügt um zu sehen, dass unter den Bruchrichtungen besonders die NNW- und die ESE-Richtung vorherrschen. Um diese Richtungen genauer festzulegen, wurden die Bruchrichtungen statistisch bearbeitet (Abb. 18). Es wurden 18 Gruppen von Streichrichtungen von je 10° unterschieden; auf der Karte wurde ausgemessen, wieviel Kilometer Verwerfungen in jede Gruppe fallen. Dabei wurde darauf geachtet, dass bei schief einfallenden Verwerfungen die Streichrichtung bestimmen soll, zu welcher Gruppe die Verwerfung gehört, und nicht die von der Topographie beeinflusste Richtung auf der Karte. Das Resultat ist sehr merkwürdig. Es zeigt sich, dass vier Richtungen

deutlich vorherrschen. Dem Paar N. 10°—20° E. und 110°—120° kommt die grösste Bedeutung zu; daneben treten 30°—40° und 130°—140° auf den Vordergrund. Die Gipfel sind annähernd symmetrisch, sodass diese Gruppen etwa den Richtungen N. 15° E., 115°, 35° und 135° entsprechen. Uebergangsrichtungen zwischen 15° und 115° einerseits und 35° und 135°

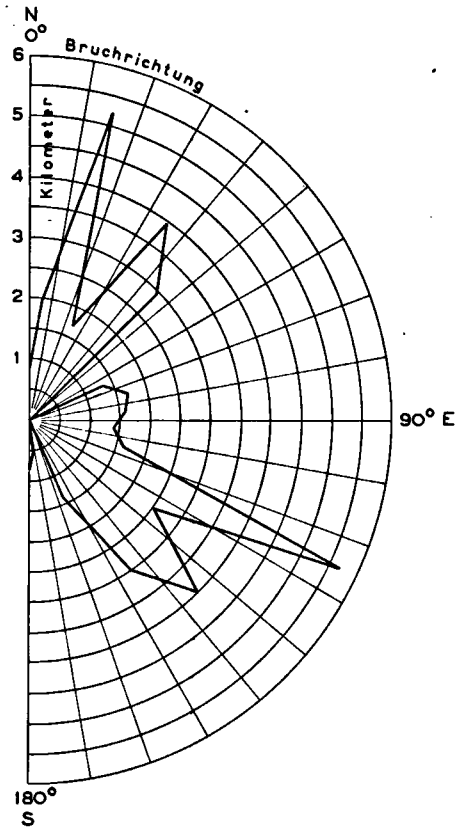

Abb. 18.

Graphische Darstellung der Frequenz der verschiedenen Bruchrichtingen im Buntsandstein und Muschelkalk.

andererseits sind nicht häufig. Ein Abwechseln der beiden Richtungen bedingt der zickzackförmige Verlauf einiger Verwerfungen (Ostrand des Prado Somero). Auch die im nächsten Abschnitt zu behandelnden Muschelkalkschuppen werden von zwei miteinander abwechselnden Richtungen beherrscht (± N. 105° E. und ± 135°).

2. Die Muschelkalkschuppen nördlich von Camarena.

(Profile I—V, 22. Abb. 19—21).

Von den 4 Muschelkalkzonen, welche Bakx (Lit. 4, S. 198) unterscheidet, kommen nur die ersten zwei auf unserer Karte vor. Die erste

(im Bco. de Piqueras, bei 9'50"—36'30") dürfte normal auf Buntsandstein ruhen. Die zweite besteht aus einer unteren Muschelkalkschuppe, welche auf Keuper geschoben ist und ihrerseits im Osten von einer oberen Muschelkalkschuppe überlagert wird. Zwischen dem unteren und dem oberen Muschelkalkpaket ist stellenweise etwas Keuper erhalten.

Die untere Schuppe (Abb. 20: 4) fängt nach Bakx bei Mas

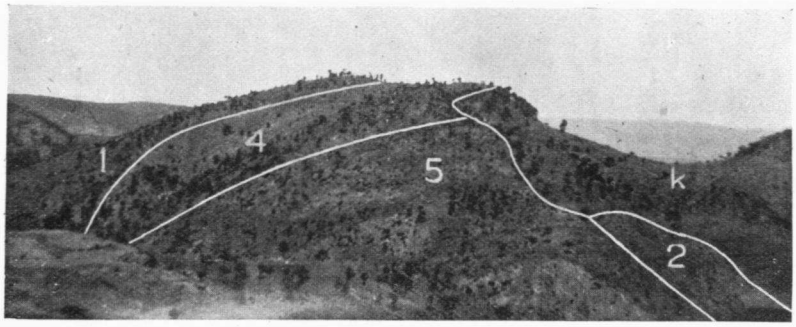

Abb. 19.

Die Muschelkalkschuppen des Cerro Moral von E. her. 1 und 2: Obere Schuppe, Süd- bezw. Nordflügel. 4 und 5: Untere Schuppe, SW.- bezw. SE-wärts fallender Teil. k = Keuper.

de Navarrete mit einem Streichen von N. 70° E. an, dass sich bald ändert in N. 130° E. bis N. 150° E. Bei den Salvarizas beugt sich die Streichrichtung wieder zurück: N. 142° E. westlich von 1408, 108° unerhalb 1408 im Fluss, 101° zwischen 1408 und 1474. Auf 1474 ist das Streichen wieder N. 130° E., dann nimmt es abermals ab bis 105° und ändert sich dann mittels einer Verwerfung von geringer Sprunghöhe in 74° (Abb. 20: 5). Die Schuppe ist also schlangenartig verbogen. An ihrer Basis kann die untere Schuppe sehr steil aufgerichtet sein (bis 80°), wo aber die obere Schuppe darüber liegt, findet man ein mittleres Einfallen von 42°. Auf der Gipfellinie ist das Fallen etwas geringer, 30°—33°; bei 1408 weisen $\frac{232}{14}$ östlich und $\frac{70}{5}$ westlich von diesem Gipfel auf ein antiklinales Umbiegen.

Die untere Muschelkalkschuppe wird am Bco. del Contador von Keuper überlagert. Oestlich von diesem Taleinschnitt liegt das Muschelkalkpaket des Hontanar (Abb. 20: 6), welches durch eine Verwerfung etwa 200 m. gehoben ist. Dieses Paket fällt am Gipfel 1384 mit $\frac{182}{15}$, weiter südlich mit $\frac{168}{30}$, an der Grenze mit der oberen Schuppe (1) mit $\frac{166}{44}$ ein. Weiter nach Osten, am Pfad von Camarena nach Cubla, sind Streichen und Fallen sehr wechselnd. Eine Verwerfung bricht dann die untere Schuppe nach Osten ab. Ein kleines Muschelkalkvorkommen an der Carretera (Abb. 20: 7) gehört vielleicht auch noch zur unteren

Schuppe. Von S. nach N. wurde in dieser gemessen $\frac{40}{11}$, $\frac{185}{6}$, $\frac{335}{4}$, $\frac{315}{13}$, $\frac{10}{26}$, im Mittel also $\frac{357}{10}$.

Die obere Muschelkalkschuppe (Abb. 20: 1) beginnt erst südlich von den Salvarizas, weiter westlich fehlt sie. Sie fängt südlich vom Camarena-Fluss an, wo sie erst den Keuper, weiter östlich direkt den Muschelkalk der unteren Schuppe überlagert; das Einfallen ist hier im Mittel $\frac{190}{43}$. Dann überquert sie den Fluss und steigt an den Cerro Moral hinauf; am Gipfel ist das Einfallen nur noch 20—25°. Auf 1408 ist noch ein Rest der oberen Schuppe erhalten, dessen Fallen sogar auf 0° herabsinken kann. Die obere Schuppe setzt sich an der Ueberseite des Bco. del Contador in den Picayos fort, wo sie recht steil steht $\left(\frac{217}{66}\right)$.

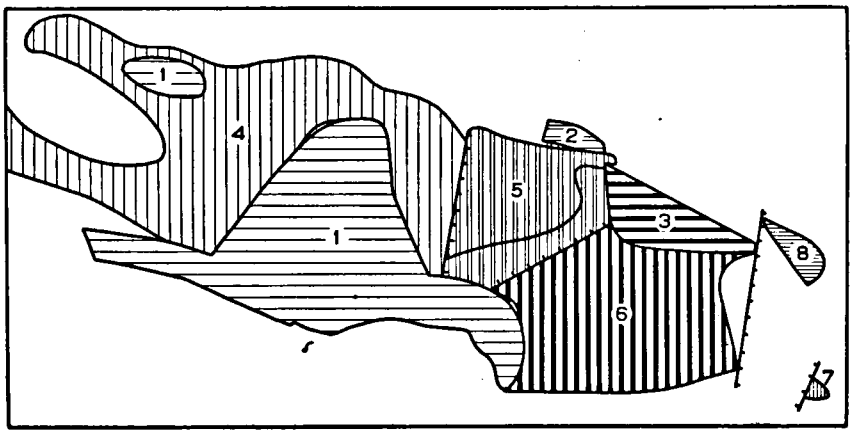

Abb. 20.

Tektonische Gliederung der Muschelkalkschuppen N. von Camarena.
1—3: Obere Schuppe, 1 Südflügel, 2 und 3 Teile des Nordflügel. 4—6: Untere Schuppe, 4 normaler Teil, 5 und 6 SE.-fallende Teile, von denen 6 mittels einer Verwerfung gehoben ist. 7 und 8 gehören wahrscheinlich bezw. zur unteren und zur oberen Schuppe. Massstab 1: 25 000.

Zur oberen Schuppe möchte ich auch zwei Muschelkalkpakete beiderseits der Fuente del Pozuelo rechnen. Das westliche Stück (Abb. 20: 2) (Profil III) ist sehr steil aufgerichtet (im Mittel $\frac{15}{87}$ im oberen Teil, weiter nach unten $\frac{44}{46}$ bis $\frac{35}{22}$) und von der unteren Schuppe durch ein schmales Keuperband getrennt; seine Mächtigkeit ist stark reduziert. Das östliche Stück (Abb. 20: 3) (Profil IV) macht den Eindruck, durch eine Verwerfung vom Hontanar-Block der unteren Schuppe (6) getrennt zu sein; es liegt aber bei der Fuente del Pozuelo auf 1 m. Keuper, unter dem der Muschelkalk des Ostabhanges des Cerro Moral, also der unteren

Schuppe (2), liegt. Weiter stehen die Streichrichtungen dieses Stückes (3) und der unteren Schuppe (Hontanar-Block) (6) schräg zu einander. Das auch bei der wenig konstanten Einfallsrichtung deutlich erkennbare mittlere Streichen des Stückes (3) ist N. 117° E., das der oberen Schuppe (1) auf den Picayos 127°, der unteren Schuppe auf dem Hontanar (6) im Mittel 75°. Das Fallen von (3) beträgt 13—29° im höheren, 40—55° in tieferen Teil.

Die gleiche Verwerfung, welche den Hontanar-Block (6) nach Osten begrenzt, schneidet auch diesen Nordflügel der oberen Schuppe (3) ab. Das etwas nördlicher anfangende, zum grössten Teil mit $\frac{314}{30}$ einfallende Stück (Abb. 20: 8), das bis zur Carretera reicht, gehört möglicherweise auch noch zur oberen Schuppe.

Die beiden Schuppen haben sich selbstverständlich gegenseitig beeinflusst. Schleppungserscheinungen treten in der unteren Schuppe auf, wo diese westlich von 1408 von der oberen überlagert wird; sie weisen daraufhin, dass die obere Schuppe westlich von 1408 aufhörte, wie ja auch der Abbruch am Westende südlich vom Camarenafluss erwarten liess. Unter dem Gipfel 1408 ist die Mächtigkeit der unteren Schuppe reduziert. Am Kontakt der unteren Schuppe mit dem Nordflügel der oberen sind Schleppungserscheinungen zu beobachten.

Die folgenden Erscheinungen scheinen darauf hinzuweisen, dass die untere Schuppe zuletzt entstand und unter die obere gepresst wurde:

1. Im westlichen Teil des Nordflügels der oberen Schuppe (2) ist am Kontakt mit der unteren besonders der Untere Muschelkalk stark reduziert und sehr steil aufgerichtet. Die Ursache hierfür kann m. E. nur ein von unten her heraufdrücken der unteren Schuppe sein. Wäre die obere Schuppe zuletzt entstanden, dann wäre erstens die Ursache der Aufrichtung des Nordflügels nicht deutlich, während weiter nicht der harte untere, sondern der weiche obere Muschelkalk und der Keuper reduziert sein würden.

2. Kann man noch annehmen, dass im Westen der Nordflügel der oberen Schuppe (2) mit dem Südflügel (1) zusammenhängt — im Profil III haben wir aber eine Verwerfung angenommen —, so ist ingegen östlich des Bco. del Contador ihre antiklinale Umbiegung bestimmt durchbrochen (Profil IV). Ausserdem ist der Südflügel (1) hier besonders steil aufgerichtet. Wäre die obere Schuppe zuletzt entstanden, dann hätte sie keinen Anlass gehabt in der dargestellten Weise zu durchbrechen.

Nur dort, wo die obere Schuppe einen Nordflügel (2, 3) aufzeigt, ist die untere in eine abweichende Streichrichtung gezwungen worden (5, 6). Das umbiegen und zerbrechen der unteren Schuppe auf dem Ostabhang der Cerro Moral (5) war das erste Resultat des Kontakts (Abb. 21); dabei wurde der Nordflügel der oberen Schuppe, der ursprünglich wohl ziemlich flach gelegen hat, steil aufgepresst und ein wenig nach Norden verschoben (2). Ein Teil der unteren Schuppe (der Hontanar-Block, 6), löste sich durch eine Verwerfung sowohl vom

westlichen (Cerro-Moral-) Block (5) als von seinem nördlichen Teil, der unter dem Nordflügel der oberen Schuppe (3) lag, und konnte sich nach Durchbrechung der oberen Schuppe höher hinaufarbeiten ohne den genannten Nordflügel zu stören, aber mit Steilstellung des Südflügels der oberen Schuppe (1).

Man könnte auch annehmen, dass zuerst die untere und dann die obere Schuppe entstanden seien, und nachher eine erneute Aufpressung

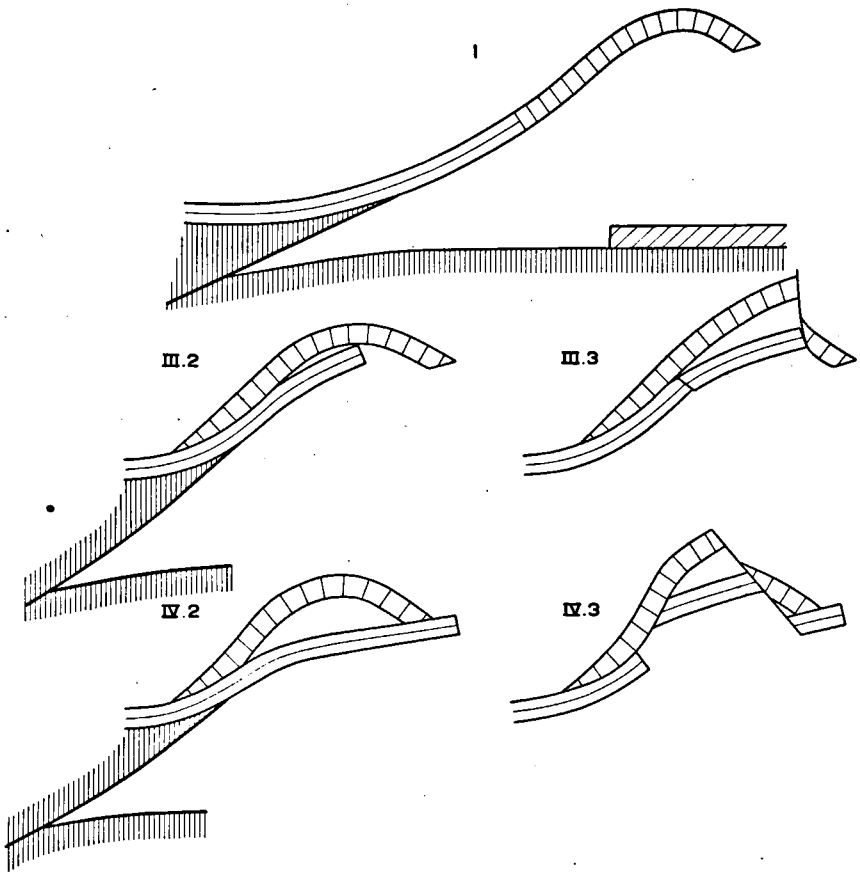

Abb. 21.

Schematische Entwicklungsgeschichte der beiden Muschelkalkschuppen des Cerro Moral (Profil III) und des Hontanar (Profil IV). Massstab 1: 37 500.

der unteren Schuppe die beobachteten Strukturen ergeben hätte. Hiergegen spricht eine mehr theoretische Erwägung. Die Westgrenze der oberen Schuppe bildet, nach Norden durchgezogen, die Ostgrenze der Muschelkalkschuppen der 3. Zone von Bakx; dass hier unter dem Jura noch Schuppen liegen, kommt mir nicht wahrscheinlich vor. Gibt es wirklich einen Zusammenhang zwischen der 3. Zone und der oberen Schuppe (der 2. Zone), dann ist dieser nur zu erklären durch ein

gleichzeitiges Entstehen dieser beiden. Wenn zu dieser Zeit die untere Schuppe der 2. Zone schon existiert hätte, wenn der Muschelkalk also damals schon an dieser Linie entlang abgebrochen gewesen wäre, dann hätte sich nicht die eine Hälfte der Aufschiebung an dieser Stelle, und die andere 2 km. weiter formen können.

Diese Art von Muschelkalkschuppen scheint in den Keltiberischen sowie in den Betischen Ketten weit verbreitet zu sein. In der Literatur zerstreut fand ich 20 ähnliche Fälle, denen aber ohne Zweifel noch viele anzureihen sind, die ungenügend beschrieben und daher aus der Beschreibung nicht gleich als solche erkenntlich sind:

1. Die Peñarroya bei Brea, im Graben von Morés (3 Schuppen) (Lit. 56, S. 111; Lit. 71, S. 88, Abb. 41), und der Castillo von Morés (Lit. 98, S. 70, Prof. 4).
2. Zwischen Blesa und Muniesa (Lit. 26, S. 80, Fig. 22)
3. An der Südseite des Sattels von Montalbán (ausserdem Verschuppung mit Paläozoikum) (Lit. 71, S. 89, Abb. 44).
4. Bei Alcalá de la Selva (bis 4 Schuppen) (Lit. 42, S. 19, Abb. 2; Lit. 71, S. 87, Abb. 40).
5. Bei Cubel (Lit. 26, S. 75, Fig. 18).
6. Der SE. Teil der Sierra Menera (keine Schuppen, aber Fehlen von Muschelkalk zwischen Buntsandstein und Keuper) (Lit. 26, S. 82, Fig. 12; Lit. 89, S. 424).
7. Zwischen Noguera und Tramacastilla (2 Schuppen) (Lit. 26, S. 83, Fig. 10; Lit. 89, S. 464; Lit. 71, S. 87, Abb. 40; Lit. 84, XXVII, S. 724).
8. Der Cerro de las Moyas bei Royuela (verkehrte Schuppe) (Lit. 26, S. 84, Fig. 23; Lit. 98, S. 169; Lit. 89, S. 425; Lit. 84, XXVI, S. 478).
9. Der Cerro de la Atalaya bei Cubla (anschliessend an die 4. Muschelkalkzone von Bakx, Lit. 4, S. 200).
10. Der Estopar, Alto de la Molina usw. bei Valacloche (stellenweise verkehrt) (3. Muschelkalkzone von Bakx, Lit. 4, S. 199).
11. Die Salobral—Salvarizas—Cerro Moral—Hontanar-Zone bei Camarena de la Sierra und ihre Fortsetzung nach Cascante del Río (stellenweise verkehrt; am Cerro Moral 2 Schuppen) (2. Muschelkalkzone von Bakx, Lit. 4, S. 198, und oben; Lit. 56, S. 124).
12. Am Bco. del Tayuelo (Río de Arcos) bei Arcos de las Salinas (4 Schuppen) (Lit. 56, S. 124, 200, Fig. 37; Lit. 42, S. 34, Abb. 10; Lit. 71, S. 87, Abb. 40).
13. Zwischen dem Río de Torijas und Las Alambras (3 Schuppen) (Lit. 42, S. 33, Abb. 9).
14. Zwischen Valdemeca und Tragacete (Lit. 22, S. 120, 121).
15. Bei Chelva (bis 4 Schuppen) (Lit. 56, S. 196; Lit. 11, S. 41, Abb. 6).
16. Im Sattel von Sellent (Lit. 11, S. 59, Abb. 15).
17. Am Bco. Riera bei Concentaina (Lit. 60, S. 34, Fig. 1).

18 und 19. Die Serreta Negra de San Vicente (verkehrte Schuppe) und die Sierra Negra bei Aspe, überhaupt fast alle Muschelkalk-Vor-

kommen der Gegend von Agost und Novelda bei Alicante (Lit. 84, XXVI, S. 483).

20. Bei Morón S. von Sevilla (Lit. 56, S. 267; Lit. 84, XXVI, S. 487—488).

Die Deutung dieser Schuppen ist verschieden. Früher brachte man sie immer in Verbindung mit Ophitintrusionen. MALLADA (Lit. 56, S. 124) sagt noch von den oben beschriebenen Schuppen von Camarena — deren Schuppennatur er übrigens nicht erkannt hat — dass sie steil aufgerichtet [1]) sind in Verband mit den Ophiten und den thermalen Quellen [2]) dieser Gegend. DEREIMS (Lit. 26) und nach ihm WURM (Lit. 98) und in jüngster Zeit noch SCHMIDT (Lit. 84) deuteten die Schuppen stratigraphisch, indem sie u. A. den von Muschelkalk überschobenen Keuper als eine Rötfazies des oberen Buntsandsteins deuteten, welche sich in örtlichen Becken in grosser Mächtigkeit und in genau derselben Ausbildung wie der Keuper, mit Gips, „Jacintos de Compostela'' und Ophiolithen, ausgebildet haben sollte. Ist der Muschelkalk reduziert oder vervielfacht, dann werden auch für diese Formation örtliche Aufwölbungen bezw. Becken angenommen. Liegt Keuper zwischen zwei Muschelkalkpaketen, dann wird ein mehrfaches Abwechseln von Muschelkalk- und Keuperfazies angenommen. Auch werden Muschelkalkschuppen wohl als Infralias gedeutet. Die steile Stellung der Schuppen versuchte SCHMIDT (Lit. 84, XXVI, S. 483) zu erklären durch die Annahme, dass sie in Hohlräume eingestürzt seien, welche sich durch örtliche Lösung in den Gipsmergeln des „Röt'' gebildet hätten. TRICALINOS (Lit. 89, S. 424) hat zuerst die Schuppennatur dieser Erscheinungen erkannt, eine Auffassung, an die sich HAHNE, BRINKMANN, RICHTER und TEICHMÜLLER anschliessen. BAKX (Lit. 4, S. 207) nimmt an, dass der Keuper sich irgendwie zwischen den Buntsandstein und den Muschelkalk geschoben hat und den letzteren dann aufgepresst hat; er nimmt also keine eigentliche Schuppung an. Abgesehen aber von der Frage, wie dieser Vorgang stattgefunden haben muss, kann er jedenfalls nicht die Verdoppelung der Muschelkalkschuppen am Cerro Moral ohne einen erheblichen tangentialen Schub erklären. Ich nehme daher an, dass es sich tatsächlich um eine Art Schuppen handelt. BAKX hat in dem darüber gelegenen Jura ebenso wie ich selbst eine bei Weitem nicht so grosse Verkürzung wahrgenommen wie man in dem Muschelkalk annehmen muss, wenn es Schuppen sind. Nun haben aber FALLOT und BATALLER (Lit. 36, S. 399) und RICHTER (Lit. 70; Lit. 71, S. 85) darauf aufmerksam gemacht, dass vielerorts in den Keltiberischen Ketten Abscherungserscheinungen von Jura auf Keuper auftreten. BRINKMANN (Lit. 11, S. 42, Abb. 6, *c—e*) hat bei Chelva beobachtet, dass der Jura flach hinweg geht über 3 Schuppen von Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Eine ähnliche Abscherung des Jura kann man auch in unserem

[1]) MALLADA spricht hier und auf S. 126 von einem Fallen von 45°—50° nach NE.; dies soll natürlich SW. heissen.

[2]) Gemeint ist wohl die Quelle des Balneario (siehe den Abschnitt „Keuper''), deren Wasser eine Temperatur von 19°—19½° C. hat; die mittlere Jahrestemperatur dürfte auf dieser Höhe (1320 m) etwa 8° C. betragen.

Fall zur Erklärung der verschiedenen Einengung in Jura und Trias annehmen.

Das eigenartige an vielen der oben erwähnten Muschelkalkschuppen ist, dass die Ueberschiebungsgrenze fast immer mit der Untergrenze des Muschelkalks zusammenfällt. In den Fällen 3 und 15 und in der Schuppe des Espadán-Sattels (Lit. 42, S. 25, Abb. 5, 6) ist unter dem Muschelkalk noch Buntsandstein vorhanden. Die Profilserie, welche BRINKMANN (Lit. 11, Abb. 6) durch die Schuppenzone bei Chelva gezeichnet hat[1]), zeigt, dass hier von West nach Ost, bei niedertauchender Sattelachse, der Buntsandstein unter dem Muschelkalk immer dünner wird, bis im Profil *g* nur noch Muschelkalk im Keuper liegt. Es handelt sich also offenbar um eine sehr flache Ueberschiebung in Buntsandstein und Muschelkalk. Der Jura bewegt hierbei nicht mit, der Keuper grösstenteils wohl auch nicht. Es müssen sich dann vonselbst die Schuppen im Keuper vertikal stellen, wie Hobelspäne in einem Hobel. In fast allen Beschreibungen finden wir diese steile Stellung der Muschelkalkschuppen an ihrer Basis erwähnt; weiter nach oben, unter der Juradecke, legen sie sich dann entweder allmählich oder mit einem Knick in eine mehr horizontale, bisweilen aber auch in eine umgekippte Lage (8. Royuela, 10. Estopar).

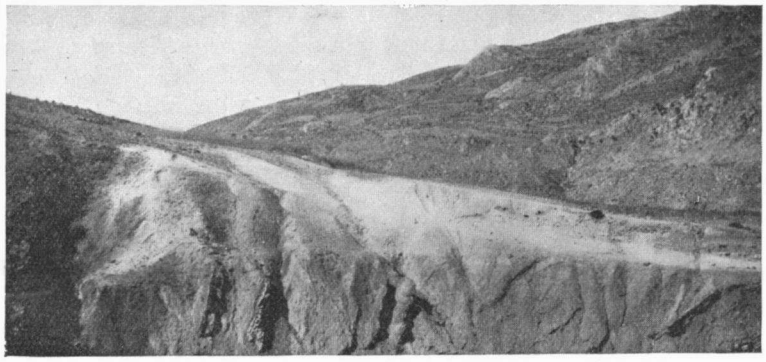

Abb. 22.

Faltungsbild des Keupers an der Strasse E. von Caramena. Links noch steil aufgerichtete, rechts schon fast flach gelagerte Schichten. Im Hintergrund der Ostabhang der Truena.

3. Keuper und „Rhaet".

Der Keuper hat für die tektonische Gestaltung des Gebiets eine sehr grosse Bedeutung. Die Einschaltung dieser 300 m. mächtigen Gipsmergel zwischen der Unteren Trias + Paläozoikum und dem Jura + Kreide bedingt, dass diese beiden tektonisch fast unabhängig voneinander sind. Der Jura bildet also, wie bereits im vorigen Abschnitt betont wurde, eine Art Abscherungsdecke. Die Untere Trias und der Jura zeigen jede für sich ihre eigenen Bruchsysteme. Die Untere Trias ist

[1]) Im Profil g, Mitte (2 Schuppen), und Profil h, links, ist t_2 für t_j zu setzen.

entweder fast ungefaltet oder mit Keuper verschuppt; der Jura, die Kreide und das Tertiär zeigen eine schwache Faltung. Die grosse Randverwerfung der turolischen Senke bildete sich im Jura und in der Kreide als eine Flexur aus.

Das verschiedene Mass der Einengung in Unterer Trias und Jura (vgl. den vorigen Abschnitt) hat eine gegenseitige Verschiebung dieser beiden hervorgerufen. Der Keuper wurde dabei intensiv gefaltet. Verwerfungen kommen im Keuper nicht vor. Jede Verwerfung im Untergrund wird in den Gipsmergeln zu einer Flexur; fast keine Verwerfung im Jura setzt sich weiter nach unten fort. Die Gipsmergel zeigen also theoretisch ein Gemenge von einseitigen und zweiseitigen Falten. In der Praxis sind aber richtige Sättel oder Flexuren nur selten zu unterscheiden. Man findet alle Streichrichtungen durcheinander. Das Fallen der Schichten wechselt noch schneller als das Streichen (Abb. 22).

Im Grossen und Ganzen sind bei Camarena zwei Aufwölbungen des Keupers mehr oder weniger deutlich zu erkennen. Die eine fängt W. von Camarena an und zieht in SSE-Richtung auf den Vagos zu; ihr Ostflügel ist sehr deutlich zu erkennen wo bei dem Balneario die Ophiolithdecken in den Mergeln eingeschaltet sind. Die zweite zieht von dem Tal des Arroyo de la Fuente del Hielgo nach SW. Wo die beiden sich kreuzen, findet man bald die eine, bald die andere Streichrichtung.

Der „Rhaet" nimmt nicht nur in stratigraphischer, sondern auch in tektonischer Hinsicht eine Mittelstellung ein zwischen Keuper und Infralias. An vielen Stellen hat er sich vom Infralias gelöst und liegt er in Keuper eingebettet. Am Cerro, SE. von Camarena, ist zu beobachten wie der „Rhaet" an zwei Stellen mit dem Infralias zusammenhängt und weiter im Keuper schwimmt (Profile V, 21). An zahlreichen Stellen findet man zwischen dem Keuper und dem Infralias keinen „Rhaet". Zum Teil ist dies wohl auf stratigraphische Ursachen zurückzuführen, weil der „Rhaet" bisweilen sehr geringmächtig ist; in jenem Falle wird er öfters ausserdem noch vom Gehängeschutt des Infralias verdeckt. Zum Teil ist diese Erscheinung aber doch nur tektonisch zu erklären. Wahrscheinlich sind das Lösen vom Infralias und das stellenweise Fehlen des „Rhaet" von der Abscherung der Juradecke über den Keuper verursacht worden. Die mergeligen Schichten des „Rhaet" ermöglichten eine Lösung von dem Infralias. Bei der gegenseitigen Verschiebung von Trias und Jura konnte an Verwerfungen Keuper zwischen den „Rhaet" und den Infralias eindringen. Löste sich dabei der „Rhaet" nicht ganz vom Infralias, dann entstand ein Zustand wie wir ihn am Cerro beobachteten. Löste er sich jedoch ganz, dann konnte er bei der Bewegung der Abscherungsdecke des Jura zurückbleiben, sodass stellenweise der Infralias direkt auf dem Keuper zu liegen kam.

Eine eigenartige Struktur zeigt der „Rhaet" am Rajomolar und am Puntal del Pegero (Profile 10, 15—16, VI). Auf dem Rajomolar liegt eine schmale Mulde von „Rhaet" (Profil 16) mit stark nach S. tauchender Axe (Profil VI). Südlich vom Bco. de la Bellena ist dieses „Rhaet"-Paket zerbrochen. Der Bruch geht schräg durch die Mulde und schneidet daher erst den Westflügel und weiter S. auch den tieferen

Teil des Ostflügels ab. Dieser Ostflügel fällt nach S. hin immer steiler ein. Im Bco. de la Colgada (Profil 10) ist er verdoppelt; hier fällt der westliche Teil dieses Flügels nach W., der östliche nach E. ein. Wahrscheinlich stellt dieser östliche Teil das abgebrochene Stück dar. Beide Stücke tauchen in den Keuper unter. Vielleicht ist diese eigenartige Struktur so zu erklären, dass bei der Formung des Buntsandstein-Horstes (direkt östlich von diesem „Rhaet"-Paket) der „Rhaet" sich vom Infralias löste und eine Art Flexur bildete. Es müssten dann von dieser zwei Stücke abgebrochen sein, welche nacheinander in die weichen Keupermergel abstürzten. Es ist nicht unmöglich, dass dieser Vorgang erst stattgefunden hat nachdem bereits eine bedeutende Ausräumung einen grossen Teil des Keupers beseitigt hatte; in jenem Falle hätten wir es mit einer Abschiebung zu tun von der gleichen Art, wie sie im Jura vielfältig auftreten.

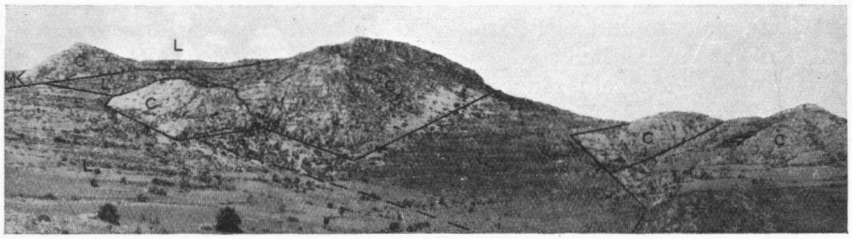

Abb. 23.

Die Verwerfungen an der Ostseite der Truena von SE. her.
C = Infralias, L = Oberer Lias, M = Malm.

4. Verwerfungen und Falten des Jura.

Die tektonische Analyse des Juras des Aufnahmegebiets hat mich dazu gebracht, zu unterscheiden zwischen autochthonem und abgeschobenem Jura. Im ersten Fall liegen die Schichten konkordant, in normaler Folge und in voller Mächtigkeit auf dem Keuper; im zweiten treten Diskordanz und Auswalzung oder Fehlen einer oder mehrerer Schichten auf. In diesem Abschnitt wollen wir den normal gelagerten (autochthonen) Jura behandeln, insoweit er nicht an dem Aufbau der Randflexur der Turolischen Senke beteiligt ist.

Ebenso wie in der Trias sind auch im Jura die Verwerfungen das wichtigste tektonische Element. Ich habe versucht, diese alle in die Karte einzuzeichnen. Dennoch werden viele Verwerfungen, welche beiderseits von gleichem Gestein begleitet werden, unbemerkt geblieben sein. So sind z. B. die Infraliasgebiete des Gaspar-Codoño und des Calderón (oder Calderona) wahrscheinlich viel zerschnittener als die Karte angibt. Weiter sind die Bruchlinien auf der Karte insofern vereinfacht wiedergegeben, als ihr Verlauf nur dann geschwungen gezeichnet ist, wenn dies im Felde leicht wahrzunehmen ist. In allen anderen Fällen ist von einer Konstruktion der oft von Schutt verhüllten oder anderswie schlecht

aufgeschlossenen Verwerfungslinien abgesehen und sind einfach gerade Linien gezeichnet worden.

Das Juragebiet ist ein typisches Verwerfungsgebiet. Es ist nicht möglich grössere Hebungs- oder Senkungsgebiete mit Deutlichkeit zu

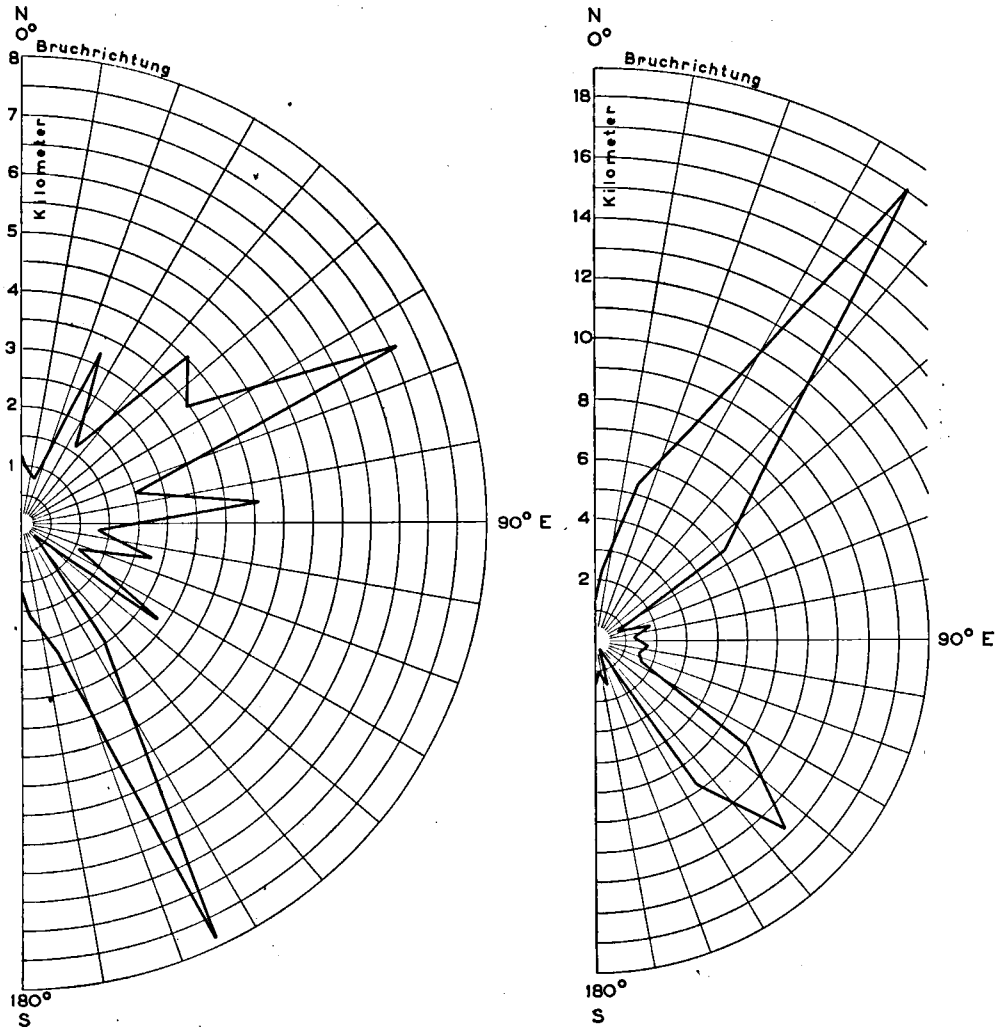

Abb. 24.

Graphische Darstellung der Frequenz der Bruchrichtungen im Jura der Truena (links) und der Sierra de Javalambre (rechts).

unterscheiden. Gehobene und gesunkene Schollen wechseln einander fortwährend ab. An verschiedenen Verwerfungen ist abwechselnd die eine und die andere Seite abgesunken. Nur die Grenze zur Trias ist in vielen Fällen als eine auffallende Störungszone entwickelt. Der Nord-

westrand der Sierra de Javalambre ist eine steil nach SE. einfallende Verwerfung, an der das Juragebiet abgesunken ist. Bei den Vagos ist dieser Rand als eine Art Staffelbruch ausgebildet (Profil 20; weniger deutlich Profil 19). An dem Ost- und Nordrand der Truena (Profile II und IV bezw. 17, 19 und 21) sind ähnliche mehr oder weniger deutlich gestaffelte Bruchzonen entwickelt. Die Verwerfungsflächen stehen in vielen Fällen etwa senkrecht zu den Schichtflächen. Daneben sind aber solche, welche mit 40°—60° einfallen, nicht selten. Besonders die letzteren sind beteiligt an der Formung der schmalen Senkungsstreifen im Calderón-Gebiet (Profil 4) und des Bco. de la Zarzuela in der Sierra de Javalambre (Profile IX und 21). Bemerkenswert ist der Kesselbruch des Prado de Javalambre, welcher ganz aus Tuffen (wohl des Toarciens) besteht (Profile 17 und IX).

Um einige Ordnung in dem wirren Durcheinander dieses Verwerfungsgebiets zu schaffen, wurden die Bruchrichtungen statistisch bearbeitet in ähnlicher Weise wie wir es für die Trias getan haben. Dabei wurden vier Gebiete unterschieden: die Truena, die Sierra de Camarena, die Sierra de Javalambre und der Calderón. Die Resultate für die Truena und die Sierra de Javalambre sind in Abb. 24 wiedergegeben. Besonders der Javalambre zeigt ausgesprochenes Vorwalten zweier Hauptrichtungen, nämlich N. 30°—40° E. und 130°—140° — man darf wohl sagen 35° und 135°, weil die Gipfel des Diagramms symmetrisch sind. Die wenigen Brüche im Calderón-Gebiet deuten auf ein Vorherrschen der Richtungen 45° und 145°. Die Truena zeigt als Hauptbruchrichtungen 60°—70° und 150°—160°, also ungefähr 65° und 155°. Schliesslich herrscht in der Sierra de Camarena die Richtung 170°—180° (Mittel: 175°) vor. Wir sehen also, dass sich in der Nähe der Randzone der Turolischen Senke die Hauptbruchrichtungen drehen. Ein nebeneinander auftreten verschiedener Richtungen, wie wir es im zentralen Triasgebiet beobachtet haben, ist nicht mit Bestimmtheit nachzuweisen.

Was die Falten des Juras betrifft können wir kurz sein. Eine Unterscheidung von Mulden und Sätteln ist fast unmöglich. An einigen Stellen, z. B. in der Sierra de Javalambre auf der Chaparrosa (6′10″—39′45″) und auf dem Alto del Ventisquero (6′20″—40′20″) sind Sättel deutlich zu erkennen (Profil VIII). Die Hochebene der Truena bildet eine flache Mulde (Profil 17). Weiter ist die Faltung vollkommen unregelmässig. Die Streichrichtungen ändern sich fortwährend und ohne Regelmass. Dabei ist die Neigung der Schichten im Allgemeinen nicht gross, sodass man eher von einer Fältelung als von einer echten Faltung reden kann.

5. Abschiebungserscheinungen im Jura.

Wie bereits im Abschnitt Stratigraphie (Quartär) erwähnt wurde, gibt es um Camarena in Schichtverband abgerutschte Massen sowie Schutthalden, die wahrscheinlich praepontischen Alters sind. Nur die in Schichtverband abgestürzten Massen sind in die Karte eingetragen worden, und zwar als „Abschiebungen" (mit der gleichen Signatur wie Ueberschiebungen). Die wichtigsten sind:

1. Der Castillo, ein 160 m. hoher, 450 m. langer und 220 m. breiter Block, an dessen Fuss das Dorf Camarena liegt. An der Westseite ist er von einer fast senkrechten Verwerfungsfläche begrenzt. An der Ostseite ist aber deutlich zu sehen, dass er in verkehrter Stellung auf dem Keuper ruht: seine Schichtflächen stehen etwa senkrecht zu seiner Unterfläche. Der Block muss sich daher von dem Ostabhang der Truena losgelöst haben und in das Tal des Camarena gestürzt sein. Einige kleine Fanglomeratvorkommen auf dem Castillo scheinen darauf hinzuweisen, dass dieser Absturz vor der Ablagerung des Jungtertiärs stattgefunden hat.

2. Südlich von Camarena liegt am Camino del Planillo ein flaches, von Fanglomeraten bedecktes Gebiet, von dem nach E. und S. grosse Schutthalden ausgehen. Die Schuttlieferanten sind Hügel von Infraliasblöcken und, im NE., ein Felsen von Infralias (auf der Karte bei 8′30″—38′42″), dessen Schichten ebenso steil in den unterliegenden Keuper hineintauchen wie dies beim Castillo der Fall ist. Da die Fanglomerate in nahezu horizontaler Lagerung über den Infraliasblöcken liegen, ist auch dieser Absturz praepontisch.

3. Auf der Contienda (5′30″—35′30″) liegt ein vollkommen ähnliches Gebiet wie (2). Auch hier liegen gelockerte Infraliasmassen direkt auf Keuper, ohne Vermittlung des in dieser Gegend sonst immer vorhandenen „Rhaets", und sind von Jungtertiären Fanglomeraten überdeckt.

4. An der W.- und N.-Seite des Cerro liegt eine langgestreckte Stufe von Infralias- und einigen „Rhaet"-Blöcken, die an einigen Stellen durch Querrücken mit dem anstehenden Gestein des Cerro verbunden ist. Die Massen sind meistens in Schichtverband geblieben, sie zeigen aber untereinander sehr verschiedene Einfallsrichtungen und -beträge. Weiter machen sie einen sehr lockeren Eindruck und ist der Verband zwischen den verschiedenen Teilen der Stufe nur zu verstehen, wenn man annimmt dass sie abgerutscht sind. Das östlichste Stück liegt bei (8′56″—39′47″). Das Alter dieses Absturzes ist nicht zu ermitteln.

5, 6. Zwei kleine, ebenfalls in Schichtverband abgerutschte Infralias-Massen liegen bei (9′33″—36′45″) und (7′40″—40′15″). Ihre Schichtflächen tauchen steil in den Keuper hinein. Sie sind, ebenso wie (2), bemerkenswert wegen der grossen Schutthalden welche von ihnen ausgehen, die aber m. E. als quartär zu bezeichnen sind. (5) liegt am Fuss einer auf Keuper abgeschobenen Doggermasse, besteht jedoch aus Infralias und kann also nur von dem hinter diesem Doggerpaket gelegenen Infraliasgebiet herrühren. Da das Doggerpaket einen Rücken bildet, über den hinweg kein Absturz wie der vorliegende stattfinden könnte, so muss der Absturz eben geschehen sei bevor der Dogger an seinen heutigen Ort kam. Da dies, wie weiter unten erörtert werden soll, vor der Ablagerung des Jungtertiärs geschah, so ist auch der Absturz (5) praepontischen Alters. Das Alter von (6) ist nicht zu ermitteln.

7. Neben diesen mehr oder weniger in Schichtverband abgerutschten Massen ist ein alter Bergsturz zu erwähnen, welcher bei den Iazos (7′50″—38′20″) am Fuss des Doggers der südlichen Truena auf Keuper

und Ophiolithen liegt. Der Bergsturz besteht aus Infralias- und Kalkstein(Lias?)-Blöcken, sowie aus Stücken von Kalksteinbrekzien. Die Lage am Fuss des auf Keuper abgeschobenen Doggergebiets führt uns wie bei (5) zur Annahme eines praepontischen Alters für diesen Bergsturz. Aufmerksamkeit verdient noch, dass sowohl die Infraliasblöcke von (2) als die dieses Bergsturzes rötlich angewittert sind; eine solche rote Verwitterung findet jetzt nicht mehr statt, die Farbe ist aber bezeichnend für die pontischen Fanglomerate.

In fünf aus sieben Fällen können wir also beweisen, dass vor der Ablagerung des Jungtertiärs Massen von verschiedener Grösse, meistens aus Infralias bestehend, gelockert und wohl oder nicht in Schichtverband auf den unter ihnen liegenden Keuperabhang abgerutscht sind. Hieraus geht hervor, dass das Jura- und Triasgebiet damals schon fast ebenso tief von Tälern zerschnitten war wie heute. Es führt uns dies zur Aannahme, dass eine ganze Reihe tektonisch unerklärlicher Erscheinungen in der gleichen Weise durch Abgleiten in solche praepontische Täler erklärt werden muss.

Bevor wir zu den grösseren Abschiebungen übergehen, seien hier erst einige kleinere Fälle von Abgleiten auf Charmouthientuff gegeben:

1. Nördlich von der Fuente de la Zorra (9′8″—38′20″) liegt eine scharfe Mulde von oberem Lias, dessen Schichten im W mit $\frac{42}{71}$, im E mit $\frac{213}{60}$ einfallen. Die Mulde wird beiderseits mittels fast senkrechter Verwerfungsflächen von Infralias begrenzt. Die unterste Schicht der Mulde ist eine ziemlich mächtige mittelliassische Tuffschicht, welche seitlich gegen den Infraliaswänden liegt, unten aber direkt auf Keuper ruht. Offenbar ist das Ganze in eine, wahrscheinlich durch tektonische Vorgänge im Infralias entstandene Spalte gestürzt. Die Synklinale wird von Fanglomeraten überlagert, ist also praepontischen Alters.

2. Am Westabhang des Morón (8′21″—35′47″) liegt auf einem Geringmächtigen, weil damals schon von der Erosion grösstenteils beseitigten Infraliasabhang, zum Teil auch schon auf Keuper, ein ebenso wie (1) durch steiles Einfallen gekennnzeichnetes Oberliaspaket, diesmal aber in der Form eines Sattels mit stark nach NW tauchender Achse. Es liegt gleichfalls auf einer mittelliassischen Tuffmasse und wird ebenfalls von pontischen Fanglomeraten überlagert.

3, 4. Am Ostabhang der Truena findet man ein grösseres (8′50″—37′50″) und ein kleines Gebiet (8′54″—37′58″) von Oberlias, welche sich auszeichnen durch eine von ihrer Umgebung (die gleichfalls aus oberem Lias besteht) vollkommen verschiedene Einfallsrichtung. Das grössere Gebiet beginnt oben an einer Verwerfung; oberhalb der Verwerfung ist das Einfallen im Mittel $\frac{31}{26}$ (autochthon), darunter aber auf einmal $\frac{155}{15}$ (abgeschoben). Es hört auf etwas über dem Camino

de San Pablo; zuunterst liegt der Charmouthientuff. Nach wenigen Metern autochthonem Lias $\left(\text{Fallen } \frac{34}{26}\right)$, der sich nach Norden hin verbreitert, folgen wieder auf mittelliassischem Tuff aufgelagert ziemlich durcheinandergeworfene, im Mittel mit $\frac{137}{42}$ einfallende Oberliasschichten. Diese formen das oben genannte kleine Gebiet; weiter unter liegen sie wieder auf autochthonem, im Mittel mit $\frac{28}{21}$ einfallendem Lias. Die Schichten des Jungtertiärs greifen wieder über diese abgeglittene Gebiete hin.

5. Südlich von (3) (bei 8′40″—38′0″) liegt ein Abhang von oberem Lias, der oben ruht auf Charmouthientuff. Im Gegensatz zu (3) ist die Einfallsrichtung der Schichten sehr verschieden; man bekommt überhaupt den Eindruck einer mehr oder weniger in Schichtverband abgerutschten Masse, ohne dies aber unwiderleglich beweisen zu können. Ein kleiner Fetzen von Fanglomerat beweist auch hier wieder das praepontische Alter des Absturzes.

6. Auf dem Rücken nördlich von der Hoya de la Matanza liegt bei (9′45″—37′35″) ein Stück Oberlias, das durch sein steiles Einfallen $\left(\text{im Mittel } \frac{145}{50}\right)$ auffällt. Im Osten liegt es auf Charmouthientuff, der unmittelbar auf Infralias ruht. Möglicherweise — beweisen kann ich es aber nicht — bildet diese Liasabschiebung eine Mulde, deren Südflügel das Gebiet um (9′40″—37′20″) darstellen sollte; letzteres fällt nämlich gleichfalls durch sein steiles Einfallen auf $\left(\text{im Mittel } \frac{347}{31}\right)$; sein Kontakt mit dem Infralias im Osten wird aber durch Fanglomerate verdeckt.

? 7. Nicht sicher ist die Einreihung eines Teils des Liasgebiets am Nordabhang der Truena (um 9′5″—37′10″) zu den Abschiebungsgebieten. Es fällt aber auf, dass stellenweise die Schichten derartig durcheinander geworfen sind wie wir es nur in abgestürzten Paketen gesehen haben. Es gilt dies nur für das Gebiet unmittelbar westlich der Tertiärgrenze und südlich vom südlichsten Pfad.

Mit dieser Einleitung über Abschiebungen von Infralias auf Keuper und von Oberem Lias auf Charmouthientuff glaube ich wohl bewiesen zu haben, dass vor der Ablagerung des Jungtertiärs eine bedeutende Ausräumung von Tälern im Camarena-Gebiet stattgefunden hat, von deren Abhängen grössere Massen, welche von gleitfähigen Schichten unterlagert waren, abgeleiten konnten. Nun treffen wir in demselben Gebiet viel ausgedehntere Massen an als die bisher genannten, welche grösstenteils aus Dogger und Malm bestehen und meistens dem Keuper auflagern. Eine normale tektonische Erklärung zu geben für die eigenartige Lage dieser Massen ist mir nicht gelungen. Die Abschiebungshypothese kann aber m. E. für dieses Problem wohl eine

gute Lösung bringen. Es hätten sich demnach kilometerlange Massen von Oberem Jura aus ihrer Lage auf der Hochfläche gelöst und wären an den Abhängen der praepontischen Täler herabgestürzt. Für die Randzone des Kreide- und Tertiärgebiets im Westen, das zur Tertiärsenke von Teruel (der „turolischen Senke") gehört, nehme ich an, dass tektonische Vorgänge (die Bildung der Randflexur) neben der morphologischen Beschaffenheit des Gebiets eine Rolle gespielt haben.

i. An einer, die Truena in ihrer ganzen Breite von SW nach NE durchschneidenden, SE-wärts einfallenden Verwerfung (Abb. 25) ist das

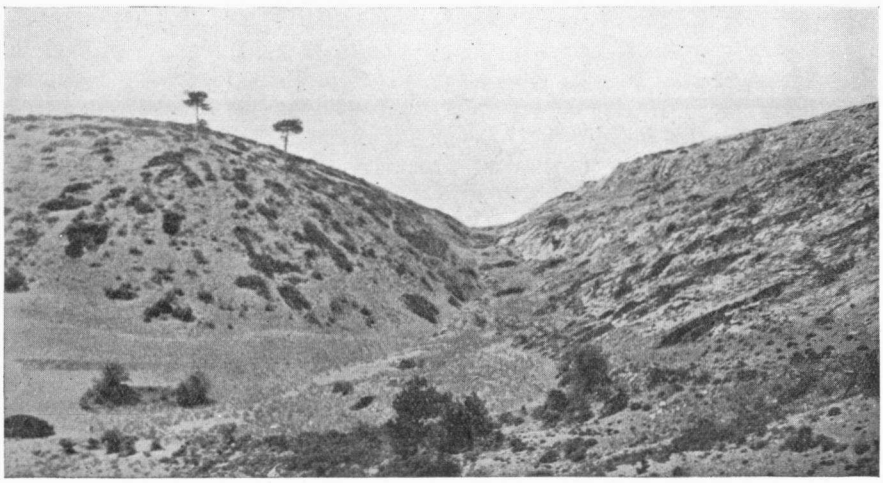

Abb. 25.

Der Barranco Peregil von E. her. Rechts Infralias und Lias met deutlichen Harmischen, links abgeschobener Malm der Süd-Truena. (Photo I. M. VAN DER VLERK).

hauptsächlich aus Dogger und Malm bestehende Süd-Truena-Gebiet auf den Keuper abgeschoben. Dieses Gebiet wird durch eine SW—NE verlaufende Verwerfung in zwei Teile geteilt, von denen der nördliche weiter eingesunken ist als der südliche. Betrachten wir zuerst den südlichen Teil. Im Südwesten dieser Zone liegt die Infraliaswand des Castellar, auf dem normal Lias, Dogger und Malm ruhen. Das Merkwürdige an diesem Komplex ist, dess es im Ganzen in den Keuper untertaucht. Die Schichtflächen des Jura fallen schräg ein zur Grenze Keuper—Jura, sodass nacheinander Infralias, Lias, Dogger und Malm auf dem Keuper ruhen. Dabei ist zu bemerken, dass der Dogger — auf der Toarcientuffschicht — auf dem Keuper weiter übergreift als der Infralias und Lias.

Etwas weiter nach NE schliesst sich dem SE-fallenden Komplex ein NW-fallender Südflügel an, sodass das Abschiebungsgebiet über eine gewisse Strecke einen Synklinal bildet. Hier liegt immer der Dogger, oft aber nur in geringer Mächtigkeit, dem Keuper auf. Noch weiter

NE stellt sich aber wieder ein ausschliessliches SE-Fallen ein, wobei die Schichten wieder schräg in den Keuper hinuntertauchen, sodass nacheinander Dogger (in den Barrancos) und Malm auf dem Keuper ruhen. Noch weiter NE schliesst sich diesem SE-fallenden Teil ein NW-fallender Nordflügel an, sodass eine Antiklinale entsteht. Hier endet die Verwerfung zwischen der südlichen und der nördlichen Zone; die nördliche Zone schliesst sich dem NW-fallenden Nordflügel der südlichen direkt an. Im Kern dieses Sattels liegt im Bco. Peregil bei (8′3″—38′10″) ein grosser Infralias-Block. Südlich und nördlich von diesem liegt unter dem Dogger Lias direkt auf Keuper. Dieser Lias ruht im Osten gegen eine steile Wand von Infralias, welche ich als autochthon betrachte, weil sie sich nach N in den Infraliasfelsen des Ostabhanges der Truena fortsetzt.

Die nördliche Zone der Süd-Truena schliesst sich, wie gesagt, im NE dem Nordflügel der südlichen Zone direkt an. Sie besteht hier aus Dogger und Malm, welche nach NW einfallen. Bei (8′23″—38′0″) ist zwischen dem Malm und dem autochthonen Infralias der Ost-Truena ein schmaler Streifen liassischen Tuffs erhalten. Weiter nach SW besteht die nördliche Zone ganz aus Malm, der grösstenteils nach SE einfällt. Im SW-lichsten Teil stellt sich aber wieder Dogger ein, welcher nach NW einfällt. Bei (7′20″—36′0″) ist unter diesem Dogger noch Toarcientuff und Lias aufgeschlossen. Nur etwas N. von der Fuente del Perdigón liegt auf diesem Dogger Malm.

Merkwürdigerweise liegt nun nördlich von der grossen Querverwerfung, zwischen dem Bco. del Perdigón und dem Bco. Escariguela, auf Infralias eine nach NW einfallende Masse von Obermalm-Kalken, unter denen stellenweise in sehr geringer Mächtigkeit Lias und Toarcientuff hervortreten.

Die Abschiebung des Süd-Truena-Gebiets ist vielleicht folgenderweise zu erklären. Als in praepontischer Zeit Dogger und Malm noch auf der Truena lagerten, fing die Erosion, welche südlich von der Truena den Infralias schon abgetragen hatte, den Keuper zu lösen und den Infralias der Truena zu untergraben an. Der Schluss war, dass dessen südlicher Teil, der von dem Rest durch eine Verwerfung getrennt war, den Keuperabhang hinunterglitt. Diesen Infralias finden wir jetzt im W. am Castellar zurück, im E. am Bco. Peregil. Natürlich wurden die darüber liegenden Schichten hierbei mitgenommen; eine Bewegung an den Schichtflächen entlang spielte bei dieser Abschiebung auch eine Rolle, sodass schliesslich sehr verschiedene Horizonte auf dem Keuper zu liegen kamen. Je nach der Morphologie des Untergrundes legte sich dieses Abschiebungsgebiet in Mulden oder Sättel. So entstand die südliche Zone der Süd-Truena. Es bestand aber wahrscheinlich zwischen dieser und den Schichten nördlich der grossen Querverwerfung in Schichten höher als dem Lias (wohl dadurch, dass über den gleitfähigen Tuffschichten anstatt einer Verwerfung eine Flexur vorhanden war) ein so starker Schichtverband, dass beim Abgleiten der südlichen Zone grosse Massen Dogger und Malm (stellenweise sogar auch Oberer Lias) des nördlichen Teils der Truena mit hinunterglitten, wodurch die nördliche Abschiebungszone entstand, auf deren Zusammenhang mit der südlichen im Osten wir schon hingewiesen haben.

2. An der Ostseite des Bco. del Val, in der NE-Ecke des Aufnahmegebiets, liegt direkt auf dem Keuper des Prado eine Zone von Dogger und Malm mit zuunterst an vielen Stellen Toarcientuff, welche sich bis ausserhalb des Aufnahmegebiets fortsetzt. Ihre Lage ist m. E. nur durch Abschiebung zu erklären. Da im N, E und S Dogger und Malm in normaler Entwicklung vorhanden sind, sind sie wohl von W. her gekommen; hierauf weist auch das E-Fallen der Schichten. Weiter findet man Westwärts noch drei Abschiebungsreste, und zwar Dogger und Malm auf Toarcientuff bei (10′0″—40′50″), Lias (auf Charmouthientuff?) und Dogger auf Toarcientuff bei (9′30″—40′55″), und Dogger bei (9′55″—41′5″). Die Herkunft dieser abgeschobenen Schichtpakete müssen wir also wohl auf dem Gaspar suchen. Es kommt mir nicht unwahrscheinlich vor, dass auch die Malmmulde bei der Fuente del Hielgo (8′36″—41′7″) an der Ostseite des geologisch zum Gaspar gehörigen Codoño ein Abschiebungsgebiet darstellt. Die Begrenzung dieses Gebiets nach Osten (zum Teil ausserhalb des Kartenrandes) ist wohl zu unregelmässig für eine Verwerfungslinie; im W. liegt eine Tuffschicht auf der Grenze zwischen Malm und Lias. Da ich aber die Abschiebungsnatur dieses Gebiets nicht unwiderleglich beweisen kann, sind seine Grenzen auf der Karte als Verwerfungen eingezeichnet worden.

3. Kommen wir jetzt zur grössten Abschiebungszone des Aufnahmegebiets: die Randzone der turolischen Senke. Es kommen in dieser Zone Strecken vor, wo die Schichtfolge vom Keuper aufwärts vollkommen normal ist und die ich als autochthon bezeichne, neben Strecken wo eine oder mehrere Schichten des Profils fehlen oder reduziert sind, und welche ich als abgeschoben betrachte. Beide sind fast ausschliesslich nach W. geneigt, mit einem mittleren Fallen von etwa 40°, sodass man von einer Randflexur der turolischen Senke sprechen kann. Um die mittlere Richtung dieser Flexur zu bestimmen, wurde statistisch untersucht, welche Einfallsrichtungen in der Randzone am häufigsten auftreten (Abb. 26). Es hat sich hierbei gezeigt, dass 30 % der Bestimmungen von Streichen und Fallen eine Einfallsrichtung von N. 281°—300° E. ergaben, was auf ein mittleres Streichen von N. 20° E. der Randzone weist.

Fangen wir an mit einem autochthonen Gebiet: dem Westabhang des Cerro Negro mit seinen Fortsetzungen nach S. und N. (Profile 7—11, Abb. 27). Folgt man den Bco. del Aca fuerte von S. nach N., dann kommt man aus dem flachliegenden Buntsandstein in allmählig stärker nach NW. geneigte Schichten, eine Flexur also, welche in einen steilen Abbruch endet, in dem der Muschelkalk bis zu einer 1 m. mächtigen Brekzie ausgewälzt ist. Nach 100 m. Keuper kommen von S. her steil nach W. einfallende „Rhaet"-Schichten, welche weiter nach oben fehlen. Dieser „Rhaet" wird von den klotzigen dolomitischen Infraliaskalken überlagert, welche in der tiefen Schlucht des Bco. del Aca fuerte mit etwa 50° einfallen. An der W. Seite der Bcos. de los Ramos und de los Cuernos folgen hierüber Lias, Dogger und Malm, welche schliesslich diskordant von Jungtertiär überlagert werden. Weiter nach N., auf der Umbría del Vizco, ist das Einfallen der Infraliasschichten geringer

(etwa 30°), nach S. wird es aber grösser (66° in der Rambla de los Amanaderos).

Folgt man die Rambla de los Amanaderos von E. nach W., dann fängt man, wie im Bco. del Aca fuerte, in flachliegendem Buntsandstein an. Dieser ist, wie dort, am Ende steil gegen Keuper verworfen, ohne aber vorher eine Flexur zu bilden. Etwas weiter sind N. vom Flussbett noch 1 m. Buntsandstein und 1 m. Muschelkalk aufgeschlossen, welche einen kleinen Sattel bilden. Es folgen dann wieder steil nach W. ein-

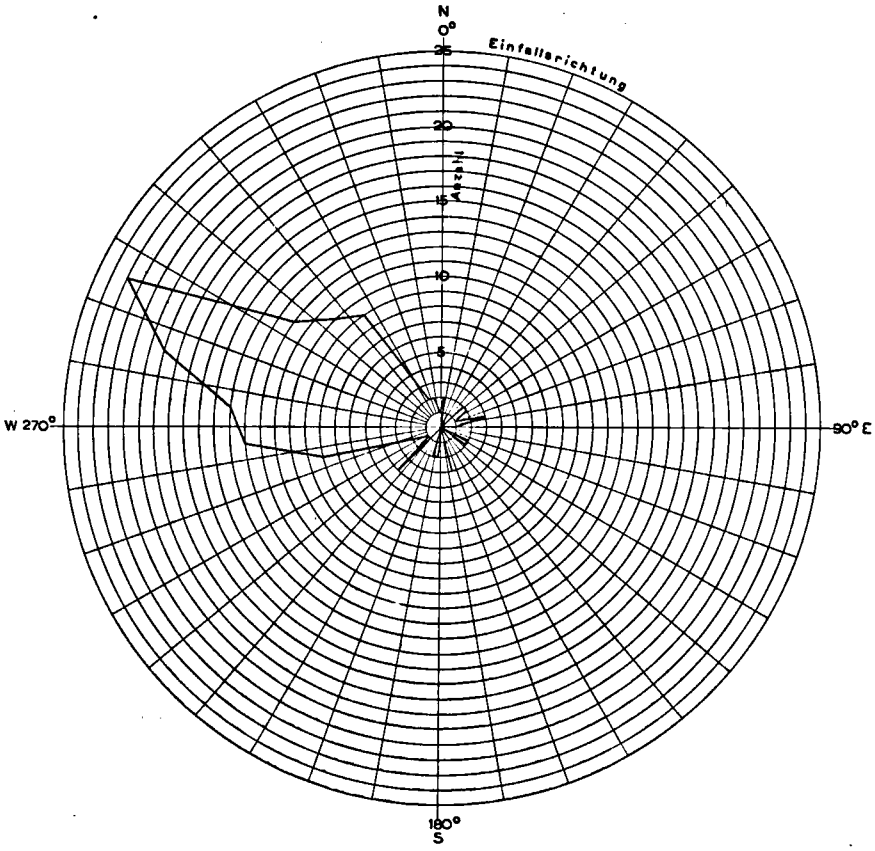

Abb. 26.

Graphische Darstellung der Frequenz der verschiedenen Einfallsrichtungen im Jura der Randzone der turolischen Senke.

fallender „Rhaet", Infralias, Lias, Dogger und Malm. Der Malm hat sich hier und weiter nach N. in zwei Sättel und zwei Mulden gelegt, welche schwach nach W. überhängen. Der westliche Sattel ist im Río de Eva durchbrochen; sein Westflügel fällt dort sehr steil ein und wird von Wealden überlagert. Letzterer zeigt ebenso wie der Malm zwei Sättel und zwei Mulden, welche aber flacher und breiter sind.

Wir sehen also die folgende Erscheinung: im E. liegt ein flaches Buntsandstein- und Muschelkalk-Gebiet, das an sich von einer Verwerfung in zwei Teile geteilt wird, und an der Westseite von einer steilen Verwerfung jäh abgebrochen ist. Nach W. folgen dann steil nach W. einfallend der stark reduzierte Keuper und alle höheren Schichten, welche sich stellenweise in Falten gelegt haben. Offenbar hat eine grosse Verwerfung, deren Sprunghöhe sich auf etwa 1600 m. im N., und etwa 1700 m. im S. Teil des Triasgebiets errechnen lässt, das Paläozoikum und die untere Trias betroffen. Die weichen Mergel des Keupers zerbrachen aber nicht, und der darüber liegende Jura bildete eine Flexur, die etwas schwacher einfällt als die grosse Verwerfung. Diese Flexur kann aber nicht mit den flachliegenden Juraschichten sowohl W. als E. der Verwerfung in Schichtverband verbunden gewesen

Abb. 27.

Die Randflexur am Cerro Negro, von NW. her. Im Vordergrund steil auf den Beschauer zu fallender Infralias. Im Hintergrund die Muschelkalkfläche des Cabezo; ganz hinten die Sierra de Javalambre und der Calderón.

sein ohne sich um fast 2 km. zu verlängern. Diese Verlängerung kann stattfinden durch Auswalzung der Schichten; eher aber werden sie abbrechen. Dieser Abbruch nun findet an verschiedenen Orten und in verschiedenen Schichten an verschiedenen Stellen statt, sodass nicht eine oder mehrere Verwerfungen die ganze Zone und den ganzen Schichtenkomplex durchziehen. So sehen wir im Profil 9, dass der Dogger und ein Teil des Lias am Bco. de los Ramos plötzlich abbrechen und erst höher auf dem Cerro Negro in geringerer Mächtigkeit wieder auftreten. Die Verwerfung durchsetzt nicht den Infralias und setzt sich nach N. und S. nicht weiter fort als bis zwei Querverwerfungen; sie ist also stratigraphisch sowie geographisch beschränkt. Das gleiche sehen wir im Profil 6; hier sind der Lias und Infralias und vielleicht auch der „Rhaet'' abgebrochen und ist der Keuper nicht von der Verwerfung betroffen worden. Die Fortsetzung

der abgebrochenen Schichten musste man höher am Abhang suchen; durch ihre stark geneigte Lage konnten sie sich hier aber nicht halten und so schoben in diesen beiden Fällen durch Bewegungen an den Schichtflächen entlang die Schichten des unteren Malms unter Mittnahme von ausgewälztem Dogger und Lias in die durch den Abbruch der unteren Juraschichten entstandenen Lücken, wie aus den in der Natur in vorbildlicher Weise aufgeschlossenen Profilen deutlich hervorgeht.

Die Bewegung an den Schichtflächen entlang wurde auch schon bei der Behandlung der anderen Abschiebungsgebiete hervorgehoben. Sie ist für die Randzone von grosser Bedeutung. Sie wurde ermöglicht durch die vielen weichen Schichten im Jura, wie die mergeligen Schichten im Lias, die beiden Tuffserien des Lias und die Mergel des unteren Malms. Auf solche Bewegungen sind auch die Falten im Malm und Wealden W. vom Cerro Negro zurückzuführen; der tiefere Jura ist hier wahrscheinlich nicht gefaltet.

Stellen wir uns jetzt vor, dass die Juraschichten irgendwo in der Flexur abgebrochen sind, wie in den beiden obengenannten Fällen. Wenn dieser Bruch den ganzen Jura durchsetzt, entsteht über ihm am Flexur-Abhang eine Lücke, wo ausschliesslich Keuper ansteht (Abb. 28). Höher

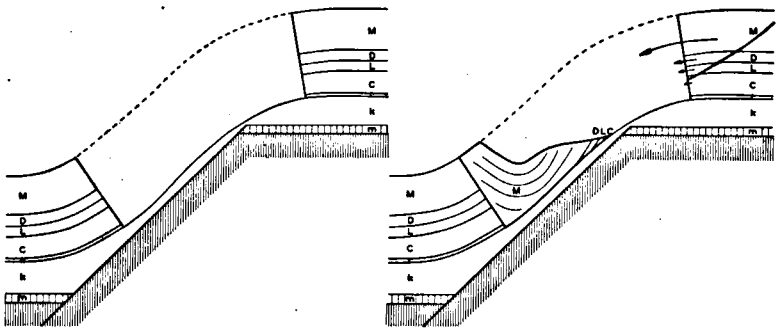

Abb. 28.

Schematische Entwicklungsgeschichte der Abschiebungen in der Randzone. Massstab 1: 75 000. Die Kreide ist fortgelassen.

an demselben Abhang finden wir die Fortsetzung der abgebrochenen Juraschichten wieder. Wenn nun dieses obere Jurapaket an den Schichtflächen entlang hinunterzufahren anfängt, werden die höheren Schichten am weitesten herabgleiten, also bis zum Abbruch des unteren Jurapakets, während die tieferen hinterbleiben und unten am Flexur-Abhang entweder fehlen oder ausgewalzt sind.

In dieser Weise müssen wir uns vorstellen, dass das Abschiebungsgebiet der Lomas entstanden ist (Profile 13—14, 17—18; Abb. 29). Dieses wurde grösstenteils schon von Bakx aufgenommen, welcher auch zuerst dessen Struktur erkannte. Weil es sich in das von mir aufgenommene Gebiet fortsetzte, habe ich es nochmals kartiert, unterstützt von den Erfahrungen in anderen Teilen der Flexurzone. Dabei fand ich mich genötigt, einige Aenderungen in der Bakx'schen Karte anzu-

bringen, welche aber nur von untergeordneter Bedeutung sind. Im Süden schliesst sich das Gebiet der Lomas der oben behandelten Flexurzone des Cerro Negro an. Die Verhältnisse an der Uebergangsstelle sind ziemlich undeutlich. Es hat jedoch den Anschein, dass der Dogger und Malm am Bco. de los Cuernos sich unmittelbar fortsetzen in die Schichten der Lomas del Cubillo; nur die plötzliche Aenderung der Streichrichtung ist auffallend. Ein grosser Unterschied zwischen beiden Gebieten ist jedoch, dass am Bco. de los Cuernos unter dem Dogger normal Lias und Infralias in vollständiger Entwicklung vorhanden sind, während im Gebiet der Lomas von beiden nur spärliche Reste erhalten sind, ja sogar der Dogger auf weiten Strecken fehlt. Wir sehen an zwei Stellen Infraliasfelsen von geringer Mächtigkeit auf dem Keuper ruhen; hier

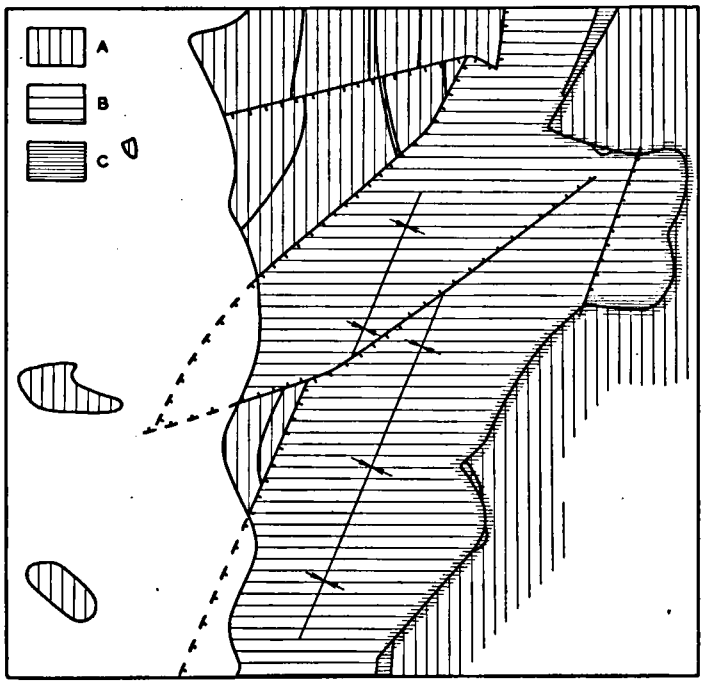

Abb. 29.

Tektonische Gliederung des Abschiebungsgebiets der Lomas.
A = autotochthones Gebie, B = auf Keuper abgeschobener Malm, C = tektonische Diskordanz und ausgewalzter Unterjura. Massstab 1: 25 000.

fehlen also der „Rhaet'' und 200 m. Infralias. Der darüber folgende Lias ist ebenfalls sehr geringmächtig; seine unterste Schicht wird von Charmouthientuff gebildet, sodass also die unteren 40 m. fehlen. Der Dogger ist im Süden voll entwickelt, nimmt aber nach einer Querstörung rasch in Mächtigkeit ab und verschwindet bei (9'14"—35'38") vollständig. Hier fängt die Zone an, in welcher der Malm unmittelbar auf dem Keuper ruht. Nur vereinzelt finden sich Reste von Infralias,

Toarcientuff oder Dogger. Es liegen also die verschiedensten Horizonte des Juras auf Keuper, am meisten der Malm. Die tieferen Juraschichten sind nur im Süden in nennenswerter Entwicklung vorhanden; ihre Mächtigkeit ist überall bedeutend reduziert. Wir sehen, dass der untere Jura um so mehr ausgewalzt ist je nachdem er weiter von der Truena entfernt ist. So sehen wir auch, das W. vom Bco. de Piqueras der Malm direkt auf Keuper ruht, während E. von diesem Barranco, um (9'40"—37'0"), ein auf Keuper und Infralias ruhendes Doggerpaket unter dem Malm liegt. Dieses Paket liegt bei (9'17"—36'46") und (9'32"—36'37") auf Toarcientuff. Auch hier ist also der Dogger weniger ausgewalzt nahe der Truena als weiter nach Westen. Die Erklärung dieser Erscheinung wurde schon oben an der Hand von Abb. 28 gegeben.

Im Norden besteht das Gebiet der Lomas aus allen Schichten des Jura mit „Rhaet'' an der Basis (siehe die Karte von Bakx). Die Schichten sind ausserdem nicht ausgewalzt, sodass hier offenbar ein autochthones Gebiet vorliegt (Abb. 29: A). Es fällt ebenso wie das Abschiebungsgebiet nach W. ein und gehört daher zur Flexurzone. Dieses Gebiet wird nach E. von einer Verwerfung begrenzt. Oestlich von dieser Verwerfung liegt der abgeschobene Malm in einer scharfen Mulde. Wir sehen hier also deutlich den oben beschriebenen Fall vor uns: eine abgebrochene und auseinandergezogene Juraflexur, von deren oberen Flügel die höchsten Schichten und teilweise auch die tieferen in die bei dem Auseinanderziehen entstandene Lücke abgeschoben sind.

Bei (9'40"—35'20") tritt wieder Dogger auf, der im W. von Malm überlagert ist und im E. von einer Verwerfung begrenzt wird. Da östlich von dieser Verwerfung wieder eine ähnliche Malmmulde liegt wie weiter nördlich, liegt der Gedanke nahe dass der genannte Dogger zum Autochthon gehört. Dieses Autochthon und die Malmsynklinale E. desselben sind von dem nördlichen Autochthon und der nördlichen Malmmulde durch ein Transversalverschiebung getrennt (Abb. 29). Der weitere Verlauf des Abbruchs, der die Grenze zwischen autochthonem und abgeschobenem Jura bildet, wird von Jungtertiär verdeckt. Da aber, wie zu Anfang erwähnt wurde, am Bco. de los Cuernos wieder autochthoner Jura vorhanden ist, muss dieser Abbruch irgendwo in dieser Höhe gegen eine Querverwerfung enden. Dass der abgeschobene Dogger und Malm der Lomas sich fortsetzen in den autochthonen Schichten am Bco. de los Cuernos ist vielleicht daraus zu erklären, dass einerseits das Ausmass der Abschiebung im Süden der Lomas noch beträchtlich gering ist, und andererseits der obere Jura am Bco. de los Cuernos nicht rein autochthon sein dürfte, da, wie wir gesehen haben, die Falten in den gleichen Schichten etwas weiter südlich für bedeutende Bewegungen an den Schichtflächen entlang sprechen.

Das zweite grosse Abschiebungsgebiet in der Flexurzone findet sich südlich vom Cerro Negro, W. vom Calderón (Profile 1—6, Abb. 30). Das Gebiet schliesst sich südlich dem Cerro-Negro-Gebiet an, welches wir als autochthon betrachtet haben. Zwischen der Rambla de los Amanaderos und der Rambla del Regajo durchquert eine Verwerfung die Flexurzone. Südlich von dieser Verwerfung sind die Juraschichten

ungefähr senkrecht zur Schichtfläche abgebrochen und ist Malm, unterlagert von ausgewalztem Dogger und Lias und von „Rhaet", in die Lücke abgeschoben (Profil 6). Es wurde diese Struktur oben bereits erwähnt. Es ist bemerkenswert, dass unter dem abgeschobenen Malm

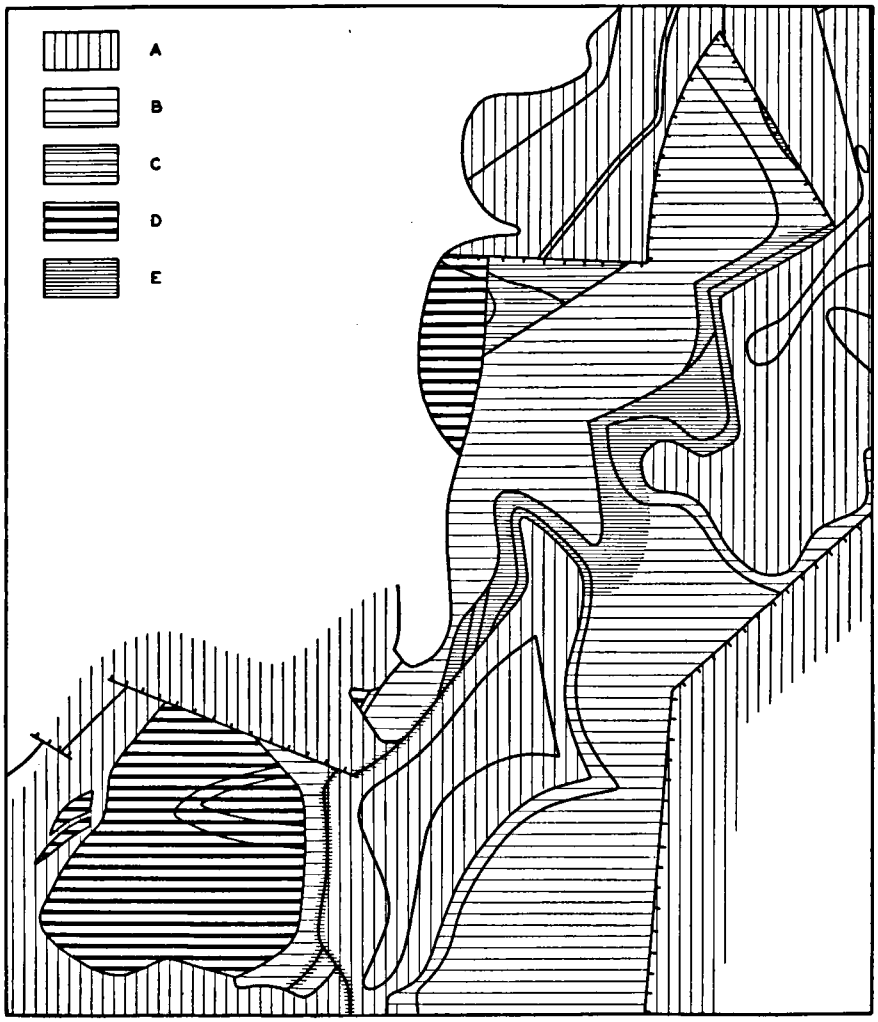

Abb. 30.

Tektonische Gliederung des Abschiebungsgebiets W. vom Calderón.
A = autotochthones Gebiet, B = 1. Abschiebungszone, C = Zwischenzone,
D = 2. Abschiebungszone, E = tektonische Diskordanz und ausgewalzter Unterjura.
Massstab 1: 25 000.

und Dogger „Rhaet" vorhanden ist, während dieser jenseits der Querverwerfung unter dem Infralias fehlt, weil er weiter unten, an der

Rambla de los Amanaderos, abgebrochen ist. Es ist daher wahrscheinlich, dass der „Rhaet'' nicht autochthon ist, sondern mit dem höheren Jura hinuntergeschoben ist — wenn auch das Ausmass der Abschiebung wahrscheinlich viel geringer ist.

An der Rambla del Regajo entlang findet sich eine zweite Querverwerfung. Südlich von dieser ist kein Autochthon mehr vorhanden, oder besser ist der Kontakt zwischen autochthonem und abgeschobenem Gebiet von Tertiär verdeckt. Wir sehen jetzt im Osten die Fortsetzung der Abschiebungszone, welche wir nördlich der Rambla del Regajo kennengelernt haben (1. Abschiebungszone, Abb. 30: B). Diese besteht hier gleichfalls aus steil nach W. einfallendem Malm, unter welchem ausgewalzter Dogger, Infralias und „Rhaet'' erhalten sind (Profile 4 und 5). Im Westen liegen jenseits zweier steilen Verwerfungen zwei Pakete von unterem Malm, unter denen in der Rambla del Regajo Dogger zum Vorschein tritt (Zwischenzone und 2. Abschiebungszone,

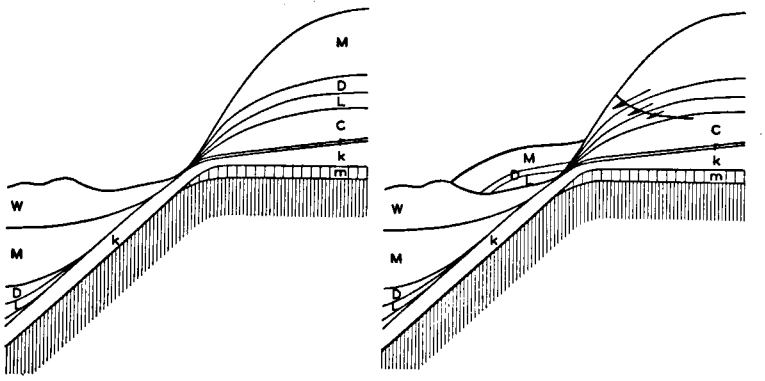

Abb. 31.

Schematische Entwicklungsgeschichte der Abschiebungen in der Randzone W. vom Calderón. Massstab 1: 50 000. Ausser dem Wealden des gesunkenen Flügels ist die Kreide fortgelassen.

Abb. 30: C und D). Die östliche Zone (B) liegt tiefer als die westliche (C und D), sodass es den Anschein hat, dass die westliche auf die östliche aufgeschoben ist. Dass in Wirklichkeit auch die westliche Zone (C und D) eine Abschiebung darstellt, beweist die Struktur der Flexurzone weiter südlich.

Verfolgen wir die erste Zone (B) nach Süden, dann sehen wir wie der stark reduzierte Infralias und der „Rhaet'' bis zum Gipfel 1432 unter dem Malm vorhanden bleiben; sie steigen nach E. zu den Abhang hinauf bis zur Verwerfung westlich der Pelados und des Gavilán. Der untere Malm, der an der Rambla del Regajo noch fast vollständig entwickelt ist, ist nördlich von 1442 schon ganz verschwunden. Bei 1432 schalten sich über eine kurze Strecke sehr stark reduzierter Lias und Dogger ein; dann werden nacheinander der „Rhaet'', der Infralias, der Lias und der Dogger bis auf 0 reduziert und liegt der Malm direkt neben dem Keuper. Hier zeigt sich nun etwas ganz überraschendes:

der Malm ruht auf Wealden, welcher gleichfalls direkt neben dem Keuper liegt. Weiter südlich, am Bco. de la Masada, können wir die gleiche Erscheinung beobachten. Hier liegt wieder der Wealden direkt neben dem Keuper, während ein „Rhaet"-Block und ein schmaler Streifen von Oberem Malm auf dem Wealden ruhen und im Osten gleichfalls den Keuper berühren. Man könnte hier an eine Ueberschiebung von Jura auf Kreide denken. Damit ist aber nicht die gegenseitige Lage von Wealden und Keuper geklärt. Diese kann nur durch die Annahme einer grossen Flexur erklärt werden, in der an dieser Stelle alle Schichten zwischen Keuper und Wealden ausgewalzt sind (Abb. 31). Für eine Flexur spricht auch das Einfallen sowohl des Wealden als des Muschelkalks, welcher unter dem Keuper zutage tritt. Ferner besteht ja die gleiche Randzone weiter nördlich aus einer Flexur, also weshalb nicht auch hier? Die Juraschichten sind in diesem Falle auf den Wealden abgeschoben; auch dies ist besser im Einklang mit der Tatsache dass sie an der Rambla del Regajo eine ausgesprochene Abschiebungszone bilden. Wären sie auf den Wealden überschoben, dann wäre dieser Verband nicht zu verstehen. — Es sei noch hervorgehoben, dass auch der „Rhaet" auf dem Wealden ruht, welches unsere Vermutung bestätigt, dass der „Rhaet" zur Abschiebungszone gehört, also nicht autochthon ist.

Die zweite Abschiebungszone (D) finden wir bei 1432 zurück in der Form eines kleinen Obermalm-Fetzens, welcher durch ein schmales Wealdenband von dem Malm der ersten Abschiebungszone getrennt wird. Am Bco. del Balsón ist die Zone durch eine Querverwerfung gesunken. Die Zone D ist hier fast 1 km. breit. Sie besteht zuunterst aus Lias und Dogger — beide reduziert — und darüber Oberem Malm. Ebenso wie im Norden, an der Rambla del Regajo, liegt hier also die östliche Zone (B) tiefer als die westliche (D). Das Ganze ruht auf Wealden, wie im Bco. de la Masada besonders deutlich zu sehen ist. Dabei fallen die Juraschichten schief ein zur Grenze Wealden—Jura, eine Erscheinung, welche wir auch in der 1. Abschiebungszone und übrigens in vielen Abschiebungsgebieten, besonders an der Süd-Truena, beobachtet haben. Im Bco. de la Masada fehlen Lias und Dogger.

Westlich von der 2. Abschiebungszone liegen am Bco. del Balsón noch zwei Fetzen von Oberem Malm auf Wealden. Es sind dies wohl noch später hinuntergefahrene Blöcke.

Zusammenfassend können wir also feststellen, dass westlich vom Calderón die Randzone aus zwei Abschiebungszonen besteht, von denen die erste N. von der Rambla del Regajo in eine Lücke im Jura der Randflexur abgestürzt ist, während weiter südlich beide auf Wealden ruhen. Dies hängt damit zusammen, dass die autochthone Zone an der Rambla del Regajo über dem Keuper die vollständige Juraserie einschliesslich den „Rhaet" umfasst, während in den Bcos. del Balsón und de la Masada auf dem Keuper direkt Wealden ruht. Der Uebergang wird von Tertiär verdeckt. Die Lage des Wealden im Bco. del Cuerno, ziemlich dicht unter dem Urgon, lässt vermuten, dass die beiden Abschiebungszonen schon unmittelbar südlich von der Querverwerfung der Rambla del Regajo auf Kreide ruhen.

Die autochthone Trias besteht aus reduziertem Keuper und nach W. geneigtem Muschelkalk, welcher an zwei Stellen zum Vorschein tritt. An seinem Nordende, bei 1481, ist dieser stark nach NE. geneigt, in Zusammenhang mit seiner viel tieferen Lage an der Rambla de los Amanaderos. Die Analogie mit der Randflexur am Cerro Negro führt mich zur Annahme, dass dieser Muschelkalk an seiner Westseite abgebrochen ist und dass diese Verwerfung die Fortsetzung bildet der Verwerfung welche das zentrale Muschelkalkgebiet vom Cerro Negro scheidet. Am Cerro Negro beträgt die Sprunghöhe dieser Randverwerfung der turolischen Senke 1600—1700 m., hier kann man sie auf ± 1500 m. errechnen. Wir müssen annehmen, dass das Calderón-Gebiet früher bedeutend höher gelegen hat als jetzt, weil zur Zeit der Entstehung der Randflexur die Randzone mit ihrem Hinterland verbunden gewesen sein muss. Die abgeschobenen Massen können unmöglich alle von der Randzone selbst geliefert worden sein. Das Gebiet des Calderón hat dann damals die gleiche Höhenlage gehabt wie das zentrale Triasgebiet. Als dann die grosse Randverwerfung entstand, bildete sich das Gebiet N. von der Rambla del Regajo ganz anders aus wie das Gebiet S. von dieser. Im nördlichen Gebiet bildete sich in den Jura- (und Kreide-) Schichten eine Flexur, welche an verschiedenen Stellen ungefähr senkrecht zu den Schichtflächen zerbrach (Abb. 28). Im südlichen Gebiet dahingegen bildete sich eine ganz anderartige Flexur, deren Mittelschenkel über der Randverwerfung zwischen Keuper und Wealden vollkommen ausgewalzt ist; oder mit anderen Worten eine Flexur, welche schräg zu den Schichtflächen zerbrach (Abb. 31). Dabei sind alle Schichten über dem Keuper in Bewegung geraten, die unteren („Rhaet" und Infralias) am wenigsten, die oberen, besonders der Malm, am meisten. Der mergelige Untermalm ermöglichte es dem Oberen Malm, weiter abzuschieben als die anderen Schichten, wobei stratigraphische Lücken entstanden, wie wir dieselben auch in anderen Abschiebungsgebieten kennengelernt haben (Abb. 30: E). Hier tritt die Bewegung an den Schichtflächen entlang wieder in den Vordergrund. Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, dass die Lage von abgeschobenem Jura auf einer unregelmässigen Oberfläche von Wealden nur zu erklären ist mit der Annahme, dass bevor die Abschiebungen entstanden eine bedeutende Erosion stattgefunden hatte. Zu derselben Annahme hat uns bereits die Beobachtung vieler anderer Abschiebungserscheinungen gebracht.

6. Kreide und Tertiär.

Das westliche Drittel der Karte wird von einem topographisch tieferen, aber geologisch aus jüngeren Schichten bestehenden Gebiet eingenommen, das einen Teil der turolischen Senke ausmacht. Bevor ich aber zur Tektonik dieses Gebiets übergehe will ich zuerst die Faltung der Fanglomerate im hohen Trias-Jura-Gebiet behandeln. Die Fanglomerate sind meistens ziemlich gut gebankt, sodass es an vielen Stellen möglich war ihr Streichen und Fallen zu bestimmen. Da immer eine Reihe aufeinander folgender Bestimmungen untereinander

gute Uebereinstimmung zeigte, schloss ich auf ein Fehlen von Kreuzschichtung u. dgl., sodass eine Neigung der Schichten nur von tektonischer Art sein konnte.

1. Das Tertiär am Pfad von Camarena nach Riodeva bei der Cruz de la Matanza (9′10″—37′45″) zeigt ein mittleres Einfallen von $\frac{219}{23}$. Der Lias der Hoya de la Matanza fällt in der nächsten Umgebung im Mittel mit $\frac{203}{25}$ ein. Streichen und Fallen sind in Jura und Tertiär also fast gleich.

2. Oben im Barranco von (8′52″—37′57″) nach (9′6″—38′19″) liegt Tertiär, dass im Mittel mit $\frac{74}{20}$ einfällt. Es liegt auf Lias mit $\frac{28}{21}$, S. von Infralias mit $\frac{95}{18}$ und $\frac{18}{21}$, und N. von Infraliias mit $\frac{106}{17}$. Das Streichen des Jungtertiärs ist also etwa gleich dem mittleren Streichen des Jura, sein Fallen ist gleichfalls dasselbe. Dieses Jungtertiär liegt ebenfalls auf zwei abgeschobenem Liasgebieten (3, 4) mit mittlerem Einfallen von $\frac{155}{15}$ und $\frac{137}{42}$.

3. Unten im gleichen Barranco ist die Neigung des Tertiärs nur noch $\frac{74}{12}$. S. hiervon liegt Infralias mit $\frac{137}{8}$, das nach Osten in eine schwache Flexur mit $\frac{68}{35}$ übergeht.

4. Südlich von 1622 (8′51″—36′54″) liegt Tertiär mit $\frac{346}{20}$. Der Infralias von 1622 fällt ein mit $\frac{317}{27}$ bis $\frac{35}{15}$, im Mittel also mit fast gleichem Streichen und Fallen.

5. Die Fanglomerate am Nordabhang der Truena fallen ein mit $\frac{180}{16}$, $\frac{125}{32}$ und $\frac{90}{35}$ (9′21″—36′45″ bis 9′18″—37′23″). Nördlich von ihnen liegt Infralias mit $\frac{143}{12}$ und $\frac{67}{14}$, südlich Infralias mit $\frac{134}{38}$ und $\frac{181}{35}$. In ihrem Streichen und Fallen halten die Tertiärschichten die Mitte zwischen beiden.

Man kann im Allgemeinen sagen, dass das Tertiär etwa gleiches Streichen und Fallen zeigt wie der Jura. Da aber die Jurafaltung sehr unregelmässig ist und eigentlich mehr eine Fältelung darstellt, zeigen die Juraschichten beiderseits eines Tertiärvorkommens oft ganz verschiedenes Einfallen. Wenn das Tertiär dabei, wie in den meisten obengenannten Fällen, etwa das mittlere Einfallen der Juraschichten zeigt, achte ich den Beweis erbracht, dass der Jura vor der Ablagerung des Tertiärs nicht oder fast nicht gefaltet worden war, und dass die gleiche Faltung den Jura und das Pontien betroffen hat. Es ist dabei ausdrücklich zu bemerken, dass die Abschiebungsgebiete immer

ein stärkeres und oft anders gerichtetes Einfallen zeigen als das ihnen überlagernde Tertiär. Dies ist damit im Einklang, dass die Abschiebungen praepontisch sind.

Im Kreide—Tertiärgebiet von Riodeva können wir die gleiche Erscheinung beobachten. Nicht nur ist die Kreide genau so unregelmässig gefaltet wie das Tertiär, sondern auch sind Streichen und Fallen in benachbarten Kreide- und Tertiärschichten meistens etwa gleich. So kann man die tektonischen Zonen des Kreidegebiets in das Tertiär weiter verfolgen. Folgende Zonen sind dabei zu unterscheiden:

1. Oestlich vom Tertiärgebiet von Mas del Olmo und von der Rambla de los Casquetes liegt eine Zone, die im N. mit etwa 10°, im S. mit 20°—30° nach W. einfällt. In der Nähe der Randflexur zeigen sich N. vom Río de Eva in dieser Zone einige Sättel und Mulden.

2. Das Tertiärgebiet von Mas del Olmo ist nach S. geneigt. Hieran schliessen sich das Urgon des Castillo, der Wealden W. von der Rambla de los Casquetes und das Tertiär des Cuerno del Pinar, welche alle mit 10° im N. bis 20°, sogar 30° im S. nach Süden geneigt sind.

3. Das Tertiärgebiet der Calera und das sich dabei anschliessende Kreidegebiet am Unterlauf des Río de Eva, sowie die Hauptmasse der Pinarfläche sind wieder mit etwa 10° nach Westen geneigt.

4. In der Rambla de la Naveruela und dem Bco. del Val tritt Fallen nach E. auf. Diese Zone setzt sich nach SW. fort in den Schichten des Schwefelbergwerks von Libros, welche nach Braun (Lit. 10, S. 172) schwach nach SE. geneigt sind.

Die Zonen 1, 3 und 4 haben ungefähr das Streichen der Randflexur. Das ziemlich gleichmässig mit Bestimmungen von Streichen und Fallen belegte Kreidegebiet wurde hieraufhin statistisch bearbeitet (Abb. 32). Dabei zeigte sich, dass 25 % der Bestimmungen eine Einfallsrichtung von N. 281°—310° E., also ein mittleres Streichen von N. 25° E. zeigen (Zonen 1 und 3), und 13 % eine Einfallsrichtung von N. 181°—210° E., also ein mittleres Streichen von N. 105° E. (Zone 2). Auf dem Cuerno del Pinar sind die Tertiärschichten nach allen Richtungen zwischen N. 150° und 320° E., im Mittel also nach SW. geneigt (Zone 2). 45 % der Bestimmungen auf der Calera haben eine Einfallsrichtung von N. 290°—340° E., also ein mittleres Streichen von N. 45° E. (Zone 3).

Verwerfungen treten im Kreidegebiet verhältnissmässig wenig auf. Es sei dabei aber betont, dass nur solche, welche die Grenze Wealden—Urgon betroffen haben, deutlich zu erkennen sind. Sie fallen im Allgemeinen ziemlich steil ein. Auch im Tertiär hat Bakx verschiedene beobachtet, Roodhuyzen aber keine einzige. Ich konnte feststellen, dass in einigen Fällen Verwerfungen, welche die Kreide betroffen haben, sich bis in das Tertiär fortsetzen. Auffallend starkes Einfallen der Tertiärschichten an einigen Stellen (im Bco. del Val und an der Strasse Libros—Riodeva etwas ausserhalb des Aufnahmegebiets) ist wohl eine Anzeige einer Verwerfung in tieferen Schichten. Im Juragebiet fand ich bei der Fuente de la Zorra (9′8″—38′18″) eine Verwerfung von Pontien gegen abgeschobenen Oberlias (Abb. 33), der also offenbar

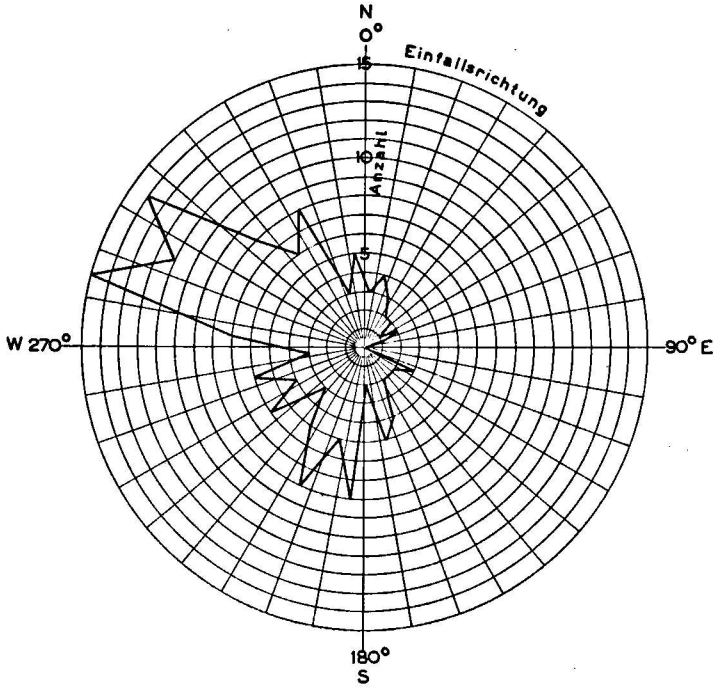

Abb. 32.

Graphische Darstellung der Frequenz der verschiedenen Einfalssrichtungen im Kreidegebiet um Riodeva.

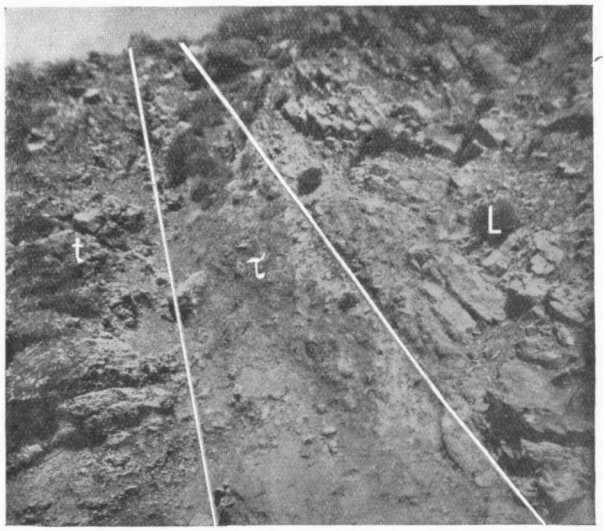

Abb. 33.

Verwerfung von Jura gegen Jungtertiär bei der Fuente de la Zorra, NW. von Camarena.

τ = Charmouthientuff, L = Charmouthienkalke, t = jungtertiäre Fanglomerate.

postpontisch nachgesunken ist. Dass weiter im Juragebiet an vielen Stellen eine Verwerfung die Grenze bildet zwischen Fanglomeraten und Infralias, hat wohl seinen Grund darin, dass vor dem Pontien die weicheren Schichten diesseits der Verwerfung ausgeräumt und dann von Fanglomeraten überlagert wurden, während die klotzigen Infraliasmassen jenseits der Verwerfung stehen blieben.

7. Zusammenfassung.

Die Art der Tektogenese ist folgenderweise zusammenzufassen:

Die Schichten über und unter dem Keuper haben in vollkommen verschiedener Weise auf die tektogenetischen Kräfte reagiert. Die Schichten über dem Keuper bilden eine Art Abscherungsdecke. Durch die Abscherung der höheren Schichten ist der Keuper intensiv gefaltet worden. Hierbei löste sich auch stellenweise der „Rhaet'' vom Infralias, wobei sich Keuper zwischen diesen beiden Schichtfolgen stauen konnte.

Die untere Trias ist im Südwesten äusserst schwach gefaltet. Sie wird von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, welche oft von gegensinnigen Flexuren begleitet sind. Im Nordosten des Gebiets haben flache Aufschiebungen stattgefunden, wobei der Muschelkalk sich von seiner Basis gelöst hat und schuppenartig auf den Keuper überschoben ist.

Der Jura wird von sehr vielen, die Kreide von wenigeren Verwerfungen durchsetzt. Beide sind ausserdem schwach und in unregelmässiger Weise gefaltet worden (Fältelung). Das Tertiär ist in der gleichen Weise gefaltet worden, zeigt aber fast keine Verwerfungen.

An der grossen Randverwerfung der turolischen Senke bildete sich über dem Keuper eine Randflexur. Die hierzu notwendige Dehnung der Juraschichten führte zum Abbruch derselben, gefolgt von Abschiebungen höheren Juras auf Keuper oder auf Wealden.

Durch ein Zusammengehen von tektonischen Vorgängen (hauptsächlich Bruchbildung) und Ausräumung durch Talbildung konnten an vielen Stellen Abschiebungen stattfinden, und zwar von Infralias auf Keuper, von Lias auf Charmouthientuff und von oberem Jura auf den Liastuffen und dem unteren Malm.

Die Struktur des Gebiets lässt folgende Einheiten erkennen:

1. Die turolische Senke[1]). Als solche wird hier bezeichnet der Südast des Tertiärbeckens von Catalayud—Teruel, dessen Nordast nordwestliche Richtung hat. Die turolische Senke umfasst das Tertiärgebiet Mira—Landete—Ademuz—Villel—Teruel—Perales (vgl. Abb. 1). Im Aufnahmegebiet und im Gebiet Bakx' gehören das Kreidegebiet von Riodeva und das Tertiärbecken Mas del Olmo—Riodeva—Libros—Cascante—Villel dazu (Abb. 8). Die Ostgrenze dieses Beckens wird hier von einer Verwerfung gebildet, welche im Süden 1500—1700 m. Sprunghöhe hat, nach Norden aber erst in eine Bruchzone (Nord-

[1]) Turolia = Teruel.

Truena) übergeht und dann zu verflachen scheint. Die Schichten über dem Keuper bilden an dieser Verwerfung eine Randflexur mit Abschiebungserscheinungen, deren Verlauf deutlich in Abb. 8 zu verfolgen ist. Weiter nördlich, bei Corbalán (NE. von Teruel), bilden die Jura- und Triasschichten einen flachen Sattel, dessen Westflügel zur turolischen Senke und dessen Ostflügel zum grossen Kreidegebiet der Provinz Castellón abfällt (Corbalán-Achse HAHNE, Lit. 42, S. 20, Taf. 1; Lit. 46, Karte).

Die Richtung der turolischen Senke ist auf der tektonischen Uebersichtskarte von RICHTER und TEICHMÜLLER (Lit. 71, Taf. 1) N. 20° E. Die Verwerfungen, welche auf dieser Karte bei Ademuz und Villel den Rand dieser Senke bilden, haben annähernd die Richtung N. 15° E. Vollkommen im Einklang damit ist das mittlere Streichen der Juraschichten der Randflexur im Aufnahmegebiet, welches N. 15° E. ist. Auf Abb. 8 ist die Erstreckung der ganzen Randzone gleichfalls 15°. Diese Richtung von 15° und eine Richtung etwa senkrecht dazu (105° für die Schuppen, 115° für die Verwerfungen) sind weiter die vorherrschenden Bruchrichtungen in der unteren Trias des Aufnahmegebiets.

2. Die Schuppenzonen von Cubla, Valacloche und Camarena. Es sind drei Zonen von auf Keuper überschobenen Muschelkalkschuppen zu unterscheiden, von denen nur die südliche zum Aufnahmegebiet gehört. HAHNE hat die leztere „Camarena-Achse" genannt (Lit. 42, S. 33, Taf. 1); die von ihm angenommene Drehung dieser Achse in SW.-Richtung ist aber nicht richtig. Die Schuppenzone hat etwa die Richtung N. 130° E.

3. Das Verwerfungsgebiet von Trias und Jura. Die den beiden Formationen gemeinsamen Hauptbruchrichtungen sind N. 35° E. und 135°. Daneben tritt in der Trias die Richtung der turolischen Senke auf den Vordergrund — diese ist sogar wichtiger als die hier genannte —, während im Juragebiet in der Nähe dieser Senke die Richtungen 45°—145°, 65°—155° und 175° vorherrschen. Die Juragebiete liegen im Allgemeinen tiefer als das Triasgebiet; die Infraliasschollen des Calderón und des Gaspar und Codoño sind dem Triasgebiet gegenüber am wenigsten eingesenkt. So kann man als einziges deutlich ausgeprägtes Strukturelement des Verwerfungsgebiets einen Horst Calderón—Mediano—nördlicher Ausläufer des Triasgebiets—Codoño—Gaspar—Bco. del Val unterscheiden, dessen Richtung etwa N. 40° E. ist (vgl. Abb. 8). Der östlichste Streifen dieses Horstes ist im Süden doppelt stark gehoben (Buntsandstein-Horst der Umbría del Setar). HAHNE hat mit dem SW.-Ast seiner „Camarena-Achse" (Lit. 42, S. 33, Taf. 1) wohl diesen Horst gemeint; sie soll sich nach SW. in die Sierra Tortajada fortsetzen, welche aus einem Jurasattel mit Kreideflanken besteht.

Die Einheiten 2 und 3 zeigen die Hauptrichtung der Keltiberischen Ketten, welche etwa N. 135° E. ist (vgl. die Karte von RICHTER und TEICHMÜLLER, Lit. 71, Taf. 2, Fig. 9) und eine Richtung etwa senkrecht dazu. Die turolische Senke mit den dazu gehörigen Bruchrichtungen nimmt eine eigene Stellung ein. Ihr Verlauf schräg zu der Hauptrichtung der Keltiberischen Ketten und ihre Fortsetzung in das Becken

von Calatayud, welches im Kern der herzynischen iberischen Ketten liegt, lässt vermuten, dass hier eine herzynisch angelegte Richtung vorliegt, zumal auch die herzynische Scheitelung etwa parallel dem Becken Calatayud—Teruel verläuft (Lit. 54*a*). BAKX nimmt zur Erklärung der beiden Richtungen zwei Druckrichtungen an (Lit. 4, S. 207). Die Annahme nur einer Druckrichtung kommt mir einfacher vor. Diese hätte dann ihre eigenen Bruch- und Faltensysteme verursacht und daneben eine Wiederauflebung älterer Richtungen herbeigebracht.

Das Alter der Tektogenesen. In den vorhergehenden Abschnitten haben wir wenn möglich versucht festzustellen, ob die darin behandelten tektonischen Erscheinungen vor- oder nachpontisch waren. Wir wollen die Ergebnisse hier mit einigen allgemeineren Betrachtungen verbinden, und ausserdem eine kurze Analyse der Morphologie des Gebiets geben. In chronologischer Folge sind folgende Vorgänge zu unterscheiden:

1. Ablagerung des Mesozoikums bis einschliesslich des Urgons oder höherer Kreideschichten. Tektonische Ruhe.

2. Ob jemals Alttertiär abgelagert worden ist, ist fraglich. Wahrscheinlich wurde das Gebiet während oder nach der Kreidezeit über dem Meeresspiegel gehoben.

3. Bildung der Muschelkalkschuppen. Diese werden im Gebiet BAKX' von Fanglomeraten überlagert und sind daher praepontischen Alters. Es ist aber nicht wahrscheinlich, dass diese Schubbewegung gleichzeitig mit der Bildung der Verwerfungen (4) stattfand, weil die erste einen Zusammenschub und die zweite eine Dehnung voraussetzt.

4. Starke Hebung des Gebiets. Bildung der turolischen Senke. Bildung der meisten Verwerfungen in Trias und Jura; vielleicht Bildung einiger schwachen Falten. BAKX (Lit. 4, S. 207) meint, dass vielleicht ein verschiedenes Alter der verschiedenen Bruchrichtungen nachzuweisen wäre. Unseres Aufnahmegebiet bietet dieser Hypothese keiner Stütze.

5. Als Folge der Hebung: Erosion und Talbildung.

6. Als Folge der Ausräumung, zum Teil auch der Bildung von Verwerfungen: Abschiebungen im Jura.

Die Vorgänge 4—6 können mehr oder weniger gleichzeitig stattgefunden haben.

7. Senkung des ganzen Gebiets.

8. Ablagerung des Pontiens. Diese Ablagerungen müssen das ganze seit (4) stark zerschnittene Gebiet wieder gefüllt haben. Man findet sie sowohl in den Tälern (bei Riodeva im Río de Eva, in der Rambla de los Casquetes und in der Rambla del Regajo) wie auf der Hochebene (auf der Truena bei (8'20"—37'10"), auf der Sierra de Javalambre bei (4'38"—37'50") und (5'19"—40'52")).

9. Fältelung des ganzen Gebiets (deutlich nur in den Schichten über dem Keuper, bis einschliesslich dem Pontien). Wiederaufleben

verschiedener Verwerfungen. Hierzu gehören die Verwerfungen, welche das Jungtertiär durchsetzen. Die Verwerfungen im Muschelkalk, welche von gegensinnigen, ehergeformten Flexuren begleitet werden, und die Verwerfungen im Jura an denen entlang Bewegungen in verschiedenen Richtungen stattgefunden haben (besonders die Wechsel) gehören möglicherweise in diese Phase.

10. Bildung der Hochebene. Zu dieser gehören die Truena, die Sierras de Javalambre und de Camarena sowie der Calderón. Die Ebene schneidet alle Falten und Verwerfungen ab. Bei ihrer Bildung wurde fast alles Jungtertiär, welches auf den hohen Gebieten abgelagert worden war, ausgeräumt.

11. Hebung des ganzen Gebiets um etwa 200 m.

12. Bildung der tieferen Ebene. Hierzu gehören der Pinar, das Gebiet N. von Mas del Olmo, die Lomas, die Nordseite der Truena, der Cerro, das Triasgebiet ausser dem Horst der Umbría del Setar, und fast die ganze Flexurzone. Diese Ebene greift gleichmässig über Trias, abgeschobenem Jura, Kreide und Jungtertiär hinweg.

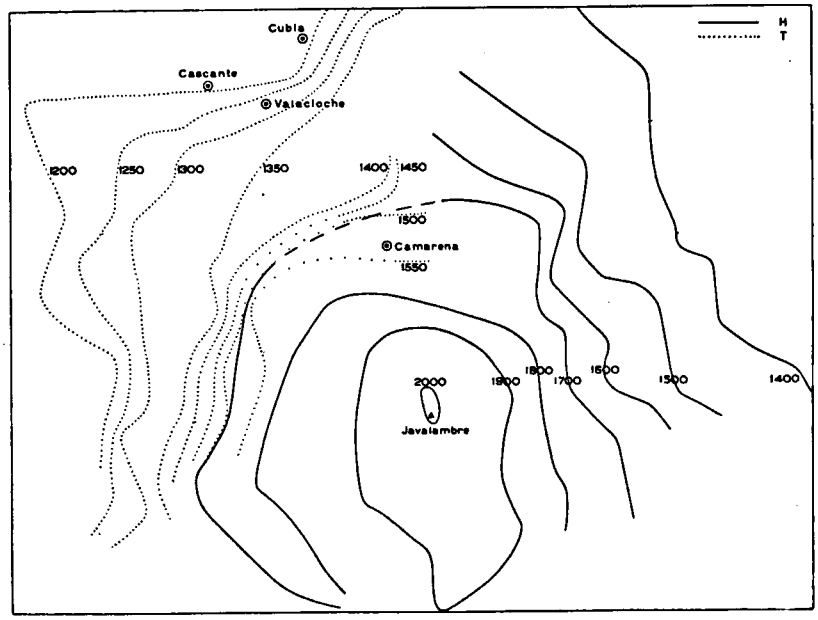

Abb. 34.

Ungefährer Verlauf der Höheren (H) und der tieferen (T) Fastebene. Massstab 1: 250 000.

13. Hebung der beiden Ebenen und schwache Faltung derselben. In Abb. 34 ist versucht, den ungefähren Verlauf den Höhenlinien der beiden Ebenen wiederzugeben. Es geht daraus hervor, dass die Faltung beide Ebenen in gleichem Masse betroffen hat, und ungefähr Nord—Süd

streicht. Die heutige Höhenlage der tieferen Ebene ist für das abgebildete Gebiet an den Rändern 1200 m., in der Mitte 1800 m.

14. Als Folge der Hebung: Erosion und Bildung des heutigen Reliefs.

Es sind somit die folgenden tektogenetischen Vorgänge zu unterscheiden:

3. Faltung (Schuppenbildung).
4. Hebung; Verwerfungen.
7. Senkung.
9. Fältelung; Verwerfungen.
11. Hebung.
13. Hebung und sehr schwache Faltung.

Von den Phasen 3, 4 und 7 wissen wir, dass sie praepontisch, von den übrigen, dass sie postpontisch sind. Wir wissen, dass die Phase 4 Anlass zu einer starken Erosion (Phase 5) war, von der die ganze Kreide des heutigen Jura- und Triasgebiets, ein bedeutender Teil der Kreide der turolischen Senke und bedeutende Massen von Jura und Trias ausgeräumt wurden. Dies fand statt vor der Ablagerung der pontischen Fanglomerate. Dennoch muss diese Erosion zur Ablagerung von grossen Schuttmassen geführt haben. Die jüngsten praepontischen Schichten welche dafür in Betracht kommen werden gewöhnlich in das Tortonien gestellt. Phase 5 wäre dann tortonisch, die Tektogenese von Phase 4 hätte direkt vor dem Tortonien stattgefunden. Wir hätten wahrscheinlich mit der zweiten steirischen Phase zu tun.

Die Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten ist gleichfalls praetortonisch, dazu poststampisch nach Fallot und Bataller (Lit. 36, S. 399) und Royo (Lit. 75, S. 619), postsannoisisch nach Richter und Teichmüller (Lit. 69, S. 84; Lit. 71, S. 60) und Schröder (Lit. 85*a*, S. 155) und postludisch nach Hahne (Lit. 41, S. 107). Brinkmann (Lit. 11, S. 85) nimmt an, dass sie der savischen Phase entspricht. Es ist natürlich im Aufnahmegebiet nicht möglich zu entscheiden, ob Phase 3 mit der Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten zusammenfällt oder nicht; solches kommt mir aber wohl sehr wahrscheinlich vor.

Die Phase 7 ist unmittelbar vor dem Pontien zu stellen (attische Phase). Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 67) wiesen auf die Abnahme der Reliefenergie vor der Ablagerung des Pontiens hin.

Die Phase 9 dürfte gleich nach dem Pontien fallen (rhodanische Phase). Aehnliche postpontische Bewegungen sind in den ganzen Keltiberischen Ketten nachgewiesen worden (Lit. 36, S. 398; Lit. 75, S. 620; Lit. 41, S. 107; Lit. 42, S. 13; Lit. 85*a*, S. 156; Lit. 71, S. 69; Lit. 11, S. 89); sie werden fast immer, wenn auch niemals mit Bestimmtheit, als rhodanisch betrachtet.

Die Phase 11 ist in Keltiberien bisher nicht nachgewiesen worden. Die Phasen 10 und 12 entsprechen der „Hauptverebnung" von Richter und Teichmüller (Lit. 71, S. 71). Die Phase 13 entspricht der „jungpliozänen Aufwölbung des Keltiberikums" der gleichen Autoren

(Lit. 71, S. 74). Das Fehlen jungpliozäner Ablagerungen in den Keltiberischen Ketten verhindert eine Altersbestimmung dieser Bewegungen. Wir können aber einen Vergleich mit den Pyrenäen versuchen, wo solche Ablagerungen wohl entwickelt sind. BOISSEVAIN (Lit. 9, S. 161) unterscheidet nach der rhodanischen Faltung: Verebnung (Plaisancien)—Hebung — Verebnung (Astien) — Hebung — Villafranchien — Terrassenbildung (Sicilien)—Hebung. PANNEKOEK (Lit. 62, S. 63) unterscheidet eine Senkung im Mittel-Astien und eine Hebung am Ende des Astiens (wallachische Phase); diese sind wohl den ersten zwei Hebungsphasen BOISSEVAIN's gleichzustellen. Für das Aufnahmegebiet wären vielleicht gleichfalls die zwei Hebungsphasen (11 und 13) in diesen beiden wallachischen Phasen zu stellen. Noch jüngeren Alters sind die quartären Terrassen bei Teruel (Lit. 46, S. 77).

VI. LITERATURVERZEICHNIS.

1. ALMERA, J. Compte-rendu de l'excursion du jeudi 6 Octobre à Castelldefels et Costas de Garraf. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 26, S. 801—811 (1898).
2. ——. Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint-Cassien en el Trias de nuestra provincia. Bol. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, 3a época, vol. I, no. 26, S. 538—541 (1899).
3. ASHAUER, H. Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 10, S. 1—115 (1933) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 11).
4. BAKX, L. A. J. La géologie de Cascante del Río et de Valacloche (Espagne). Leidsche Geol. Med., deel VII, S. 157—220 (1935).
5. BENECKE, E. W. Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abh. Geol. Spezialk. Elsass-Lothr., Neue Folge, Heft VI (1905).
6. BERTRAND, M., & KILIAN, W. Estudios relativos al terremoto ocurrido en Andalucía el 25 de Diciembre de 1884. Estudio de los terrenos secundarios y terciarios de las provincias de Granada y Málaga. Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XVIII, S. 353—562 (1891).
7. BOFILL Y POCH, A. Sobre el mapa topográfico-geológico del medio y alto Vallés. Descubrimientos paleontológicos en el Trías de dicha región. Bol. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, 3a época, vol. I, no. 8, S. 142—147 (1893).
8. ——. Sur le Trias à Cératites et sur l'Eocène inférieur de la gare d'Olesa (Barcelone). Bull. Soc. Géol. France, 3me serie, t. 26, S. 826—829 (1898).
9. BOISSEVAIN, H. Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sègre (Pyrénées Catalanes). Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXVI, S. 33—170 (1934).
10. BRAUN, M. Note sur un gisement de soufre et sur le terrain qui le renferme dans la province de Teruel (Royaume d'Aragon—Espagne). Bull. Soc. Géol. France, 1re série, vol. 12, S. 169—174 (1841).
11. BRINKMANN, R. Betikum und Keltiberikum in Südostspanien. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 1 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 6).
12. BRUN, A. Mineralogische Notizen. Zeitschr. f. Kryst. u. Min., 5. Bd., S. 103—105 (1880).
13. BUCKMAN, S. S. A monograph of the ammonites of the „Inferior Oolite series". London (1887—1907).
14. ——. (Yorkshire) type ammonites. London (1909—1930).
15. BURRI, C., & PARGA-PONDAL, I. Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine der Campos de Calatrava (Provinz Ciudad Real, Spanien). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, S. 40—73 (1932).
16. —— ——. Beiträge zur Kenntnis einiger jungvulkanischer Gesteine Spaniens. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XV, S. 266—288 (1935).
17. CALDERÓN, S. Existencia del Infraliásico en España y geología fisiográfica de la Meseta de Molina de Aragón. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, serie II, t. 7 (XXVII), S. 177—206 (1897).

18. CAYEUX, L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. Serv. Expl. Carte Géol. Dét. France (1929).

19. CHOFFAT, P. Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes. 1re série, Ammonites du Lusitanien de la Contrée de Torres-Vedras. Lissabon (1893).

20. COQUAND, H. Monographie du genre Ostrea. Terrain crétacé. Marseille (1869).

21. CORROY, G. Les Spiriféridés du Lias européen et principalement du Lias de Lorraine et d'Alsace. Ann. de Pal., t. XVI, S. 1—36 (1927).

22. CORTÁZAR, D. DE. Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Cuenca. Mem. Com. Mapa Geol. España, t. III (1875).

23. DAVIDSON, T. A monograph of the British fossil Brachiopoda. London (1851—1884).

24. DENCKMANN, A. Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar, mit besonderer Berücksichtigung der Fauna des oberen Lias. Abh. Geol. Spezialk. Preussen, Bd. VIII, Heft 2 (1887).

25. DEREIMS, A. Nouvelles observations sur la géographie physique du Plateau de Teruel. Ann. de Géogr., t. II, S. 315—328 (1893).

26. ——. Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. Lille (1898).

27. DORN, P. Die Ammonitenfauna des Untersten Malm der Frankenalb. Palaeontogr., 73. Bd., S. 107—172; 74. Bd., S. 1—92 (1930—1931).

28. ——. Die Hammatoceraten, Sonninien, Ludwigien, Dorsetensien und Witchellien des süddeutschen, insbesondere Fränkischen Doggers. Palaeontogr., 82. Bd., Abt. A, S. 1—124 (1935).

28*a*. DOUVILLÉ, H. Sur quelques Rudistes du terrain crétacé inférieur des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 17, S. 627—653 (1889).

29. ——. Sur la structure des Orbitolines. Bull. Soc. Géol. France, 4me série, t. IV, S. 653—661 (1904).

30. ——. Les Orbitolines et leurs enchaînements. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 155, S. 567—572 (1912).

31. DOUVILLÉ, R. La Péninsule Ibérique. A. — Espagne. Handb. Reg. Geol., III. Bd., 3. Abt. (1911).

32. EISENHUTH, K. Beiträge zur Kenntniss der Bitterspäthe. Zeitschr. f. Kryst. u. Min., 35. Bd., S. 582—607 (1901).

33. ERNST, W. Zur Stratigraphie und Fauna des Lias ζ im nordwestlichen Deutschland. Palaeontogr., 65. Bd., S. 1—96; 66. Bd., S. 1—126 (1915).

34. EWALD, R. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, S. 1—49 (1911).

35. EZQUERRA DEL BAYO, J. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la peninsula. Sección V. Mem. R. Acad. Cienc. Madrid, t. IV, 3a serie, t. 2, parte 2a, S. 351—399 (1857).

36. FALLOT, P., & BATALLER, R. 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, t. 182, S. 398—400 (1926).

37. GIGNOUX, M. Géologie stratigraphique. 2me éd., Paris (1936).

38. GOLDFUSS, A. Petrefacta Germaniae. Düsseldorf (1826—1833).

39. GOLDSCHMIDT, V. Atlas der Kristallformen. Heidelberg (1913—1923).

40. HAANSTRA, U., & SPIKER, E. T. N. Geologie von Ibiza. Géol. Méd. Occ. (1935).

41. HAHNE, C. Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 82, S. 79—112 (1929).

42. ——. Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca—Teruel—Alfambra. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, 3, S. 1—46 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 5).

43. HINTZE, C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig (1897—1933).

44. HOLLESTER, J. S. Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 10, S. 117—154 (1933) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 11).

45. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA. Mapa geológico de España, 1: 400 000, hoja no. 29 (Cuenca, Teruel, Guadalajara) (1923).

46. ——. Mapa geológico (1: 50 000) & Memoria explicativa de la hoja no. 567 (Teruel) (1931).

47. JACQUOT, E. Esquisse géologique de la Serranía de Cuenca (Espagne). Ann. des Mines, Mém., t. IX, S. 391—454 (1866).

48. JOLY, H. Etudes géologiques sur la chaîne Celtibérique. Congr. Géol. Int., Compt. Rend. XIVe session, 2me fasc., S. 523—584 (1926).

49. KAUENHOWEN, W. Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehungen zur Erdölbildung an der Wende Jura-Kreide in Nordwestdeuschland. N. Jahrb. f. Min. usw., LVIII. Beil.-Bd., Abt. B, S. 215—272 (1926).

50. LACROIX, A. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris (1893—1913).

51. ——. Les tufs volcaniques de Ségalas (Ariège). Conclusions à tirer de leur étude au sujet de l'origine des ophites. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 122, S. 146—149 (1896).

52. ——. La composition et les modes d'altération des ophites des Pyrénées. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 165, S. 293—298 (1917).

53. LACVIVIER, DE. Sur la distribution géographique, l'origine et l'âge des ophites et des lherzolites de l'Ariège. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, t. 115, S. 976—979 (1892).

53*a*. LORIOL, P. DE. Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien Supérieur et Moyen du Jura Bernois. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXIII, XXIV (1896—1897).

54. ——. Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien Inférieur ou Zone à Ammonites renggeri du Jura Bernois. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXV, XXVI (1898—1899).

54*a*. LOTZE, F. Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XIV, 2, S. 1—320 (1928) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 3).

55. MALLADA, L. Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España. Bol. Com. Mapa Geol. España, t. XVIII, S. 1—253 (1891).

56. ——. Explicación del mapa geológico de España. Sistemas permiano, triásico, liásico y jurásico. Sistemas infracretáceo e cretáceo. Mem. Com. Mapa Geol. España, t. IV, V (1902—1904).

57. MICHEL-LÉVY, A. Notes sur quelques Ophites des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 6, S. 156—177 (1877).

58. MOESCH, C. Monographie der Pholadomyen. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. I, II (1874—1875).

59. MORRIS & LYCETT, J. A Monograph of the Mollusca from the Great Oolite. London (1854—1863).

59*a*. NEUMAYR, M. Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau. Abh. Geol. Reichsanst., V. Bd., S. 19—54 (1871).

60. NICKLÈS, R. Etudes géologiques sur le Sud-Est de l'Espagne. I. Terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence. Ann. Hébert, t. 1 (1891).

60a. Nicolesco, C. Sur un nouveau genre de Périsphinctidés (Bigotella) de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Calvados). Bull. Soc. Géol. France, 4me série, t. 16, S. 153—179 (1916).

60b. Oppel, A. Palaeontologische Mittheilungen aus dem Museum des Koenigl. Bayer. Staates. Stuttgart (1862—1865).

61. Orbigny, A. d'. Paléontologie française. Terrains jurassiques, t. 1—2. Terrains crétacés, t. 2—4. Paris (1842—1850).

62. Pannekoek, A. J. Evolution du Bassin de la Tet dans les Pyrénées orientales pendant le Néogène. Etude morphotectonique. Geogr. en Geol. Med. 10 (1935).

63. Quenstedt, F. A. Petrefactenkunde Deutschlands. Tübingen-Leipzig (1846—1884).

64. ——. Der Jura. Tübingen (1858).

65. ——. Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart (1883—1888).

66. Rau, K. Die Brachiopoden des mittleren Lias Schwabens mit Ausschluss der Spiriferinen. Geol. u. Pal. Abh., Neue Folge, Bd. VI (1904).

66a. Regineck, H. Die pelomorphe Deformation bei den jurassischen Pholadomyen und ihr Einfluss auf die bisherige Unterscheidung der Arten. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XLII, S. 1—67 (1917).

67. Reuter, L. Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile der Fränkischen Alb. Geogn. Jahreshefte, XX. Jhrg., S. 1—118 (1907).

68. Riche, A. Etude stratigraphique et paléontologique sur la Zone à Lioceras concavum du Mont d'Or Lyonnais. Ann. Univ. Lyon, nouv. série, I, fasc. 14 (1904).

69. Richter, G. Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, 3, S. 47—118 (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 5) (1929).

70. ——. Abscherungserscheinungen in der Trias der Iberischen Ketten. Geol. Rundschau, XXII, S. 19—25 (1931).

71. —— & Teichmüller, R. Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., III. Folge, Heft 7 (1932) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 9).

72. Rollier, R. Synopsis des Spirobranches jurassiques celtosouabes. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. 41—44 (1915—1919).

73. Royo y Gómez, J. Notas geológicas sobre la provincia de Valencia. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVI, S. 66—87 (1926).

74. ——. Edad de las formaciones yesíferas del Terciario ibérico. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVI, S. 259—279 (1926).

75. ——. Tectónica del terciario continental ibérico. Congr. Géol. Int., Compt. Rend. XIVe session, 2me fasc., S. 593—623 (1926).

76. ——. Sur le faciès wealdien d'Espagne. Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France, 1927, S. 125—128.

77. Sandberger, C. L. F. Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt. Wiesbaden (1870—1875).

78. San Miguel de la Cámara, M. Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Mallorca. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, t. XV, S. 333—349 (1919).

79. ——. Nota petrográfica sobre algunas rocas eruptivas de Castellón y Valencia. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, t. XVI, S. 327—334 (1920).

80. ——. Algunas rocas nuevas para España. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIV, S. 65—75 (1924).

81. ——. Nota petrográfica sobre algunas rocas de la provincia de Tarragona. Mem. R. Acad. Cienc. y Art. Barcelona, t. XVIII, S. 333—338 (1924).

82. SCHEURLEN, H. Strigoceras und Phlycticeras. Palaeontogr., 70. Bd., S. 1—40 (1928).

83. SCHLOSSER, M. Ueber Säugetiere und Süsswassergastropoden aus Pliocänablagerungen Spaniens und über die natürliche Grenze von Miocän und Pliocän. N. Jahrb. f. Min. usw., 1907 II, S. 1—41.

84. SCHMIDT, M. Weitere Studien in der iberisch-balearischen Trias. Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., XXVI, S. 474—488; XXVII, S. 716—734 (1930—1931).

85. SCHRIEL, W. Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, S. 1—105 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 4).

85*a*. SCHRÖDER, E. Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Neue Folge, Bd. XVI, S. 119—180 (1930) (Beitr. Geol. W. Med. Geb., No. 5).

85*b*. SIEMIRADZKI, J. VON. Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. Palaeontogr., 45. Bd., S. 69—352 (1898—1899).

85*c*. STAESCHE, G. Die Pectiniden des schwäbischen Jura. Geol. u. Pal. Abh., Neue Folge, Bd. 15, Heft 1 (1924).

86. STEINMANN, G. Zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation von Caracoles (Bolivia). N. Jahrb. f. Min. usw., I. Beil.-Bd., S. 239—301 (1881).

86*a*. TENNE, C. A., & CALDERÓN, S. Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel. Berlin (1902).

87. TORNQUIST, A. Die Daonellen des deutschen Muschelkalkes. N. Jahrb. f. Min. usw., 1903, II. Bd., S. 83—92.

88. ——. Ueber die ausseralpine Trias auf den Balearen und in Katalonien. Sitzungsber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., XXXVI, S. 902—918 (1909).

89. TRICALINOS, J. Untersuchungen über den Bau der Celtiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 80. Bd., S. 409—482 (1928).

90. VERNEUIL, E. DE, & COLLOMB, E. Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bull. Soc. Géol. France, 2me série, t. 10, S. 61—147 (1852).

91. VIENNOT, P. Sur la valeur paléontologique et stratigraphique d'Orbitolina subconcava Leymerie. Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France, 1929, S. 75—77.

92. VILANOVA Y PIERA, JUAN. Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Castellón. Mem. R. Acad. Cienc. Madrid, t. IV, 3a serie, t. 2, parte 3a, S. 577—803 (1859).

93. ——. Reseña geológica de la provincia de Valencia. Bol. Soc. Geogr. Madrid, t. XI, S. 116—137, 217—233, 258—284; t. XII, S. 55—79, 336—350, 414—444; t. XIII, S. 66—90 (1881—1882).

93*a*. WAAGEN, W. Jurassic fauna of Kutch. The Cephalophoda. Pal. Indica (Mem. Geol. Surv. India), Ser. IX, vol. I (1873—1875).

94. WEGELE, L. Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. Palaeontogr., 71. Bd., S. 117—210; 72. Bd., S. 1—94 (1929).

95. WEISERT, K. Stephanoceras im schwäbischen braunen Jura Delta. Palaeontogr., 76. Bd., S. 121—191 (1931).

96. WEPFER, E. Die Gattung Oppelia im süddeutschen Jura. Palaeontogr., 59. Bd., S. 1—67 (1912).

97. WOODS, H. A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. London (1899—1913).

98. WURM, A. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, S. 38—175 (1911).

99. ——. Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearischen Triasprovinz. Verh. Nat.-Med. Ver. Heidelberg, Neue Folge, XII. Bd., S. 477—594 (1913).

100. ——. Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 71. Bd., Monatsber., S. 153—160 (1914).

101. YABE, H., & HANZAWA, S. Geological age of Orbitolina-bearing rocks of Japan. Science Rep. Tôhoku Imp. Univ., 2. series, vol. IX, no. 1, S. 13—20 (1926).