

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 23 (1930)
Heft: 1: Leere Seite -0099-02 künstliche eingefügt (für Paginierung)

Artikel: Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce (beltische und penibetische Zone zwischen Antequera und Yunguera, Prov. Málaga)
Autor: Blumenthal, Moritz M.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158927>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.04.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce.

(Betische und penibetische Zone zwischen Antequera und
Yunquera, Prov. Málaga).

VON MORITZ M. BLUMENTHAL (Chur und Málaga).

Mit 3 Tafeln (VII—IX) und 24 Textfiguren.

INHALT.

Vorwort	43
Erster Abschnitt: Einführung.	
Zur geographischen Orientierung	44
Rückblick auf die geologische Erforschung.	47
Geologische Orientierung zur Neuaufnahme	50
Zweiter Abschnitt: Stratigraphie.	
A. Die betischen Formationen:	53
I. Allgemeines und Rückblick	53
1. Das Ausstrichgebiet der kristallin-paläozoischen Formationen.	53
2. Ältere Gliederung	54
II. Die Abtheilung der kristallinen Schiefer im Nordrand des Betikums	58
1. Verbreitung und Gliederung im Gebiete zwischen Rio Turon und Rio Guadalhorce	58
2. Die kristalline Schichtserie zwischen Carratraca und Yunquera	63
3. Umschau nach analogen kristallinen Schieferserien	64
III. Die paläozoische Schichtserie	66
1. Die Phyllitserie und Begleitgesteine	66
2. Die Serie der „calizas alabeadas“ und Begleitgesteine.	67
3. Die Grauwacken und Schiefer.	71
4. Die höheren Konglomerate	72
5. Diskussion über das stratigraphische Alter des Paläozoikums	74
6. Zur Mächtigkeitsschätzung des Paläozoikums	78
7. Beziehungen zum Paläozoikum der Nachbarschaftsgebiete	80
IV. Die Permo-Trias	86
1. Bemerkungen zur stratigraphischen Abgrenzung und Nomen- klatur	86
2. Erkennung, Verbreitung und Diskordanzverhältnisse.	87
3. Zusammensetzung und lithologischer Charakter	88

V. Die Intrusivgesteine des Betikums	91
1. Die alten Gangintrusiva	91
2. Die jüngeren Ophiolithica.	92
3. Die sauren jüngeren Ganggesteine.	94
B. Die Dolomit- und Kalkformation innerhalb des Betikums: die alpine Trias	95
C. Die penibetischen Formationen	105
I. Die penibetische Trias	105
II. Der Lias.	108
III. Der Dogger	110
IV. Malm und Tithon	113
1. Lithologische Gliederung des oberen Jura im Torcal	118
2. Stratigraphische Gliederung des oberen Jura	120
3. Der obere Jura der inter-penibetischen Zone	123
4. Die Schichtmächtigkeit des oberen Jura	126
V. Die Kreide	127
1. Die Kreide der medianen und externen Zone und des betischen Randes	127
a) Die Unter-Kreide	128
b) Die Ober-Kreide	131
2. Die Kreide der Zone südöstlich des Rio Turon (Espildora-Zone)	132
3. Die Schichtmächtigkeit der Kreide	134
4. Beziehungen der Kreide zu den Liegend- und Hangendformationen	136
VI. Über die faziellen Beziehungen und die allgemeinen Zusammenhänge zwischen der penibetischen Jura-Kreideformation des Kartengebietes und der weiteren Umgebung	142
VII. Die Tertiärformation (Paläogen).	149
1. Die Turonkalke (Eozän)	149
2. Die Flyschformation	150
a) Die Schichtgruppe von Valle de Abdalagis	151
b) Die Aguila-Serie	152
c) Der Aljibe-Sandstein	153
d) Die Schichtgruppe von Alozaina-Ardite	154
e) Schichtgruppe von Burgo-Peñarrubia-Ortegiar	154
f) Anschluss an die Umgebung	155
D. Die autochtonen Formationen.	156
1. Das Miozän	156
2. Das Pliozän	162
3. Diluviale und rezente Bildungen	166
E. Die citrabetischen Formationen	169
I. Die subbetische Kreide bei Antequera	169
II. Die citrabetische Trias.	170
III. Fazielle und räumliche Beziehungen der citrabetischen Trias zu den übrigen Triasbezirken.	175
F. Kurze Zusammenfassung des stratigraphischen Abschnittes	177

Dritter Abschnitt: Tektonik.

A. Regionale Einzelbeschreibung	182
I. Über den Bau des Betikums von Málaga.	182
1. Allgemeiner Faltungscharakter	182
2. Der Nordrand zwischen Ardales und Valle de Abdalagis	183
3. Die Umgebung von Almogia	186
4. Die Hoya de Málaga.	187

5. Tektonische Beziehungen des Betikums zum Kalk- und Dolomitgebirge der Sierra de Alcaparain-Prieta (Mediterranseite) . . .	190
6. Das Betikum des Sektors Ardales-Rio Turon	196
II. Der geologische Bau der Bergkette alpiner Trias (Rondaïden)	201
1. Die Sierra de Alcaparain	203
2. Die Sierra Prieta	204
3. Die Sierra de las Nieves	205
4. Die Sierrezuela de Carratraca	205
5. Über die Beziehungen zu tektonisch analogen Einheiten. . .	209
III. Über die tektonische Position der ophiolithischen Intrusiva und das Alter der Intrusion	212
1. Beziehungen der Ophiolithica zur alpinen Trias und den betischen Schiefen	212
2. Beziehungen der Ophiolithica zur Flyschformation	214
3. Zur Frage der Altersbestimmung der peridotitischen Intrusion	216
IV. Der Bau des Penibetikums.	218
1. Das Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches	219
a) Die eigentliche Chorro-Schlucht zwischen Tunnel IX und den Gaitanes	220
b) Die Kalkklippen des Veredon und der Castellones	223
2. Die Bergketten zwischen El Chorro-Gobantes und Valle de Abdalagis	226
3. Die Miozänkonglomerate des Guadalhorce-Durchbruches	229
4. Rückblick auf den Bauplan des Penibetikums im Guadalhorce-Abschnitt; Erörterung des Guadalhorce-Bruches	232
5. Die Berge südlich Antequera	235
a) Die Sierra Chimnea	235
b) Der Torcal	236
6. Beziehungen zwischen dem Penibetikum und der citrabetischen Triaszone (Strecke Antequera-Peñarrubia)	242
7. Die Lagerungsverhältnisse des Miozäns von Antequera	246
8. Die penibetische Zone längs des Rio Turon.	248
9. Die Sierras von Ortegicar und Teba.	260
B. Regionale Betrachtungen	263
1. Regionaltektonische Beziehungen	263
2. Über die Phasen der Gebirgsbildung und die Gesteinsmetamorphose	272
a) Ältere, prähercynische Bewegungen	272
b) Hercynische und „späthercynische“ Bewegungen	274
c) Alpine Bewegungen	276
C. Ergänzung	285
D. Kurze Zusammenfassung des tektonischen Abschnittes	286
Bibliographie	289

Vorwort.

Die Beobachtungen und Feldaufnahmen zu vorliegenden Studien gehen in ihrem Beginne auf das Spätjahr 1926 zurück; sie fanden ihre Anregung durch die Exkursionen des Madrider Geologenkongresses und wurden besonders im Frühjahr 1927 und 1928 weitergeführt und teils abgeschlossen. Die folgende Abhandlung macht einen Teil weiterer, in diesem Abschnitt der Cordilleren ausgeführter

Untersuchungen aus. Bei der Ausarbeitung erfreute ich mich von verschiedener Seite sehr geschätzter Beihilfe, deren Gegenstand jeweilen an betreffender Stelle namhaft gemacht wird. Zu besonderem Danke verpflichtet bin ich den Herren Fachgenossen: Prof. PAUL FALLOT in Nancy, Dr. E. BAUMBERGER in Basel, Prof. ALPHONSE JEANNET in Neuchâtel und Prof. M. GORTANI in Bologna. Es ist mir auch eine angenehme Pflicht, den Madrider Professoren E. HERNANDEZ-PACHECO und J. ROYO Y GOMEZ für ihren freundlichen Empfang am Museo Nacional de Ciencias Naturales zu danken, desgleichen auch den Herren Prof. A. BUXTORF und M. REINHARD in Basel für die Benützung ihrer Institute und für ihre geschätzten Ratschläge.

Den Arbeiten in den Cordilleren liegt eine geologische Kartierung in 1:50000 zugrunde; umständehalber muss die Wiedergabe nur in einem Kartenentwurf (Tafel VII) geschehen, welcher den Vorteil einer im allgemeinen recht guten topographischen Unterlage (Mapa Nacional) teils ausser acht lässt. Der Redaktion der Schweiz. geolog. Gesellschaft bin ich für die Aufnahme dieser umfangreich gewordenen Arbeit in die „Eclogae“ zu besonderem Dank verpflichtet.

Erster Abschnitt: Einführung.

Zur geographischen Orientierung.

Die Hauptkammlinie der betischen Cordilleren durchsetzt in der westlichen Fortsetzung jenseits des Beckens von Granada den zentralen Teil der Provinz Málaga. Nach der mächtigen, schildförmigen Erhebung, die das Gebirge in der Sierra Nevada erleidet, nehmen sich die nächst westlicheren, niedrigeren Gebirgszüge nur mehr als abflauende Aussenenden des Zentralteiles aus. In der Provinz Málaga unterscheiden wir in denselben verschiedene, bald mehr orographisch, bald mehr morphologisch wohl umrissene Gebiete. Von Süden (Mittelmeer) nach Norden fortschreitend sind dies:

1. das Gebiet der kristallinen Schiefer,
2. das Flysch-Hügelland,
3. die Kalkketten und
4. die nördliche Hochebene und ihre isolierten Kalkberge und Kettenzüge.

Das Gebiet der kristallinen Schiefer ist im wesentlichen enthalten in den Montes de Málaga (Montes Azarquía), ein stark gegliedertes Bergland, in dem aber die kulminierenden Höhen nur mehr um die 1000 m erreichen; es leitet nordwärts über in eine intensiv angebaute Mergel-Sandsteinzone, die ihrerseits begrenzt wird durch eine durch Quereinschnitte stark gekerbte Kalkkette, die, vom Becken von Granada ausgehend, mit West-Richtung das Quertal des Rio Guadalhorce erreicht und weiter westwärts in dem nach SW ab-

biegenden Hauptkamm der Serrania de Ronda ihre orographische Verlängerung findet. Gegen aussen, jenseits der Hochebene Antequera-Campillos, schliesst das Bergland an, das die äussere Hälfte des cordillerischen Gebirgslandes ausmacht.

Das Gebiet, dem die vorliegenden Studien gewidmet sind, formt einen Ausschnitt aus sämtlichen eben genannten morphologischen Einheiten. In seinem Kernteil liegt es in der Grenzzone zwischen Schiefer- und Kalkgebirge, und zwar da, wo die Hauptentwässerungslinie der Provinz, der Rio Guadalhorce, die Kalkkette durchbricht; von dort greift es beidseitig in die angrenzenden Gebirge. Landschaftlich lassen sich in diesem Kartengebiet (vergleiche stets die begleitende Karte Taf. VII) die folgenden Einheiten unterscheiden: im mittleren Teil der Nordabschnitt der Hoya de Málaga, der üppig fruchtbare Garten im Unterlaufe des Guadalhorce (Umgebung Alora-Pizarra), östlich daran anschliessend ragt ein kleiner Teil der tief zertalten Montes de Málaga ins Kartengebiet (Álora-Almogía), während sich nordwärts daran das wellige Hügelgelände des westlichen Teiles der Flyschzone von Colmenar anfügt, welches sich morphologisch gegen SW längs dem Flusssystem des Rio Grande bis in die Gegend von Tolox fortsetzt. Scharf begrenzt wird das Mergelland insbesondere in seinem östlichen Abschnitt durch die schroffe Kalkkette, die im Guadalhorce-Durchbruch einsetzt und bis zum Torcal in unserem Kartengebiet enthalten ist. Teils durch die schiefrigen Kreideschichten, teils durch Flyschsedimente werden die fast ausschliesslich aus Jurakalken sich aufbauenden Bergzüge in einzelne Ketten segmentiert; in einer westlicheren Gruppe sind zu unterscheiden: die Sierra de Huma, die Sierra del Valle de Abdalagis, der Tajo de Ballesteros und die Sierra Llana, weiter östlich folgen sich die Sierra Chimnea und die breite Masse des Torcal. Die mittlere Kammhöhe liegt zwischen 1000 und 1400 m.

Landschaftlich gleichartig, aber geologisch belangreich verschieden ist das westwärts des Guadalhorce gelegene Bergland. Ein den Montes de Málaga analoger Komplex ist in der stark durchtalteten Bergregion zwischen Ardales-Carratraca und dem Chorro (Guadalhorce-Durchbruch) vorhanden. Gleichfalls eine Kalk- und Dolomitkette führt die Hauptkammlinie weiter südwestwärts; sie erstreckt sich von der Sierra de Alcaparain über die Sierra Prieta zur Senke von Yunquera, jenseits welcher das breitausladende Kalkgebirge der Sierra de las Nieves und die Torrecilla (1917 m) die grössten Höhen der Serrania de Ronda enthalten. Nordwärts der Hauptkammlinie dehnt sich das Hochplateau von Antequera-Campillos, an seinem Südrand von Trias- und Tertiärhügeln begrenzt, an seinem Nordrand aber durchsetzt von einzelnen isolierten, teils schroff aufragenden Berggruppen, wie sie für die ganze Aussenzone der Cordilleren, die sogenannte subbetische Zone charakteristisch sind.

Die hydrographische Gliederung des Gebietes schliesst sich enge an die skizzierte Verteilung der geographischen Einheiten und deren physikalische Beschaffenheit an. Entsprechend der Hauptstreichrichtung verläuft die Anlage der Haupttalrichtung auf der Nordseite der Hauptkette in E-W und NE-SW-Richtung; sie ist gegeben durch den Oberlauf des Rio Guadalhorce (Gobantes-Antequera), sowie durch dessen rechtsseitigen Zufluss den Rio Turon; gleichen Charakter hat das Tal des Rio Guadateba, obwohl es sich zwar aus Längs- und Querteilstücken zusammensetzt. Nach Vereinigung der drei Wasserläufe kommt es zu einem epigenetischen Durchbruch durch die Kalkketten (Chorro-Schlucht). Die Anlage des Flussystems auf der mediterranen Seite des Hauptkamms entspricht, als Ganzes betrachtet, einer konsequenten Abwässerung nach der Küste; subsequeute, grössere Wassersammler sind nur untergeordnet vorhanden (Rio Grande); Resequenz kennzeichnet den stärker geneigten Gebirgsabhang.

Siedlungsgeographisch lassen sich die Hauptzüge wie folgt zusammenfassen: Die Mergelgebiete enthalten die Anbauflächen der recht intensiven Getreideproduktion; die Schieferhügel tragen die Anpflanzungen von Oliven und Mandeln, untergeordnet Wein oder in einzelnen Strecken kleine Steineichenbestände. Die Ortschaften meiden im allgemeinen die produktiven Räume und finden sich an deren Rand; sie liegen da, wo Quellaustritte vorhanden sind, was dann meistens auch mit einer Schutzlage (die stetigen „Castillos“ auf einem Felskopfe!) übereinkommt, welche bei der in die Maurenzeit fallenden Gründung mitbestimmend war. Dieser Anlage entspricht die Grosszahl der dicht geschlossenen Dorfsiedelungen; im Osten beginnend: Tolox, dann Yunquera, Alozaina Casarabonela und Carratraca, ferner das Städtchen Álora in der Hoya und auch die Hauptstadtsiedelung des Gebietes, Antequera, auf der Nordseite des Hauptkammes, und innerhalb desselben die schon römische Gründung von Valle de Abdalagis; im nordwestlichen Abschnitt gehören dazu Ardales und Burgo und die ausgesprochene Burgsiedlung von Teba. Mehr durch Verkehrswege und Anbau bedingt, teils auch erst neuerer Entstehung, sind Orte wie Pizarra, der Bahnknotenpunkt Bobadilla und das kleine Peñarrubia. Neben diesen meist stadtförmig geschlossenen Siedelungen ist das ganze anbaufähige Gebiet von einer grossen Menge Einzelhöfen (Cortijo's) durchsetzt. Allein die Kalk- und Dolomitketten sind vollkommen unbesiedelt.

Den Hauptverkehrsweg des Gebietes, der in seiner Anknüpfung an das spanische Hinterland ein künstlicher ist (Bahnanlage durch die Chorro-Schlucht), formt das N-S verlaufende Tal des stets wasserführenden Rio Guadalhorce. Die Lage von Bobadilla fasst die Verkehrslinien des Landesinnern zusammen und leitet sie quer durch das Gebirge südwärts gegen Málaga. Die natürlichen Passwege

durch die Hauptkette verlaufen dagegen östlich und westlich von dieser künstlichen Verkehrsrichtung, nämlich von Álora über Valle de Abdalagis und vom gleichen Ort über Carratraca nach Ardales (Autostrasse Málaga-Ronda). Beinahe sämtliche Ortschaften sind heute durch Fahrwege an den natürlichen Hauptmarkt des Gebietes oder darauf hinzielende Verkehrslinien, die Hafenstadt Málaga, angeschlossen.

Rückblick auf die geologische Erforschung.

Die älteren Abhandlungen, welche dürftige Nachricht über Zusammensetzung und Aufbau des umschriebenen Gebietes geben, reichen nicht weiter zurück als ungefähr acht Jahrzehnte. Wie auch anderwärts, bestehen die ältesten Berichte, denen etwelcher geologischer Einschlag zukommt, im wesentlichen nur aus einer eingehenden topographischen Beschreibung des Landes; teils werden die Beziehungen zwischen Untergrund und Anbau, teils der Mineralgehalt als geologische Beigabe mehr hervorgehoben.

In der Entwicklung der Kenntnis lassen sich einigermaßen drei Perioden auseinanderhalten, die begreiflicherweise ineinander übergreifen. Einer ersten Periode, die den grössten Zeitraum umfasst, gehören alle Abhandlungen bis in die achtziger Jahre an. Rein beschreibende Betrachtung, vorzugsweise nach lagerstättlichen Gesichtspunkten orientiert, ist vorherrschend; die genetische Beurteilung der Gebirge wird ganz von der damals noch geltenden plutonischen Auffassung beherrscht; die Namen von ORUETA-AGUIRRE (8, 10) und MACPHERSON treten besonders hervor, wobei des letzteren petrographische Argumentierung hervorragend ist (7, 9). Die zweite Periode ist gekennzeichnet durch den mächtigen Impuls, den die geologische Erforschung Andalusiens durch das Studium des andalusischen Erdbebens vom 25. Dezember 1884 erhielt. Unter den verschiedenen Arbeiten jener Zeit ragt als Standardwerk, das den Grad der geologischen Kenntnis Andalusiens neben die bestbekannten Mittelmeerlande stellte, jene allbekannte Bearbeitung der französischen Mission d'Andalousie (17—19) hervor. Sie legte den Boden zu weiterer Ergänzung nach Raum und Inhalt. Zu solcher gehören die monographischen Bearbeitungen wie sie DOMINGO DE ORUETA der Serrania de Ronda (31) oder J. GAVALA weiterabgelegenen Gebieten der Provinz Cadiz (29, 33) zukommen liessen; auch die stratigraphischen Kompilationswerke L. MALLADAS (21) geben reichen Aufschluss. Damit sind wir schon weit in das laufende Jahrhundert eingetreten. Erst mit diesem Zeitpunkte eröffnen sich durch Einfügung regionaler Gesichtspunkte und Mitverwertung der Erfahrungen der Alpen die Perspektiven einer neueren dritten Periode. Der grosse Meister EDUARD SUESS hatte sie eingeleitet, ausserhalb unseres engeren Gebietes ist sie durch französische Forscher hervorragend repräsentiert

(NICKLÈS, R. DOUVILLÉ, P. FALLOT usw.). D. DE ORUETA gehört ihr in der Art der Behandlung der petrographischen Erforschung an, bleibt aber mit dem durch ihn vermittelten Bild über den geologischen Bau weit in einer vorangehenden Periode zurück.

Die Erforschung und Erfassung des Baues und Werdens der Alpen, in deren südwestlicher Verlängerung wir uns ja in den betischen Cordilleren befinden, fragt nach gleichartiger Bearbeitung und vermehrter Berücksichtigung vergleichend tektonischer und lithologischer Gesichtspunkte. Die wachsende Anzahl von Einzelbearbeitungen, die kühn vorausgegangenen Synthesen, zeugen von dem grossen Interesse, das insbesondere seit dem internationalen Madrider-Geologenkongress diesem Gebirge entgegengebracht wird. Unser Gebiet oder dessen weitere Nachbarschaft betreffen aus solcher Zeit die Arbeiten von R. STAUB, A. H. BROUWER, R. W. VAN BEMMELEN, J. WESTERVELD, H. ZERMATTEN, P. FALLOT, R. v. KLEBELSBERG und M. BLUMENTHAL.

Ohne auf eine Inhaltsangabe der Werke älterer Autoren eingehen zu wollen, mögen einige Streiflichter hier Platz finden, die den jeweiligen Stand der geologischen Kenntnis beleuchten können. Mehr Auskunft gibt die ausführliche Besprechung älterer Bibliographie in ORUETA's Werk (31, p. 1—76). Unser engeres Kartengebiet bleibt dabei leitend; ältere Autoren seien mehr hervorgehoben, da auf die späteren im Verlaufe der Abhandlung stetsfort zurückzukommen sein wird.

Die Berge der nördlichen Provinz Málaga scheinen den ältesten naturwissenschaftlich Reisenden, die mehr die Gegend von Granada und die Küste von Málaga aufsuchten, nie sehr am Wege gelegen zu haben (SILVERTOP, 1836). Die erste Übersicht über die unsere Bergketten aufbauenden Formationen bietet die „Ojeada geognostica y minera“ von A. MAESTRE (2) aus dem Jahre 1846. Jüngere und ältere Formationen werden auseinandergehalten und das Vorkommen nutzbarer Mineralien hervorgehoben. Eine genauer definierte Vorstellung über den Aufbau der Gebirge vermischen wir noch. Eine ähnliche Schilderung der Provinz Málaga, besonders für die vorkommenden Lagerstätten, für die ein merklicher Optimismus gehegt wird, gibt 1851 ÁLVAREZ DE LINERA (3). Bei diesem Autor finden wir eine für jene Zeit sehr zutreffende Abgrenzung und Beschreibung paläozoischer Formationen und der in ihnen liegenden Eruptivgesteine (Serpentine und Diorite); leider fehlt aber noch jedwede bildliche Darstellung.

In den siebziger Jahren bereichert sich die geognostisch-geologische Literatur der Provinz Málaga mit den wichtigsten Erscheinungen einer älteren Periode. Es sind die Arbeiten von ORUETA-AGUIRRE und J. MACPHERSON, welche beiden als die ersten Erforscher der nördlichen Ketten anzusehen sind. Eine erste Mitteilung ORUETA's gilt dem Torcal (5), wobei das mittel-oberjurassische Alter der Kalke dargetan wird; seine zusammenfassenden Beschreibungen der süd-

westlichen (8) und nördlichen (10) Provinz Málaga erscheinen 1875 und 1877; die letztere Studie enthält die erste geologische Kartierung (1:300000) und ersten Profilwürfe des Gebietes, das uns hier beschäftigt. In grossen Zügen werden sämtliche Formationen auseinandergehalten und für dieselben (z. B. die Kreide) treffende Schilderung gegeben; besonders wird auch dem Zusammenhang zwischen geologischer Formation und Boden und Anbau nachgegangen.

Wenn ORUETA-AGUIRRE's „Bosquejo“ als der Grundpfeiler in einer sich stets aufbauenden Erkenntnis der Berge unseres östlichen Kartengebietes gilt, so trifft dies für den Westteil in MACPHERSONS „Memoria sobre la estructura de la Serrania de Ronda“ (7) zu. Die Schichtfolge von den ältesten Lagen des „tramo estratocristalino“ („el arcaico“ bei MACPHERSON) bis ins jüngere Tertiär wird in einer Weise beschrieben, die als die wenig verschiedene Vorstufe zu D. DE ORUETA's späterer Erweiterung angesehen werden muss. Aber auch im tektonischen Gesamtbild ähnelt MACPHERSONS Aufteilung des Landes in eine Reihe von Gewölben und Mulden, die von Longitudinalbrüchen begrenzt werden, schon sehr stark dem tektonischen Bilde, das fast 50 Jahre später D. DE ORUETA entwirft; freilich die orogenetische Auffassung ist grundverschieden. MACPHERSON war im Beginne seiner erfolgreichen Tätigkeit in Südspanien damals ein einseitiger Vertreter der plutonischen Auffassung der Gebirgsbildung. Für ihn war die mächtige Serpentinmasse der Serrania de Ronda, die durch ihn ihre erste petrographische Diagnose (Peridotite) erhielt, die wesentliche gebirgsbildende Kraft die „en su salida al arollar hacia sus bordes“ die Faltung und Bruchbildung bewirkte. Diese mit den Feldbeobachtungen nicht vereinbare Vorstellung konnte MACPHERSON auf die Dauer nicht befriedigen, und so sehen wir denn auch in seinen späteren Publikationen, in den achtziger Jahren, dieselbe bei ihm allmählich verschwinden.

Das Jahr 1884, in welchem am Weihnachtstage das bekannte Erdbeben die Grenzregion zwischen den Provinzen Granada und Málaga heimsuchte, ist, wie schon angedeutet, für die geologische Erforschung Andalusiens zu einer wichtigen Etappe geworden. Sämtliche geologische Berichterstattungen und Abhandlungen [MACPHERSON (14), Comision española (15), TARAMELLI und MERCALLI (16)] greifen bei der Einordnung des Ereignisses in den geologischen Bau regional weiter aus und berühren besonders auch bei Besprechung des Schichtbaues die nordmalagensischen Sierras. Gegenüber der Kenntnis derselben, wie sie durch ORUETA-AGUIRRE und MACPHERSON gewonnen worden war, bedeuten sie aber keine wesentliche Bereicherung. Unser Gebiet lag ausserhalb dem Bereich stärkerer Einwirkung der seismischen Ereignisse — das Epizentrum wurde im südlichen Teil des Beckens von Granada, zwischen Zafarraya und Jacar liegend, erkannt —, so dass dessen Bau für die Klärung der Ursachen nicht in erster Linie in Betracht kam; allgemein neigte

man zur Annahme grosser regionaler Störungen (MACPHERSON), deren Verlauf durch die Art der Verteilung des Schüttergebietes gegeben sein sollte. Auch unser Gebiet wurde mit einem grossen NW-SE verlaufenden Bruche bedacht, die Guadalhorce-Verwerfung, die auch durch die Mission d'Andalousie angenommen wurde.

Auf eine neue Basis wurde die Kenntnis der Cordilleren und somit auch unserer Strecke durch die klassische Arbeit der Mission d'Andalousie gestellt. Insbesondere ist es die Behandlung des Mesozoikums und der tertiären Formationen durch W. KILIAN und M. BERTRAND (18), welcher es gelang, wenn dabei auch einige Irrtümer unterliefen, auf sorgfältiger paläontologisch-stratigraphischer Grundlage eine Aufteilung des Schichtsystems zu schaffen, wie sie, wenigstens für unsere Ketten, nicht mehr erreicht wurde. Leider ist aber die Verwendbarkeit der stratigraphischen Profile sehr behindert, da eine mangelhafte topographische Unterlage deren Zurückfinden erschwert. Da beinahe jedes Kapitel der folgenden Studien auf die Arbeiten der Mission d'Andalousie bezug zu nehmen hat, kann hier weitere Rekapitulation unterbleiben.

Wie die Studie ebengenannter Forscher für den westlichen Gebietsteil eine abgeschlossene und in mancher Hinsicht (Fossilfunde!) schwierig zu ergänzende Vorarbeit ausmacht, so gilt dies für die Monographie der Serrania de Ronda, die 1917 erschien, betreffend der westlich des Guadalhorce gelegenen Gebirgszüge. Sie ist das Resultat jahrelanger Studien von DOMINGO DE ORUETA (31) und ist im folgenden so oft zitiert, dass gleichfalls von ihrem reichen Inhalt eine Erwähnung zu machen hier nicht nötig ist.

Ein Jahrzehnt folgte, in welchem aus dem Norden der Provinz Málaga keine rein geologischen Nachrichten erschienen. In einigen vorläufigen Mitteilungen (75, 84 etc.) glaubte der Verfasser über die Ende 1926 eingeleiteten Untersuchungen vorläufigen Bericht geben zu dürfen und auf die vielen Probleme, die teils noch zu klären sind, hinweisen zu müssen. Die neuesten Arbeiten der Schule von Delft [VAN BEMMELEN (76) u. |a.] bieten bei einer regionalen Anknüpfung die wertvolle Unterlage. Und eine letzte Bereicherung der Kenntnis der direkt an unser Kartengebiet angrenzenden Region formt die Abhandlung von R. v. KLEBELSBERG (89), deren Erscheinen in die Zeit nach Abschluss der Feldarbeiten vorliegender Studien fällt.

Geologische Orientierung zur Neuaufnahme.

Da die Disposition der stratigraphischen und tektonischen Einzelbeschreibung in der folgenden Abhandlung sich an die voneinander trennbaren zonalen Einheiten hält, mag es erst am Platze sein, über die verschiedenen Zonen und die gebrauchte Terminologie kurz aufzuklären.

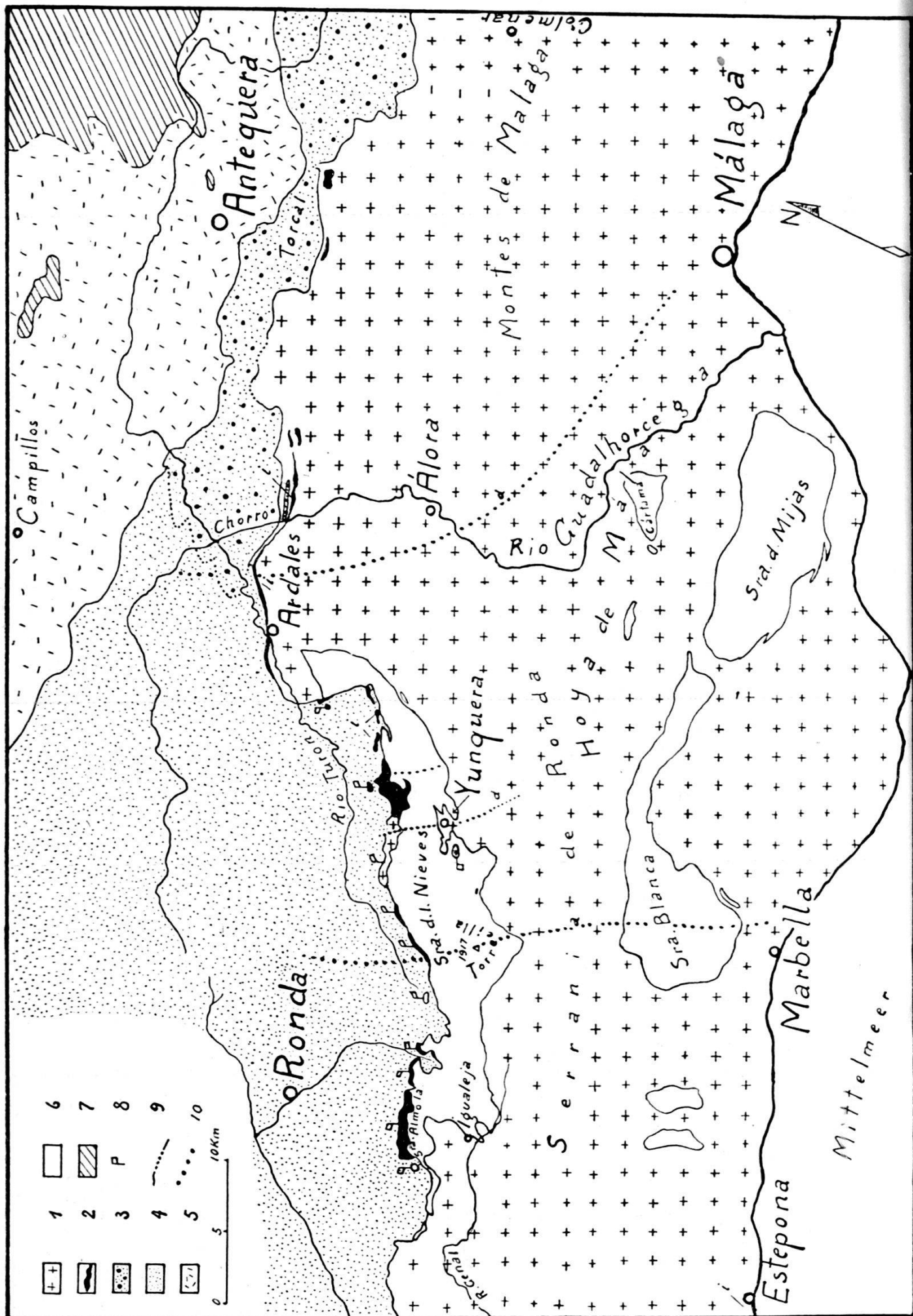
Mit Vorteil lassen sich die südlichen Regionen, also der Hauptteil der Serrania de Ronda und die Montes de Málaga, in Erwägung der ihnen eigenen geologischen Geschichte, ihrer Zusammensetzung aus paläozoisch-kristallinen Gesteinen und ihrem, gegenüber der alpinen Faltung besonderen mechanischen Verhalten als etwas Einheitliches, Ganzes zusammenfassen; ich nannte diesen Komplex schon in meinen früheren Mitteilungen über andalusische Geologie das **Betikum** oder genauer das **Betikum von Málaga**. Zur Vermeidung von Verwechslungen ist hervorzuheben, dass die holländische Geologenschule speziell die nächst tieferen Einheiten (die Alpujarriden) als „betisch“ bezeichnet, während R. STAUB (63) diese tektonisch tiefer liegende alpine Trias als die „Decke von Granada“ erwähnt, während, gleich wie hier, das nächst höhere Stockwerk als „betische Decke“ angeführt wird.

Unser Kartengebiet zwischen Antequera und Yunquera enthält dieses malagensische¹⁾ Betikum in seinem ganzen südöstlichen Halbtteil, auf grosse Strecken freilich von Tertiär bedeckt. Neben dieser betischen Region s. str. unterschied ich nördlich davon eine **penibetische Zone** (Penibetikum, von paene-betisch, fast-betisch), welcher ich früher eine über das Mass der Wirklichkeit gehende tektonische Selbständigkeit zuerkannte, die aber nichts anders ist als die recht selbständig gefaltete mesozoische Hülle zum Betikum. Beide Komplexe zusammen formen die betische (oder betisch-penibetische) Überschiebungsmasse. Bei dieser zonalen Scheidung, die auch tektonisch begründet ist, kommt dem Tertiär, das von einer Einheit auf die andere hinübergreift, die Rolle eines Bindegliedes zu, es gäbe also ein betisches und penibetisches Tertiär. Die Scheidung beider Einheiten wird dort gewählt, wo sich die mesozoischen Formationen erstmals in einer geschlossenen Zone, dem Betikum auflagernd, vorfinden. Die weitere Unterverteilung wird an anderem Orte besprochen.

Als nächst tiefere Einheit, über welcher die betische Masse in Überschiebung aufruht, scheidet ich in West-Málaga die **Rondaïden** aus; sie enthalten allein Trias in ostalpiner und meist stark metamorpher Fazies. Ihr Homologon sind die Alpujarriden der Provinz Granada.

In Umrissen gibt die Skizze der Fig. 1 die Verteilung der genannten Einheiten wieder. Im wesentlichen beziehen sich die Ausführungen dieser Abhandlung auf das in Taf. VII kartierte Gebiet der zentralen, nördlichen Provinz Málaga; in allgemeinen Beschreibungen und Schlussfolgerungen stützen sie sich auf, freilich noch nicht allseitig abgeschlossene Erweiterungen in andern Teilen der Cordilleren.

¹⁾ Adjektivform malagenisch, von „malageño“, wäre im Grunde genommen richtiger.



1. Betikum (inkl. Tertiärbedeckung). 2. Penibetikum (interne Zone), exkl. Tertiär. 3. Penibetikum (mediane Zone), inkl. Tertiär. 4. Penibetikum (externe Zone), inkl. Tertiär. 5. Triaszone von Antequera und citrabetische Trias im allgemeinen. 6. Rondaiden (alpine Trias). 7. Subbetikum (Mesozoikum). 8. Vorkommen als Deckschollen. 9. Willkürliche Grenzen im Tertiär. 10. Ungefährer Verlauf transvaler Kulminationen und Depressionen (d).

Fig 1 Kartenskizze der tektonischen Zonen

Zweiter Abschnitt: Stratigraphie.

A. Die betischen Formationen.

I. Allgemeines und Rückblick.

Was auf Grund der vorangehend dargelegten Zonengliederung als betische Formationen zu bezeichnen ist, begreift in unserem Gebiete, sieht man vom Tertiär ab, beinahe ausschliesslich kristallin-paläozoische Gesteinsserien in sich. Diese paläozoische Basis, die das eigentliche Betikum von Málaga ausmacht, umfasst eine Schichtfolge von gewaltiger Mächtigkeit und komplexer Zusammensetzung. Trotz ansehnlicher Verbreitung älterer Stufen innerhalb des Kartengebietes reicht dieselbe nicht aus, um eine einigermaßen gegliederte Schichtaufteilung, geschweige denn eine genaue stratigraphische Gliederung vornehmen zu können. Eine wirre Innenstruktur, Wiederholung stets gleichartiger Gesteinsserien und sozusagen vollkommener Mangel an Fossilresten setzen ein diesbezüglich erstrebtes Ziel fast ausserhalb des Erreichbaren.

Die folgende Besprechung der betischen Formationen macht keinen Anspruch auf irgendwelche Vollständigkeit, sondern liefert nur Bruchstücke zu einer bescheiden vermehrten Kenntnis des Paläozoikums der betischen Region Andalusiens. Da die vorliegende Gliederung wohl in der Zusammenfassung grosser, petrographisch und lithologisch ausscheidbarer Komplexe sich mit vorangehender Forschung deckt, nicht aber in der Alterszuweisung anderer sehr prominenter Schichtserien, so ist ein Rückblick auf ältere Auffassungen von Belang. Nach einer kurzen Umschau über die Verbreitung der betischen Formationen sei dieser Rückblick der Ausgangspunkt zum Versuche der Neuaufteilung.

1. Das Ausstrichgebiet der kristallin-paläozoischen Formationen.

Schon die Geländebeschaffenheit verrät das Ausstrichgebiet der vorwiegend schiefrigen Schichtserien des Paläozoikums. Trotz Wechsellagerung verschiedenster Gesteine verhält sich der Schichtkomplex gegenüber den erodierenden Kräften als etwas Einheitliches, so dass ein weniggestuftes, aus gleichartig regelmässigen und schmalen Bergkämmen sich aufbauendes Hügelland entsteht; ein vielgliederiges, scharfgeschnittenes System kleiner und kleinster Bachrunsen, die sich in einer tiefen Hauptrinne sammeln, zeugt von einer kräftig belebten Erosion; dieser Landschaftstypus ist besonders entwickelt in den Montes de Málaga.

Das Schieferland genannter Berggruppe tritt mit seinem Nordrand östlich des Guadalhorce in unser Gebiet ein. Von dem Austritt des Arroyo del Ancón östlich Álora reiht sich in nordöstlicher Richtung,

entsprechend der allgemeinen Streichrichtung der sonst wirr gefalteten Schiefer, eine Gruppe wohlausgerichteter Hügel bis in die Gegend nördlich von Almogia; die durch die generelle Hauptorientierung der Schiefer bedingte Anordnung geht daselbst verloren, da isoliert aufsitzende Relikte der Permo-Trias die Schieferunterlage nicht mehr zur Geltung kommen lassen. Nördlich des Nordrandes der alten betischen Formationen dehnt sich ein weites Tertiärland, zusammengesetzt aus Mergeln und Sandsteinen, eine typische Flyschformation (Zone von Colmenar).

Jenseits auf der Westseite des Rio Guadalhorce gewinnen die tertiären Flyschgesteine im mittleren Teil der Hoya de Málaga grosse Verbreitung, so dass die unterlagernden paläozoischen Formationen allein mehr nördlich und westlich dieser Tertiärzone zusammenhängend ausstreichen. Hier stösst der betische Komplex zufolge Ausgehens penibetischer Strukturen weiter nordwärts bis an den Rio Turon vor, zugleich den mächtigen Serpentinkeil der Sierra de Aguas in seinen tiefsten Gesteinsreihen in sich schliessend. Dem Ostrand des wasserscheidenden Kammes entlang verfolgen wir die gleiche Formation über Casarabonela nach Yunquera und Tolox, woselbst sie mit den zentralen, stark kristallinen Gebieten der Serrania de Ronda zusammenhängt.

2. Ältere Gliederung.

Die älteren Forscher, die in ihren gewöhnlich sehr verallgemeinernden Betrachtungen der betischen Formationen von Málaga Erwähnung tun, beschränken sich im allgemeinen auf ganz schematische Zusammenfassungen und allgemein gehaltene geognostische Beschreibungen. Die schwierige Frage, der auch noch heute keine Lösung gegeben werden kann, nämlich die Scheidung von paläozoischen Formationen von einer noch älteren „archaischen“ Schichtserie, wird gelegentlich leichthin entschieden.

Eine schematische Altersgliederung nach dem Grade der Metamorphose treffen wir zum ersten Male, zwar für die Küste von Málaga, bei TH. ANSTED (1859, 4) durchgeführt. Seine Scheidung in „Metamorphic rocks“ und „paläozoic schists“ kommt nicht gut überein mit der vom gleichen Einteilungsprinzip ausgehenden Gliederung älterer spanischer Autoren. ANSTED's ältere metamorphe Gesteine umfassen Schichtgruppen, die in das höhere Paläozoikum gehören; sein Begriff der Metamorphose ist recht weit gefasst.

Es ist J. MACPHERSON, der es als erster versucht, in die gewaltige, von ihm bis auf 6000 m veranschlagte Schichtmächtigkeit kristalliner Schiefer der Serrania de Ronda ein stratigraphisches System zu bringen. Der Grad der Metamorphose leitet auch ihn. Sein System beruht im wesentlichen auf einer Dreiteilung, wobei er sich in vergleichender Weise auf weit entfernte Gegenden (Galizien, Sierra

Carpetana), die zur Klärung der Frage wenig beitragen können, stützt. MACPHERSON'S Schema (1883, 1887), vom jüngeren zum älteren war:

3. Phyllite (Talkschiefer und Schiefer) mit Grauwacken;
2. Glimmer-Gneis („gneis micaceo“) und Glimmerschiefer, kristalline Kalke und Dolomite, Amphibolite;
1. Augengneis (anderwärts auf Granitgneis liegend).

In den tieferen Stufen (1 und 2) sah MACPHERSON die archaische Unterlage, in der höheren Abteilung glaubte er sich im Kambrium eventuell Silur zu befinden.

Die Dreiteilung der Gesamtschichtserie kehrt bei späteren Forschern, die sich mit dem Zentralteil der Serrania de Ronda beschäftigten, wieder, ohne sich zwar mit MACPHERSON'S Schema zu decken. MICHEL-LÉVY und BERGERON (17) stellten übereinander:

3. schistes archéen et cambrien;
2. micaschistes à minéraux;
1. dolomies et gneis à cordierite.

Dem Vorkommen der tieferen Augengneise scheint somit keine bestimmte stratigraphische Stellung zuerkannt zu werden. Bemerkenswert ist die Einfügung der kristallinen Dolomite in die tiefste Schichtstufe.

Von einer vollständigen Neubearbeitung des Gesamtgebietes der Serrania de Ronda durch DOMINGO DE ORUETA (31), ausgeführt auf vorwiegend petrographischer Grundlage, konnte erwartet werden, dass auch ein stratigraphisch schärfer gefasstes System möglich werde. Der so vielfältige Gesteinswechsel, insbesondere die Übergänge innerhalb kristalliner Gesteine sowie die unübersichtliche Kleintektonik bestätigten aber von neuem, dass nur eine sehr allgemein gehaltene Gruppeneinteilung möglich war. Für eine systematische petrographische Überarbeitung ist durch ORUETA eine sehr wertvolle Grundlage geschaffen; das Fehlen der Kartierung — seine Karte ist höchst schematisch — fragt nach einer solchen. Die vorliegende Arbeit bewegte sich in anderer Richtung und umfasst nur das Westende des Gebirges, woselbst die tieferen Schichtgruppen von weniger Bedeutung sind.

In ORUETA'S Gliederung ist jene von MACPHERSON wieder zu erkennen. Der „tramo arcaico“ seines Vorgängers sowie die höheren Gneise und Glimmerschiefer werden durch ORUETA als „Estrato-cristallino“ (Gruppe der kristallinen Schiefer) zusammengefasst und einem höheren Kambrium gegenübergestellt. Jüngeres Paläozoikum glaubte unser Vorgänger nicht annehmen zu müssen; er schaltete damit die Allgemeinverbreitung des nicht weiter begründeten Silurs, wie dies die geologische Karte von Spanien (1 : 400000, 1892) angab, aus.



Fig. 2. Schema der Schichtfolge nach D. DE ORUETA.

Zum Zwecke der Übersichtlichkeit ist in Fig. 2 versucht worden, die Beschreibung, die ORUETA für die Schichtfolge der Serrania de Ronda gibt (p. 299—356), in ein Schema zusammenzufassen. Es ist selbstverständlich, dass eine dergleiche Schichtkolonne nicht einem wirklich vorhandenen Schichtprofil entspricht, sondern nur das relative Übereinander angeben will. Ein Fortschritt ist die genauer gefasste Abtrennung eines höheren Kambrium, welches nach unten durch das Auftreten der ersten klastischen Schichten abgegrenzt wird, ein Verfahren, das aber kaum stichhaltig ist und in seinen Profilen und Karten auch nicht überall eingehalten worden ist. Sowohl in das tiefere „Estratocristallino“, als auch in die oberste Abteilung des „Kambriums“ sind mächtige Dolomite und Kalke einbezogen, die wir nunmehr vom Paläozoikum, zum mindesten in ihrer Hauptmächtigkeit und innerhalb unseres Kartengebietes, abtrennen. Die folgenden Blätter bringen uns stets wieder auf ORUETA's petrographisch-stratigraphische Vorarbeit zurück.

Weitere Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge der tieferen Formationen im Gebiet der Serrania de Ronda gaben TARAMELLI und MERCALLI (16) und in neuerer Zeit R. DUPARC und A. GROSSET (30). Aus der petrographischen Studie der zweitgenannten Forscher sei hervorgehoben, dass dieselben längs der Mittelmeerküste die kristallinen Dolomite stratigraphisch über die Stufe der Gneise (Cordieritgneise ORUETA's) stellen, was aber mit der meist vorkommenden Lagerungsweise längs der Südbegrenzung der Sierra de Mijas und Sierra Blanca nicht übereinkommt, woselbst die Dolomite unter die kristallinen Schiefer einfallen, eine Disposition, die aber keiner stratigraphischen Sukzession zu entsprechen braucht. Auch ORUETA's Schema enthält in dieser Hinsicht Widersprüche.

Weniger unbestimmt war stets die Erkennung der oberen Begrenzung der kristallin-paläozoischen Schichtreihe geblieben. Frühzeitig war schon der auffällige Hiatus in der Kontinuität der Sedimente erkannt worden. Die roten Sandsteine und Konglomerate lenkten an verschiedenen Stellen schon die Aufmerksamkeit der ersten Forscher (MACPHERSON und ORUETA-AGUIRRE) auf sich; sie verglichen dieselben mit der Trias der iberischen Meseta. Während MICHEL-LÉVY und BERGERON diese klastischen Gesteine an der Südküste als Permo-Trias ansprachen, entscheidet sich ORUETA für ihr rein triasisches Alter; belangreiche Vorkommen, in unserem Gebiet, in welchen die allgemein angenommene Diskordanz zu den älteren Formationen nicht leicht erkennbar ist, wurden aber übersehen. Dem Verfasser erscheint die Zusammenfassung zu einer Permo-Trias die gegebene.

Das „ältere Gebirge“ hingegen, das beiderseits des Guadalhorce in das Kartengebiet hineinreicht, hat sich auch neuerdings wieder als eine nach stratigraphischen Gesichtspunkten nicht, oder doch

nur sehr lückenhaft gliederbares Ganzes erwiesen und wird deshalb in Anlehnung an D. DE ORUETA geschieden in eine kristalline Schiefer-Gruppe und eine paläozoische Schichtserie; dabei ist aber schon vorab zu bemerken, dass sehr wohl die kristalline Abteilung paläozoische Schichtserien enthalten kann.

II. Die Abteilung der kristallinen Schiefer im Nordrand des Betikums.

1. Verbreitung und Gliederung im Gebiete zwischen Rio Turon und Rio Guadalhorce.

Wenn man das gesamte Betikum der Provinz Málaga übersieht, so lässt sich in grossen Zügen deutlich erkennen, dass der Landstreifen längs der Mediterranküste höhere Kristallinität seiner Gesteine aufweist, als weiter landeinwärts gelegene Strecken, oder mit anderen Worten, tiefere Schichtserien in grösserer Breite zum Ausstrich bringt. Dies gilt sowohl für den äussersten Osten der Provinz (Velez-Málaga-Nerja) als auch den westlichen Abschnitt (Torremolinos-Estepona); in einer zentralen Partie dahingegen, in den Montes de Málaga (inklusive die Küste bei Málaga), ist nur der höhere Abschnitt der Schichtfolge bergaufbauend. Die Bergzüge, welche den Nordrand des Betikums ausmachen und in unserem Kartengebiet enthalten sind, bringen jenseits und nördlich dieser zentralen Depression mit ihren jüngeren Schichten wieder die tieferen Schichtserien zur Oberfläche. Da, wo die Breitenentfaltung des nordwärts vorgreifenden Betikums am ansehnlichsten ist, also zwischen Álora und Ardales, steht eine mächtige Folge von gegen S zu kristalliner werdenden Schiefen an, welche nach ihrem petrographischen Habitus mit den genannten der Mediterranküste gleichgestellt werden dürfen. Das gleiche gilt von einer ganz schmalen Zone, die längs der SE-Seite der hohen Dolomit- und Kalkkette (Yunquera-Casarabonela) entlang zieht.

Sehen wir von der äusserst komplizierten Kleinfaltung ab, so wechselt in der betischen Region westlich des Guadalhorce, vom Nordrand der paläozoischen Gesteine südwärts fortschreitend, das Schichtfallen stets um ein Geringes innerhalb eines nördlichen Azimutes. Die gegen den Rio Turon zu tendierenden Bachläufe (Arroyo Zahurda, Arr. Granada) vermitteln demzufolge leidlich gute Querprofile; der ostwärts dem Guadalhorce zufließende Arroyo Colmenar gibt zufolge des veränderten Schichtstreichens gleichfalls ein Schichtprofil durch eine wellig unruhig gefaltete tiefere Schichtserie. Nach Süden zu wird insbesondere der Einblick in tiefere Lagen abgeschnitten durch den mächtigen Intrusivstock der Sierra de Aguas.

Das günstigste Profil liefert der Arroyo Zahurda, der in den Dolomitbergen von Carratraca (Sierrezuela) seinen Ursprung nimmt und kurz vor seiner Einmündung in den Rio Turon resp.

in dessen gestaute Wassermasse, den „Pantano del Chorro“¹⁾ eben noch den schmalen Saum der auflagernden penibetischen Sedimente durchsetzt. Das gesamte Paläozoikum und die tiefere, stärker kristalline Schichtserie lassen sich, in diesem Bachlauf und angrenzenden Hügeln, von N nach S fortschreitend und stark zusammenfassend, in die folgenden Schichtgruppen aufteilen:

I. Höhere Grauwacken, Konglomerate und Schiefer:

- a) Grünbraun angewitterte, innen meist blaugraue Grauwacken, Grauwackenbreccien und Schieferbreccien, eingelagert in eine Schichtserie von meist dunklen, in der Anwitterung aber braunen oder gelblich-grünbraunen Schiefeln. Aufgelagert und eingefaltet sind rote Sandsteine und Konglomerate der Permo-Trias.
- b) Grobe, grünliche, quarzreiche und etwas schiefrig texturierte Konglomerate, grünbraune Schiefer und Quarzitbänke, einzelne, aber unzusammenhängende Serien von dünnbankigem Kieselschiefer; Permo-Triasrelikte. Schichtmächtigkeit von $a + b$ vielleicht um die 400 m (Faltung vereitelt brauchbare Schätzung; a) ist zum Teil enthalten in Fig. 22, 1 und 2).

II. Serie der „calizas alabeadas“ und der schwarzblauen Phyllite:

- a) Schwarz-schwarzgraue, schwach phyllitische Schiefer mit allmählicher Zunahme von schwarzblauen, dünnbankigen Kalken, diese bald linsenförmig, bald in durchgehenden Lagen; quarzreiche Sandsteine, helle Quarzite vereinzelt. Schichtmächtigkeit 150—200 m.
- b) Übergang in eine Schieferfolge mit Zurücktreten der kalkigen und sandigen Schichten; Vorwiegen schwarzer Tonphyllite, auch Quarztonphyllite, helle Quarzite und Sericitquarzite; reichlich Quarzadern (besonders an der Basis); bläulich schillernde Gesteinsanrisse. Schichtmächtigkeit vielleicht 250—300 m.

III. Serie der kristallinen Schiefer:

Phyllite, Sericitschiefer, Glimmerschiefer, mürbe schiefrige Gneise, Augengneis-Zwischenschaltungen (Cordierit), Biotitquarzite, seltener Granitglimmerschiefer; die ganze Serie stark durchsetzt von weissem Quarz, teils in der Schichtlage (gewöhnlicher!), teils quer dazu. Mächtigkeit vermutlich 1000 m überschreitend.

¹⁾ Eine zu Verwirrung Anlass gebende Namengebung hat dadurch stattgefunden, dass auf den Stausee (Pantano), gebildet durch den Rio Turon, der Name der weiter unten liegenden Schlucht des Rio Guadalhorce, des eigentlichen „Chorro“, übertragen wurde (s. Fussnote p. 219).

IV. Mischungszone der Sierrezuela von Carratraca.

1. Dolomitischer Marmor, ca. 100 m begleitet von Phylliten, weissen, schiefrigen Quarziten und Sericitgneis (= Schichtpartie von P. 683, enthalten in der Kartenskizze Fig. 14, Nordostecke).
2. Kristalline Randgesteine des Serpentinstockes der Sierra de Aguas (ähnliche Schichtfolge wie III, nach S gleichfalls die Marmore der Sierrezuela de Carratraca umsäumend).
3. Grobkörnige, weisse Dolomite und bläuliche, grobkristalline Kalke der Sierrezuela.

In der oben ausgeführten Gruppierung der in über 3 km geradliniger Profillänge ausstreichenden Schichtserie lässt sich eine Zweiteilung in eine höhere paläozoische Abteilung (I und II) und eine solche der tieferen kristallinen Schiefer durchführen; den vierten Komplex können wir nicht als Ganzes als die Fortsetzung des Schichtprofils nach der Tiefe zu betrachten, da dort äusserst schwierig erkennbare tektonische Komplikationen vorliegen dürften, deren Wesen anderwärts Erwähnung findet (p. 206).

Wenden wir uns vorerst einigen Fragen die *Gruppe der kristallinen Schiefer* betreffend zu. Obwohl nirgends eine deutliche Grenze zwischen „Paläozoikum“ und „kristallinen Schiefen“, die auch nur einigermaßen für Kartierung im Felde fassbar wäre, erkannt werden konnte, so mag die befolgte Gruppentrennung doch als die meist gegebene gelten; sie stützt sich, wie dies durch alle Vorgänger im Betikum auch gewählt wurde, auf die allmähliche Zunahme der Kristallinität der Schieferserie und ist ungefähr da gezogen, wo die schwarzblauen Phyllite und quarzreichen Schiefer nach unten ersetzt werden durch Gesteine, in welchen reichlich Glimmer und Feldspat das Gesteinsgefüge beherrschen. Es braucht nicht betont zu werden, dass dieser Scheidung ein grosser Grad von Willkür innewohnt, zumal sich die Beobachtungen in dieser Schichtserie nur auf makroskopischen Befund verlassen und die dynamometamorphe Beanspruchung der schiefrigen Gesteine eine extreme ist.

Gleicherweise ist die Begrenzung der Schichtgruppe nach der Tiefe zu eine gewissermassen ins Ungewisse auslaufende. Verlassen wir das Zahurda-Profil, das im Oberlaufe des Baches in jene kristallinen Dolomite der Sierrezuela gerät, und wenden uns mehr gegen SE, so gelangen wir in Schichtlagen, in welchen Gneise, granatführende Glimmerschiefer, Biotitquarzite etc. zu Hause sind, Gesteine, die schon in der Serie III eingeschlossen sind; eine geschlossene Gruppe von Augengneisen konnte nicht erkannt werden. In diesen tieferen Lagen setzt dann der die ganze Gegend überragende Serpentinstock der Sierra de Aguas auf, der sich also in die hier tiefste Serie des Betikums einlogiert hat.

Mit aller Reserve müssen natürlich in dem stark gestörten Schichtverbande die angeführten Mächtigkeitsangaben aufgefasst werden. Wenn im Zahurdabache über 1000 m kristalline Schiefer durchgangen wurden, so ist dieser hohe Betrag noch um ein wesentliches zu erhöhen, wenn man die Gesteinserien in der Umrandung der Sierra de Aguas dazuschlägt; mit 1300 m dürfte der Betrag für die kristalline Schiefer-Gruppe in dieser Gegend nicht zu hoch gegriffen sein.

Eigentlich eine müssige Frage ist die, ob in dieser Schichtgruppe auch noch paläozoische Stufen vorhanden sein können. Eine erkennbare Diskordanz konnte im oberen Teile gegen die „paläozoische“ Gruppe zu nicht festgestellt werden. Beobachtungen in anderen Teilen (p. 64) könnten zu deren Annahme bewegen; unsicher bleibt aber eben, welche Rolle dabei der tektonischen Durcharbeitung der so sehr hergenommenen Sedimentserie zukommt. Als Ausdruck der so wechselvollen geologischen Geschichte, welche diese alten Sedimente durchliefen, ist es sehr wohl möglich, ich möchte sagen wahrscheinlich, dass tieferes Paläozoikum noch als typisch kristalline Schiefer vorhanden ist. Zieht man in Betracht, wie dies in anderem Zusammenhange zu erwähnen ist, dass sogar triasische Serien sericitische Schiefer und Glimmerschiefer enthalten, so kann solches für betische Sedimentserien auch zutreffen. Ihre regionale Versetzung in grosse Tiefen prägte die Sedimente zu jener metamorphen Fazies um, in welcher sie, durch die alpine Gebirgsbildung dann wieder zur Oberfläche kamen.

Einige Gesteinstypen der kristallinen Schiefergruppe, freilich nur nach allgemein geologischen, nicht petrographischen, Gesichtspunkten besprochen, mögen noch weitere Erwähnung finden.

Augengneise. In der Südbegrenzung der Sierra de Aguas glaubte ORUETA die tiefste Abteilung seines „Estratocristallino“ gefunden zu haben; er erwähnt die Gruppe der Augengneise aus der Strecke Pizar a-Casarabonela (Rio Las Cañas). Weder auf der Süd- noch auf der Nordseite des eben genannten Serpentinberges liessen mich meine Exkursionen eine geschlossene Serie porphyroblastischer Gesteine erkennen. Wechsellagerung verschiedener Gesteine charakterisiert auch die tieferen Partien der Gesteinsgruppe; einzelne Augengneispartien gehen allmählich aus den Gneisen hervor. In einem Grundgewebe von braungelbem Glimmer liegen bis haselnussgrosse Augen (Orthoklas und Quarz).

Gneise mit Cordierit, „Schiefergneis“, Glimmerschiefer. Das reichliche Auftreten von Cordierit in den Gneisen der Serrania de Ronda bestimmte ORUETA den Hauptteil der kristallinen Schiefer zu einer Abteilung von Cordieritgneisen zusammenzufassen (Fig. 2). Wenn auch daraufhin keine speziellen Untersuchungen ausgeführt worden sind, so ist es doch aufgefallen, dass neben einzelnen Cordierit führenden Typen in der Umrandung der Sierra de Aguas die viel grössere Hauptmächtigkeit von einem mürben

Gneis bis Gneisschiefer gebildet wird — ORUETA beschreibt die cordieritischen Gesteine als „dura y muy tenaz“ (hart und zähe)—, dessen Hauptgemengteil ein zu gelbbraunem Muscovit gebleichter Biotit ist; Typen mit kleinen Granatporphyroblasten, mit Staurolith oder mit kleinen Andalusitnestern sind untergeordnet. Der gewöhnliche Gneis und die aus ihm hervorgehenden Sericitgneise und Glimmerschiefer formen als Hauptteil des Schichtsystems einen extrem schiefrigen Komplex, worin die vorwiegenden lamellaren Komponenten eine feine Fältelung aufweisen; die Feldspate sind weitgehend umgesetzt, die Quarze zu kleinen Häufchen zerdrückt; in dem daraus resultierenden, mürben „Schiefergneis“ hält es überhaupt schwer sich ein Gesteinsmuster herauszuholen. Diese kristallinen Schiefer geben dem Gelände seine milde Form und kennzeichnende Farbe, die ein braungrau ist, wo mehr Verwitterungsboden vorhanden ist, oder mehr ins braunrote übergeht, wo das Anstehende näher liegt; dieser Boden formt das fruchtbarste Gelände für die Mandel- und Olivenanpflanzungen.

Quarzite, Sericitquarzite und Quarzitgneise. Vorwiegend in mehr höheren Lagen sind quarzreichere Gesteine verbreitet. Der Arroyo Colmenar und der Rio Las Cañas durchqueren graublau anwitternde Bänke eines harten Biotitquarzites (auch etwa als Biotitgneis zu bezeichnen); weisse Sericitquarzite und reine Quarzite, erstere besonders von einer rostiggelben Anwitterung und Streckungswirkungen zeigend, finden sich bis ins Dach und darüber hinaus der hier abgegrenzten Gruppe kristalliner Gesteine.

Amphibolite. Die in einer südlichen Strecke der Serrania besonders im tieferen Teile vorkommenden, meist sehr dünnstriefrigen Amphibolite, müssen in unserem Gebiete von sehr untergeordneter Bedeutung sein; ich traf sie nirgends an; ORUETA erwähnt sie beiläufig von der Sierra de Aguas.

Vorkommen kristalliner Kalke und Dolomite. Von weittragender Bedeutung ist die Frage, ob die eben durchgangene tiefere Schichtgruppe auch Zwischenschaltungen von Kalken und Dolomiten aufweist, wie solche in teils gewaltiger Mächtigkeit der Schichtkolonne ältester Gesteine bei sämtlichen vorangehenden Autoren eingefügt werden (vergl. Fig. 2). Es muss zugegeben werden, dass carbonatische Gesteine oft nach ihrer Lagerung, nach der Art ihres Auftretens (gelegentliche Wechsellagerung mit kristallinen Schiefen) und teilweise auch nach dem Grade ihrer Kristallinität vollkommen den Eindruck erwecken, insgesamt der tieferen kristallinen Schichtgruppe anzugehören. Meine diesbezüglich schwankende Stellung (78, p. 495) ist darin begründet. In einem anderen Kapitel wird anzuführen sein, welche triftigen Gründe entscheiden, um den Kalkkomplex in seiner Hauptmächtigkeit aus dem kristallin-paläozoischen Verbande herauszunehmen und als Trias in alpiner Fazies zu erklären. (Siehe Kap. B.) Trotz dieser „Umwälzung“ im Schicht-

profile bleibt es selbstverständlich nicht ausgeschlossen, dass der tieferen Schichtreihe auch carbonatische Sedimente eingelagert sind.

Nächst den stark kristallinen Gesteinen der Sierrezuela de Carratraca, die hier noch nicht ihre Besprechung finden sollen (vergl. pag. 205) finden sich des weiteren einige untergeordnete Kalkvorkommen, welche kaum anders als der kristallinen Schichtgruppe zugehören können. Ein etwas schiefriger, zwar auffällig wenig kristalliner Kalk, anscheinend nur linsenförmig eingeschaltet, quert den Arroyo Zahurda. (Enthalten in der Kartenskizze von Fig. 14, Fallzeichen 70°, Nordostecke.) Die benachbarten Gesteine der kristallinen Serie (Quarzite, Phyllite) machen nicht den Eindruck, der tiefsten Serie zu entstammen.

Eine andere Kalkeinschaltung, diese aber hochmetamorph, wurde bei der Einmündung des Arroyo de Zarco in den Rio de las Cañas angetroffen. Quarzbiotitgneis begleitet die nur linsenförmig eingeschaltete dünne Marmorbank, die von Erzpartikelchen durchsetzt ist und neben Hornblende auch ein bernsteingelbes Mineral (Humit oder Chondrotit?) enthält; ob es sich hier um regionale Tiefenmetamorphose oder um die Wirkung der nicht unfernen Serpentin (Peridotit)intrusion (La Robla) handelt, bleibe unentschieden.

Die übrigen Kalkvorkommen, die immer stark kristallin sind, begleiten stets die Kontaktzone der betischen Gneise mit der Hauptmasse der alpinen Triasgesteine und dürfen auf Grund ihrer Nachbarschaft zu denselben als von ihnen abgetrennte Splitter angesehen werden. Ob dies aber für alle, den kristallinen Karbonatgesteinen benachbarten Kalkvorkommen gilt, insbesondere in den südlichen Sierren von Mijas und Marbella, wage ich noch nicht zu entscheiden. Dasselbst sind dieselben von amphibolitischen Gesteinen durchsetzt, wobei es zu Kontaktwirkungen mit Spinellbildung (beobachtet bei Benalmedana) gekommen ist.

Mit dieser Erwähnung von betischen Gesteinen längs des Südwestrandes der Hauptkette haben wir den Sektor Ardales-Guadalhorce schon verlassen, eine kurze Besprechung gelte noch dem südwestwärts anschliessenden Gebiete.

2. Die kristalline Schichtserie zwischen Carratraca und Yunquera.

Dem tektonischen Befund entsprechend, ist zu erwarten, dass die kristalline Schiefergruppe in ansehnlicher Breite über Carratraca südwestwärts zieht. Die Zusammenhänge, das ganze paläozoische Betikum betreffend, werden aber belangreich aufgehoben durch die Überdeckung mit jüngerem Tertiär und die Zwischenschaltung der Serpentinmassen der Sierra de Aguas und der Robla. Eine genauere Kartierung wurde hier auch nicht angestrebt. Aus den Verhältnissen bei Casarabonela geht aber hervor, dass die tieferen gneisführenden

Schichtlagen nur mehr in einer relativ geringen Breite vorhanden sind. Auch noch bei Hinzufügen benachbarter phyllitischer Übergangsschichten dürfte die Schichtmächtigkeit kaum wesentlich über 200 m betragen. Im Orte Casarabonela selbst grenzen an die Serie der „calizas alabeadas“, also an das höhere Paläozoikum, unmittelbar die tieferen Gneise an.

Unter der obenaufliegenden Travertindecke, welche die Ruinen des Castillo trägt, nimmt man, von unten nach oben fortschreitend, das folgende Schichtprofil wahr:

Serpentin;

„Schiefergneis“ (reichlich mit bronze-braungelbem Glimmer), nach oben etwas quarzitisch-schiefrig werdend;

Grünscharzer Quarzit (unzusammenhängende Schicht), $\frac{1}{2}$ m;

Blauschwarzer, plattiger Kalk, 2 m;

Blauschwarze Tonphyllite, 2—3 m;

Schwarze Kalkbänke, linsenförmig ausgeilend, unregelmässig verbogen, zwischengelagert Phyllite, = Serie der „calizas alabeadas“.

Mit den Voraussetzungen einer nach der Tiefe allmählich zunehmenden Metamorphose verträgt sich der hier beobachtete rasche Übergang von stark metamorphen Schiefen in die halbmetamorphe Kalkserie, die, wie noch anzuführen bleibt, nach Fazies einer ober-silurischen Schichtabteilung entsprechen dürfte, nicht sehr wohl; man ist also geneigt, in solchen Profilen besondere Verhältnisse anzunehmen; entweder sind durch differentielle Bewegungen gewisse Schichtpartien eliminiert, oder eine vollkommen verwischte Diskordanz trennt relativ jüngeres Paläozoikum von älteren kristallinen Schiefen. Mehr auf alte Faltung zurückführbar scheint mir der Umstand zu sein, dass im Gehänge nordöstlich Casarabonela (oberhalb des Weges nach Carratraca) Biotitgneise (in einem Blockwerk) über brecciösen Kalken und Schiefen der gleichen paläozoischen Serie sich einfinden.

Auch weiter südwestwärts stossen wir in manchen Profilen nur auf geringmächtige Serien der mürben Schiefergneise. Etwas grössere Flächenräume gewinnt die Gneisserie in den höher gelegenen Gebietsteilen bei Yunquera, wenn auch bei der so unsicheren Abgrenzung gegen das Hangende, ein weiter Spielraum offen bleibt. Deutlich ist dagegen wieder die Reduktion am Puerto las Bañas nordwestlich Tolox, wo nur ca. 20 m Schiefergneis unter den „calizas alabeadas“ zum Vorschein kommen.

3. Umschau nach analogen kristallinen Schieferserien.

In seiner hauptsächlich petrographisch beschreibenden Monographie hat ORUETA die kristallinen Schiefer der ganzen ausgedehnten Gebirgsgruppe beschrieben (p. 309—338); für die petrographische

Charakterisierung können deshalb im grossen und ganzen seine Ausführungen auch für unsere Gesteine Geltung haben. Das Gleiche gilt auch von den Studien von MICHEL-LÉVY und BERGERON (17) und DUPARC und GROSSET (30) für Strecken längs der Mittelmeerküste. Aus deren Beschreibung und aus Exkursionen scheint mir aber hervorzugehen, dass jene Gebiete noch einen höheren Grad der Metamorphose der Gesteine aufweisen. Auch sind die Kontaktwirkungen daselbst, welche sowohl von den älteren dioritischen und granulitischen Intrusionen als auch von der mächtigen späteren basischen Intrusion ausgingen, deutlicher und kräftiger. Ein weiterer Unterschied ist die Bedeutung, welche dort amphibolitische Gesteine erhalten.

Im Gebiet der Montes de Málaga, dem ich in seinem südlichen Teile späterhin noch eine Abhandlung zu widmen gedenke, konnte ich trotz der grossen Mächtigkeit der paläozoischen Schichtserie einen Komplex der Gneise, die nach dem Grad der Kristallinität mit den hier erwähnten gleichzusetzen wären, nicht erkennen. Damit will freilich nicht gesagt sein, dass in den tiefen Taleinschnitten genannter Berge in den phyllitischen, quarzitführenden Lagen Schichtglieder vorliegen die z. B. im Zahurda-Profil in die obersten Hangendschichten der kristallinen Schichtgruppe einzuordnen sind.

Den deutlich der tieferen Abteilung entsprechenden Gesteinscharakter finden wir, im Betikum ostwärts gehend, erst wieder vom Meridian von Velez-Málaga ab. Dort nehmen diese Gesteinsserien auch gegenüber der dolomitischen Sierra Tejeda und Sierra Almijara die gleiche Lage ein, wie analoge Gesteine der Serrania de Ronda, gegenüber der Dolomit-Kalkserie. D. DE ORUETA hat in einer späteren petrographischen Studie (46) für den Südrand der Sierra Almijara die gleiche Kristallin-Stratigraphie wie für die Serrania de Ronda aufgestellt. Eine Übereinstimmung mit den mehr westlichen Verhältnissen ist der Umstand, dass gerade auch hier in einer südlichen Zone die Amphibolite reichlich vertreten sind.

Ein weiteres vergleichendes Ausgreifen nach Osten in die Gebirgsgruppe der Sierra Nevada, wohin ältere Autoren sich stets wandten, kann hier unterwege bleiben. Die Kenntnis über Aufbau und Schichtfolge jener Region, welche verschiedene hervorragende Arbeiten der Delfter-Schule vermitteln, tut dar, dass wir dort in tektonisch tiefere Einheiten (die Alpujarriden) übertreten. Ursprünglicher gleicher Sedimentcharakter und spätere Umprägung durch Regionalmetamorphose können in der kristallinen Basis der Alpujarriden vollkommen gleiche Gesteinstypen wie im Betikum von Málaga geschaffen haben. Die tektonische Führung beim Vergleiche bleibt deshalb ausschlaggebend. Einzig für die kristallinen Klippen, welche VAN BEMMELEN zwischen dem Becken von Granada und jenem von Guadix erkannt und beschrieben hat (76, p. 21), sei bemerkt, dass einige, wenn auch nur flüchtige Streifzüge in jener Gegend, mir die

Gleichartigkeit jener Glimmerschiefer und die Art des Vorkommens ihre Verwandtschaft, oder gar Identität, mit der tiefsten Serie des Betikums von Málaga nahe legten (91).

III. Die paläozoische Schichtserie.

Aus den vorangehend gemachten Ausführungen geht schon zur Genüge hervor, dass von einer auch nur einigermaßen scharfen Abtrennung des Paläozoikums von seiner mit ihm enge verbundenen Unterlage nicht die Rede sein kann. Der völlige Fossilmangel der tieferen Lagen, das Fehlen horizontbeständiger Schichtstufen, die allgemein grosse Variabilität der Sedimente und nicht zum mindesten der so gestörte Schichtbau sind die Gründe dafür. Die in dieser höheren Abteilung des Betikums unterschiedenen Stufen (teils auch in der begleitenden Karte ausgeschieden) oder besser gesagt lithologisch umgrenzten Serien, sind demgemäss nur ganz schematisch gehalten. Die zu unterscheidenden Serien sind nur roh eingeschätzt von stratigraphischem Wert, indem sie wohl ihre höhere oder tiefere Lage in der Gesamtserie einnehmen, für sich aber im Niveau sehr variieren. Auf Grund solcher teils lithologischer, teils stratigraphischer Zusammenfassung werden die folgenden Stufen respektive Gesteinstypen unterschieden und für sich einzeln besprochen.

1. Die Phyllit-Serie (rauchgraue Phyllite) und Begleitgesteine.

Gleichwie für die tiefere kristalline Abteilung bietet das Bergland zwischen Carratraca-Ardales und dem Guadalhorce den besten Einblick in die höhere Abteilung des Betikums. In der uns schon bekannten Querstrecke des Arroyo Zahurda ist der Gesteinsinhalt des vorhandenen Paläozoikum schon angeführt (p. 59, I und II). Wir unterscheiden daselbst über den tieferen Schiefen — und dies von Ardales bis Valle de Abdalagis — eine Schiefergruppe, die an vielen Stellen sich auch auf die Ferne durch die blaugraue, fast stahlblaue Farbe der wenig Verwitterungsboden tragenden Hügelrücken kennbar macht. (Azulejo! = P. 685 nordöstlich Ardales.) Es sind schwarzgraue bis tiefschwarze oft auch ins violettschwarze schillernde Phyllite (meist Tonphyllite, weniger quarzführende Abänderungen). Der Bitumengehalt ist sicher bedeutend, wenn auch direkt kohlige Schichten nicht wahrgenommen wurden (AMALEO MAESTRE (2) dahingegen erwähnt sogar „antracita junta al mismo Málaga y Almogía“). D. DE ORUETA, dem diese Schiefer gleichfalls aufgefallen sind, nannte sie zutreffend: „pizarras color de humo“ (Schiefer von Rauchfarbe).

Zufolge ihrer geringen Resistenz neigt diese Serie natürlich morphologisch zu Senkenbildung, was aber gar nicht so oft zutrifft, da die Serie sehr harte Gesteine enthalten kann. (So formt ein teil-

weise brecciöser Quarzitzug den Bergscheitel der Hügel beidseitig im oberen Arroyo de la Teja, östlich El Chorro.) Die den Schiefeln zwischengelagerten quarzitäen Gesteine sind entweder dünnbankig und von dunkler Farbe, oder aber formen meterdicke Bänke, dann meistens hell weissliche bis auch grünlichweisse Gesteine; besonders diese letzteren gehen nie auf weite Erstreckung durch, formen oft nur Linsen, ein Auftreten, das auf tektonische Zerreibungen weist. Auseinanderzuhalten sind diese Gesteine von den hier als Kieselschiefer bezeichneten höheren Serien.

Die Serie der rauchgrauen Phyllite kann oft sehr reduziert sein (z. B. im Betikum südwestlich Ardales), so dass eigentlich kein Grund vorläge, diese Schichtserie besonders zu erwähnen. Auch in der so mächtigen Entwicklung des Paläozoikums in den Montes de Málaga lässt sich innerhalb der vielen phyllitischen Serien jene von Ardales nicht mehr als solche erkennen. Ähnliches gilt auch für die Strecke Carratraca-Yunquera. Bei erstgenanntem Orte lässt sich die Phyllitserie unter den nächst höheren Kalken noch gut erkennen, weiter südwestwärts wird die Serie aber von dem übrigen Gesteinswechsel gewissermassen aufgeschluckt (4, Fig. 12); daran ist aber sowohl die eigentliche Grauwackeformation beteiligt als auch die sonst über die Phyllitserie sich einstellenden „calizas alabeadas“, deren Schieferzwischenlagen mit den genannten Schiefeln identisch sind. Die Serie der rauchgrauen Phyllite ist also mehr eine Lokalfazies, die sich am deutlichsten längs des Nordrandes des malagensischen Betikums geltend macht und in analoger Lage auch noch im Westende der paläozoischen Einheit, im Tal des Rio Genal, gut entwickelt ist.

Die Serie hat keinen Fossilinhalt geliefert, obwohl die Ausbildung das Auffinden von Graptolithen erwarten lassen könnte. Aus dieser Serie (oder eventuell etwas höheren Kalk-Schieferserie) stammt (von der Station El Chorro) der problematische Fund von *Nereites cambriensis*, der in älterer Literatur oft angeführt wird (s. 31, p. 341), und welcher, falls man ihm einigen Wert zuerkennen wollte, zugunsten des kambrischen Alters im Sinne ORUETA's ins Feld geführt werden könnte.

2. Die Serie der „calizas alabeadas“ und Begleitgesteine.

Die Benennung „calizas alabeadas“¹⁾ für eine Gesteinsserie, die in allen Fällen, wo die Phyllitserie sich individualisieren lässt, über derselben liegt, geht auf D. DE ORUETA zurück (31, p. 347). Diese Bezeichnung charakterisiert in zutreffender Weise das Verhalten einer Gesteinsserie gegenüber der mechanischen Beanspruchung. Freilich deckt sich unsere stratigraphische Einordnung und die Be-

¹⁾ Caliza = Kalk; alabearse = krumm werden; also verbogene, gewundene Kalke.

schreibung des Gesteinstypus nur zu einem Teil mit jener von ORUETA gebrauchten, denn unser Vorgänger stützt seine Beschreibung dieser „gewundenen“ Kalke zu einem guten Teile gerade auf eine Schichtserie, die wir als Trias in ostalpiner Fazies erkannt haben, nämlich die stark schiefrige Entwicklung derselben in der Umgebung der Torrecilla (zentrale Serrania; Tor. in der Schichtkolonne Fig. 2). Dort hingegen, wo ORUETA erwähnt, dass sie sich aus den „pizarras color de humo“ entwickeln (westliche Sierra: Algatocin-Benadalid), deckt sich seine Schichtgruppe mit der unsrigen.

In dieser Gesteinsserie tritt als leitender Gesteinstypus ein schwarzer bis blauschwarzer, fossilereicher Kalk auf, der in seiner meist charakteristischen Art des Vorkommens in Bänken von 10—20 cm mit Zwischenlagen von schwarzen, meist schwach sericitischen Schiefen wechsellagert; ausnahmsweise finden sich auch rotviolette Schiefer. Die Kalke, die am trockenen Gehänge eine hell braungraue Anwitterungsfarbe annehmen, sind bald in schön durchlaufenden Bänken vorhanden, bald aber besitzen sie nur linsenförmig-ellipsoidische Dimension; sehr typisch sind die vielen calciterfüllten Zerrisse im Gestein. Die Wechsellagerung kann sich auf 100 und mehr Meter wiederholen oder aber das Kalksediment schaltet sich nur als dünne untergeordnete Linse in die mächtiger werdenden Schiefer ein (vergl. 1, Fig. 9); auch die Zunahme von Kalk bis zur fast völligen Verdrängung der Schiefer kann, zwar seltener, eintreten. Wie in der übrigen Grauwackeformation so finden sich auch in dieser Serie, zwar untergeordnet, Grauwacken und Quarzite eingeschaltet.

Die Bezeichnung als „gewundene Kalke“ kommt darum zutreffend dieser Gesteinsserie zu, weil deren Lagen stets intensiv wellig verbogen sind; bald steigert sich diese Faltung, die gegenüber den umgebenden paläozoischen Schiefen einen verschiedenen Typus aufweist, zu einem gekröseartigen Bilde, bald sind es schöngestaltete Faltenbiegungen von kurzem Radius, die nicht durch eine grössere Schichtmasse durchsetzen und deren Faltenachsen bei ausgeprägtem Schichtfallen quer zur allgemeinen Fallrichtung der Schichten stehen. Die Ursache der typischen Faltung dieser Kalkserie ist leicht einzusehen, wenn man ihre Wechsellagerung mit den Schiefen in Anmerkung nimmt; oft erinnert ihr Bild an gewisse Serien im Bündnerschiefer. Trotz dieser Eigenfaltung formt die Serie der „calizas alabeadas“ eine gute Leitserie, die besser als die Schiefer- und Grauwackeformation über die Hauptleitlinien des Baues aufklärt.

Orthoceren- und Tentaculitenkalke. Als fazielle Varianten der Kalkentwicklung der vorliegenden Gesteinsserie finden sich in und bei Ardales (s. Karte Fig. 11) einige isolierte, teils eher klippenartig in die Landschaft eingestreute Kalkvorkommnisse, die stratigraphisch von hohem Interesse sind, da sie das einzige Gestein formen, das brauchbare Anhaltspunkte über das Alter der Formation (Oberes

Silur) abgab. Da das klippenförmige Auftreten dieser Gesteine über die Zugehörigkeit in den umgebenden Schichtverband Zweifel aufkommen lassen könnte, müssen ihre Lagebeziehungen hier noch besonders hervorgehoben werden.

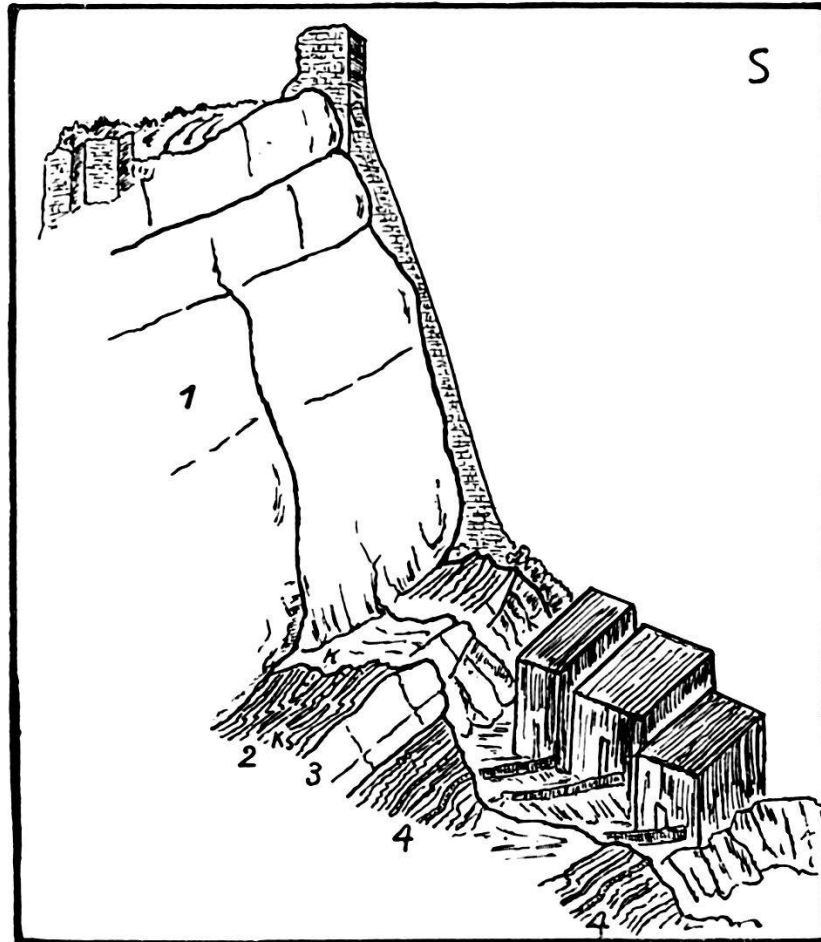


Fig. 3. Südende des Orthocerenkalk-Felsens des Castillo Ardales.

1. Massiger, splittig-muschelig brechender Kalk; rot und braunrot gefleckt, teils endogen brecciös; einzelne Lagen der Basis dünnbankig und blaugrau. Insbesondere in den höheren Lagen reich an *Orthoceren*bruchstücken, nebst vereinzelt Brachiopoden.
2. Stark zerdrückte und verwitterte Schieferfolge, sich zusammensetzend aus feinblättrigen, schwach phyllitischen Tonschiefern, schwarzen, dünnen Kiesellagen und linsenförmig dazwischen geschaltetem, schwarzem, spatigem Kalk (k); an der Basis schwarze Kalkschiefer (ks).
3. 2—4 m dicke, graublau Kalkbank, in der Verlängerung auskeilend, innerlich brecciös, einzelne *Tentaculiten* enthaltend.
4. Schichtfolge von grünbraunen Schiefen, innen schwarz, Linsen und Lagen dichten, schwarzen Kalkes, vereinzelt Grauwacke-Einschlungen.

Über den typischen Kalken und Schiefen der beschriebenen Gesteinsgruppe, welche im oberen Südende des Dorfes Ardales das nordwärts gerichtete Abfallen einer betischen Struktur erkennen lassen, liegt in allgemein gleicher Orientierung der massive Felsklotz, der die Ruinen des Castillo von Ardales trägt. In Fig. 3 ist der Aufbau und im zugehörigen Texte die Zusammensetzung dieses malerischen Kalkfelsens wiedergegeben. Die Ausbildung des rot-

gefleckten Kalkes (1, Fig. 3), in dem einiges Suchen sofort die schwarzen Keile oder Schalenbruchstücke von *Orthoceren* feststellen wird, ist nicht vollkommen gleich dem tieferen Kalkkeile (3), der alsbald auskeilt, seine Zugehörigkeit zur umgebenden Gesteinsserie aber doch erkennen lässt; dieser letztere Kalk enthält einige wenige *Tentaculiten* und tut dadurch die Zusammengehörigkeit dar mit den anderen, gleichartigen, hellblauen und an *Tentaculiten* reicheren Kalken, die linsenförmig eingeschaltet in der Alabeadas-Serie von Ardales, am Arroyo de las Viñas, sich vorfinden.

Während die schwarzen Kalkbänke der „calizas alabeadas“ der Umgebung des Castillo sich lückenlos gegen den Arroyo de las Viñas zu verfolgen lassen (s. Fig. 11), setzen die sicherlich auch in diese Serie einlogierten, rotgefleckten *Orthoceren*kalke mit dem Castillo-Felsen plötzlich aus, treten aber in anderer Fazies, die dem basalen Kalk (3) ähnlich ist, an der Strasse Ardales-Pantano Andrade wieder auf. Zwischen dem Dorfausgang und km 1 fällt ein grösserer Kalkkomplex auf, der mechanisch in die Schiefer hineingedrückt zu sein scheint. Es ist ein harter, blauschwarzer, massiger und splittrig brechender Kalk, kräftig durchwirkt von Kalkspatadern und von heller Anwitterungsfarbe. An einer Stelle geht der Kalk in eine konglomeratische Ausbildung über, die im Bindemittel schiefriges Kristallin enthält. Längs seiner Südbegrenzung zeigt dieser Kalk stark spatigen Einschlag und auf der Oberfläche herauswitternd die kleinen spitzkonischen Kelche von zahlreich vorhandenen *Tentaculiten*; sie können stellenweise das Gestein dicht erfüllen, fehlen dann aber wieder auf längere Erstreckung. In einem spatigen, hellblauen Kalke im oberen Arroyo de las Viñas lässt sich erkennen, dass die sonst so klippenförmig einsetzenden Kalke in die Schichtserie der umgebenden Kalke und Schiefer einlenken, innerhalb derselben also stratigraphisch zu Hause sind; sie repräsentieren offenbar eine rifförmig einsetzende Einschaltung, die sich zufolge ihrer Massigkeit bei der intensiven tektonischen Durcharbeitung der Schiefer-Kalkbankformation aus dem Verbannde herauslösten und so in mechanischen Kontakt mit den umgebenden Gesteinen kamen.

Eine andere Ansammlung der rotbraunen *Orthoceren*kalke liegt zwei Kilometer westlich von Ardales in der Kammlinie des Castillejos-Hügelrückens, der sicherlich durch die klotzförmig aufsitzen den Kalke seinen Lokalnamen erhalten hat (s. Karte Fig. 11). Hier wurden nur vereinzelte *Tentaculiten* gefunden, keine *Orthoceren*, obwohl das Gestein mit Ardales vollkommen übereinkommt. Im Gegensatz zum Vorkommen mit Ardales lässt sich für den Castillejosrückens kein Zusammenhang mit der Serie der „calizas alabeadas“ feststellen. Die Schieferformation, der die Kalke des Castillejos aufliegen, setzt sich vorwiegend aus grünbraunen Tonschiefern, Grauwacken, feinen grünlichen Breccien und Quarziten (brecciös) zusammen, in der die schwarzen, „gewundenen“ Kalke fehlen. Noch

wurde der Typus des leicht kenntlichen Orthocerenkalkes in runden Blöcken auf der Anhöhe östlich Ardales nochmals erkannt (Fig. 11), dann fehlen alle Anweisungen auf weite Strecken bis jenseits des Guadalhorce, wo auf dem Hügel P. 456 zwischen El Chorro und Valle de Abdalagis diese Kalke wieder fremdartig in der Schieferformation obenauf liegen (6, Fig. 16). Das westlichste Vorkommen dieser Blockrelikte liegt in Gesellschaft von Triasgesteinen und höheren paläozoischen Schiefeln oberhalb des Tajo de los Aviones (Rio Turon, s. Hauptkarte). Für alle verstreuten Orthocerenkalke des Nordsaumes des Betikums gilt die Feststellung, dass sie in der oberen Partie der Gesamtserie paläozoischer Schiefer auftreten, sich aber unter sich nicht auf ein Niveau beziehen lassen.

3. Die Grauwacken und Schiefer.

Am wenigsten von den bis anhin angeführten Gesteinsserien lässt sich diejenige, welche sich vorwiegend aus Grauwacken, schwarzen und grünbraunen Schiefeln, Quarziten, Konglomeratlinsen und untergeordneten Breccienlinsen aufbaut, auf ein einigermaßen genauer umschriebenes stratigraphisches Niveau beziehen. Diese Gesteinsvergesellschaftung (weniger die gröber klastischen Typen) stellt sich sowohl in der tieferen Partie des Gesamtsystems ein, wo sie sich, um so zu sagen, mit der Phyllitserie vermengt, als auch in den höheren Schichtlagen über den „calizas alabeadas“ (mit viel klastischem Material); schwarze Kalklinsen finden sich dieser Formation gelegentlich eingelagert, wie überhaupt eine Grauwacken- und Schieferformation die nicht durchlaufend vorhandenen, früher genannten Gesteinsgruppen ganz ersetzen kann. Allgemein genommen herrscht grosse Variabilität mit stetiger Rückkehr der gleichen Gesteine.

Weit verbreitet und geradezu typierend für das Betikum von Málaga ist ein im frischen Bruch meist schwarzer feinblättriger, bald etwas sandiger, selten rein toniger Schiefer; die Verwitterungsoberfläche zeigt ein charakteristisches Grünbraun, oder wenn etwas mehr eisenschüssig Rotbraun. Die grünbraune Oberflächenfarbe mahnt sehr an die Farbe halbreifer Oliven mit ihrem Stich ins Gelbgrüne, weshalb man von „*Olivenschiefer*“ sprechen könnte. Diese Schiefer können übergehen in grünbraune, schiefrige Sandsteine mit feiner Diskordanzschichtung. Der Typus des Olivenschiefers findet sich in den verschiedensten Niveaux, immerhin, sowohl bei Málaga als auch im Kartengebiet, vorzüglich in höheren Lagen. Obwohl diese Schiefer oft recht graptolithenverdächtig sein können, fand ich darin nie organische Reste. Ähnliche Schiefer dürften der Beschreibung von ORUETA zugrundeliegen, wenn er von „pizarra parda“ (braune Schiefer) spricht; in den tieferen schon mehr metamorphen Typen zeigte ihm das Mikroskop darin reichlich Chlorit, Sericit und Rutilnadelchen.

Im ganzen genommen reihen sich die hier als „paläozoisch“ zusammengefassten Gesteine nicht mehr unter die kristallinen Schiefer; es sind halbmetamorphe Gesteinstypen.

Harte Sandsteine von grünbrauner Anwitterung und in Bänken von 1—2 m vorkommend bilden neben den Olivenschiefen einen wesentlichen Bestandteil der Schichtserie; sie werden als *Grauwacken* bezeichnet. Ihre Komponenten sind: weisser Quarz (vorwiegend), weniger Feldspat (Übergänge in Arkose-Sandstein bewirkend) und stets reichlich Glimmerschüppchen, die meist Muscovit sind. Bindemittel ist wenig vorhanden und durch feine Quarzkörner, Chlorit und Glimmer gegeben. Das frische Gestein ist blaugrau, was jedoch höchst selten zu finden ist. Die im allgemeinen mittelkörnigen Grauwacken zeigen Übergänge in grobe, klastische Gesteine; quarzgesprenkelte grünbraune Konglomerate oder besser konglomeratische Sandsteine gehören hieher. Auch die schiefrigen Gesteine nehmen hie und da klastischen Habitus an und werden zu Schieferbreccien; dergleichen monogene Schieferbreccien rühren aber von mechanischer Zertrümmerung her.

Diese sämtlichen Gesteine lieferten im Kartengebiet keine organischen Reste. Ausdauerndes und systematisches Suchen in den Grauwacken könnte zu irgendwelchem Erfolg führen, wie dies in beschränktem Masse längs der Küste zutraf (Pflanzenreste, Crinoiden-Hohlräume).

Meist über dem Niveau der Alabeadas-Serie lagern innerhalb von Olivenschiefen und Grauwacken sogenannte *Kieselschiefer* (Phtanite). Darunter werden Serien von dünnbankigen (durchschnittlich Bänkchen von 2—5 cm) Kieselgesteinen zusammengefasst, die, wenn auch in sich stark gestört, durch die Ebenmässigkeit ihrer Schichtaufeinanderfolge und Faltung auffallen. Zuzufolge der starken Klüftung zerfallen die dünnen Bänke in lauter kleine polyedrische Stücke, die Gesteinsfugen zeigen schöne Dendritbildungen; Mangan-Überzüge sind nicht selten. Oberflächlich sind die Kieselschiefer gewöhnlich weisslich gebleicht; ihre Farbe auf frischem Bruch wechselt; sie kann blaugrau, grünlich, schwarz oder schwarzbraun sein. Im Kartengebiet sind diese Kieselschiefer nur vereinzelt beobachtet, stimmen dort aber in ihrem Habitus überein mit den zonenweisen Vorkommen im höchsten Betikum bei Málaga.

4. Die höheren Konglomerate.

Obwohl klastische Lagen auch schon den tieferen Teilen der paläozoischen Schichtreihe angehören, gewinnt doch erst in den Hangendschichten der Alabeadas-Serie die psephitische Fazies, wenn nicht die Oberhand, so doch einen ganz hervorragenden Anteil. Solche Konglomerate sind charakterisiert durch das Hervortreten eines milchweissen Quarzes (durchschnittlich von Haselnussgrösse), der

dem Gestein ein hell-gesprenkeltes Aussehen gibt (*gesprenkelte Konglomerate*); weitere Komponenten formen grünliche, sericitische Schiefer, schwarze phyllitische Gesteine, Quarzite verschiedener Nuance und seltener Gneis und pegmatitische Trümmer, vereinzelt wurden blaugraue echinodermische Kalkstückchen angetroffen; das Bindemittel ist schwach phyllitisch, gegeben durch die schiefriegen Komponenten und feinere Quarzkörner; Übergänge in feinkonglomeratische Grauwacke sind öfters vorhanden. Diese „gesprenkelten Konglomerate“ die wie ihre Umgebung eine grünliche Grundfarbe aufweisen, finden sich selten als auf längere Erstreckung durchgehende Bänke; inwieweit die tektonischen Bewegungen diese „Zergliederung“ bewirkt haben, ist schwierig zu beurteilen.

Von den „gesprenkelten Konglomeraten“ zu unterscheiden sind die „polygenen Konglomerate“. Als solche möchte ich die grobklastische Bildung bezeichnen, die durch das Zusammenvorkommen von oft mächtigen, fast kubikmetergrossen Kalkblöcken mit feineren, kristallinem und halbkristallinem Material gekennzeichnet ist und zufolge der Gleichheit des letzteren durch Übergang mit dem gesprenkelten Konglomerat verbunden ist. Den auffälligsten Gemengteil dieses oft mehr Breccienhabitus annehmenden Konglomerates formen die grossen Kalkkomponenten, die, wo sie auftreten, fast das ganze Gestein aufbauen. Es ist ein hellblau anwitternder, im Bruch schwarzer Kalk (Rio Turon). Seine mikroskopische Untersuchung enthüllte dessen oolithische Struktur, die von blossem Auge nur unvollkommen erkennbar ist. Die einzelnen Ooide umschliessen gelegentlich Fossilreste (Foraminiferen und Echinodermenstacheln s. p. 76); Tetra-korallen-Reste fanden sich in schlechterhaltenen Stücken.

Dieses sogenannte polygene Konglomerat findet sich in seiner Hauptentwicklung beidseitig des Rio Turon südwestlich oberhalb Ardales; das eine Vorkommen liegt im Gehänge des Cerro Romero (P. 650 m), das mächtigere in den NW-Hängen des Castillejos-Hügelzuges (s. Fig. 11). Im übrigen finden sich ähnliche Konglomerate mit Kalkkomponenten auch anderwärts, aber teils in einer Umgebung, wo tiefere Serien austreichen (z. B. bei Calinoria am Nordende der Sierrezuela von Carratraca). Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, dass die polygenen Konglomerate in die höchste Stufe des im Betikum vorhandenen (präpermischen) Paläozoikums gehören. Ich halte sie für mehr oder weniger gleichaltrig mit den Schiefen, in denen die, mit ihnen ja durch Übergänge verbundenen gesprenkelten Konglomerate auftreten; da in Kalkstücken eines solchen auch tentaculitenartige Querschnitte angetroffen wurden (am Cerro Gonzales, nordöstlich Almogia, das ist direkt unter Permo-Triasgesteinen liegend), ist darin ein Hinweis vorhanden, dass eher höhere Schichtlage als die Orthocerenkalke von Ardales vorliegt, was mit dem allgemeinen Schichtbau, welcher zwar bei der starken Störung wenig leitend sein kann, übereinkommt.

Gesteine, die mit den genannten Konglomeraten übereinkommen, habe ich kurz schon in einer Mitteilung an die „Académie des Sciences“ (90, Fig. 1) beschrieben und gründete darauf den Vergleich des Paläozoikums im NE von Granada (Zone von Cogollos Vega) mit jenem von Málaga.

Mit diesen klastischen Gesteinen, die, wohl zu verstehen, in ein und dasselbe Schichtsystem eingelagert sind, das mit der Grauwacke-Schieferformation übereinkommt, ist die prähercynische Schichtreihe abgeschlossen. Zu erwähnen ist nur noch, dass gerade die gesprenkelten Konglomerate mit den quarzreichen Gesteinen der Basis der darüberliegenden Permo-Trias gelegentlich leicht verwechselt werden können, zumal, wenn erstere von letzteren leicht rot „infiziert“ sind; im allgemeinen sind die älteren Klastika im Bindemittel eher schiefrig, während die jüngeren rot und sandig sind.

5. Diskussion über das stratigraphische Alter des Paläozoikums.

Rückblick. In vorangehenden Bemerkungen ist schon darauf hingewiesen, dass bei Autoren einer früheren Epoche von einer stratigraphisch brauchbaren Behandlung der gewaltigen Schichtmasse des Betikums nicht gesprochen werden kann. Die Gründe dafür (schematische Beschreibung, Fehlen von Fossilfunden, Übergänge, Metamorphose, Tektonik) sind schon erwähnt. Eigenartig berührt es, dass gerade in der ältesten Beschreibung (1851) der Provinz Málaga die Schieferformation durch ÁLVAREZ DE LINERA (3), wie in einer unbestimmten Vorahnung, für Silur gehalten wurde. MACPHERSON und ORUETA-AGUIRRE hatten sich dieser Auffassung, ohne dafür stichhaltige Gründe anzuführen, angeschlossen. Vergleiche mit der Meseta waren für sie und spätere Meinungen wohl wegleitend. Als Fossilfunde werden nur „problematische Dinger“ erwähnt. Der schon angeführte *Nereites* vom Chorro, sowie das von der Südseite der Sierra Tejada berichtete Auftreten von *Palaeophycus* oder *Eophyton Linneanum* (15) gehören hierher. Sie waren gewiss mitbestimmend für das wechselvolle Zuteilen der Gesamtformation bald zum Silur, bald zum Kambrium, wie dies in der geologischen Karte von Spanien wiederkehrt. (1892 zum Silur, 1919 in der neuesten Übersichtskarte 1 : 500000 zum Kambrium.)

Standpunkt von D. DE ORUETA und Einwände. Die Auffassung unseres Vorgängers ist schon berührt worden. Massgebend für ORUETA, die durch ihn auf gut 1000 m geschätzte, über dem „Estratocristallino“ liegende Schichtmächtigkeit als Kambrium anzusehen und jüngeres Paläozoikum auszuschliessen (vergl. Fig. 2), war das allmähliche Hervorwachsen dieser einheitlichen Formation aus den kristallinen Schiefen ohne jede Diskordanz, „cual si fuessen una sola“; die Triasformation ist die nächste Stufe, die er beschreibt. Diese Verallgemeinerung

des kambrischen Alters kam mir schon im Beginne meiner Exkursionen nicht sehr wahrscheinlich vor; die allmählich sich findenden Anhaltspunkte, z. T. ausserhalb des Kartengebietes gesammelt, gaben dieser „Abneigung“ recht. Die Gründe, die dazu bestimmten, die Schichtserie anders aufzuteilen, waren in der Folge: 1. die ohnehin nur unscharfe Abgrenzung eines „Kambriums“; 2. der jüngere Habitus des Hauptteiles der höheren Schichtserie und die darin gemachten dürftigen Fossilfunde und 3., als Endresultat, stratigraphisch klassifizierbare Fossilfunde.

Ad 1.: Wie schon erwähnt, ist die Kontinuität der Schichtfolge und die Zunahme der Kristallinität eine solche, dass das allmähliche Sicheinschalten von Grauwacken, resp. die ersten deutlich klastischen Gesteine, eine sehr vage Grenze ist, um ein Kambrium von einem ausgesprochenen Präkambrium abzutrennen; die Überlagerung mit einer mächtigen Schichtserie, die nach oben ja ohnehin nicht einmal vollständig erhalten ist, sowie die vielgestaltige geologische Geschichte (Orogenesen), die der Schichtkomplex durchlief, legen es nahe, schon ein teilweise metamorphes Kambrium vorauszusetzen. Solche Supposition lässt ein mächtigeres Schichtsystem für Aufteilung in höheres Paläozoikum übrig.

Ad 2.: Schon relativ beschränkte Exkursionen in den Bergzügen nördlich Málaga lassen zufolge des jungen Habitus der dort gewaltig mächtigen Formation ernste Zweifel am Vorhandensein von Kambrium aufkommen. Die Olivenschiefer und die ganze Serie jüngerer Gesteine, die keine oder nur schwache Sericitbildung (makroskopisch beurteilt) aufweisen, führen zu lithologischen Vergleichen mit Culm oder Devon. Eine vergleichende Exkursion in das Ostende der Sierra Morena (La Carolina), woselbst durch die neueren, eingehenden Untersuchungen von W. HENKE (59) früher für kambrisch gehaltene Schichten als wahrscheinliches Culm, das einem graptolithenführenden Silur aufgelagert, erkannt wurde, bestärkte mich in der Richtung einer „Verjüngung“ des Kambriums von Málaga. Lithologisch zeigen die Campana-Schichten (Culm?) der östlichen Sierra Morena grosse Übereinstimmung mit den höheren Schiefen des Betikums. Umso mehr durfte ein, wenn auch dürftiger Pflanzenfund in einer Schieferserie unmittelbar über den „calizas alabeadas“ (bei Torre Blanca nächst Fuengirola an der Südküste) als eine weitere Stütze im Vergleiche gelten. Mein Vermuten, dass es sich um eine Blattspreite eines *Asterocalamites* (oder *Calamites*) handeln könnte, hatte Herr Prof. J. KRÄUSEL (Frankfurt a/M.) die Freundlichkeit zu bestätigen. Dermassen war meine Stellungnahme gegenüber der Revision des Kambriums, als ich 1928 eine kurze stratigraphische Übersicht dem „Versuch der tektonischen Gliederung“ (78, p. 492) voranstellte.

Ad 3.: Die Verarbeitung des neueren Materials ändert diese Stellungnahme wieder insofern, als das Vorhandensein des Culm doch sehr in Frage gerückt wird und jene Schichtserie zur Hauptsache

als älter, als silurisch aufzufassen ist, dass aber das kambrische Alter der Gesamtschichtserie ausgeschlossen bleibt.

Die Fossilfunde von Ardales und Málaga. Vorkommen, geologische Lage und Gesteinsbeschaffenheit der Orthocerenkalke sind in vorangehendem Kapitel (p. 68) behandelt. Ich verdanke es der Zuvorkommenheit von Prof. MICHAELE GORTANI in Bologna, dass der höchst wichtige Fossilfund der rotfleckigen Kalke von Ardales die geschätzte Bearbeitung eines „Paläozoikers“ gefunden hat. Prof. GORTANI berichtet über seinen Befund (Übersetzung): „Es handelt sich um Kalke, deren Fazies vollkommen ähnlich ist den Kalken des Gothlandien mit Orthoceren in den Ostalpen. Sie enthalten kleine Orthoceren, welche nächst

Orthoceras Michelini BARR.

gestellt werden dürfen, deren spezifische Bestimmung aber nicht genau feststellbar ist. Ein Exemplar von

Orthis umbra BARR.,

blossgelegt durch Erhitzen, bestätigt, dass es sich um Gothlandien handelt.“

Ich selbst hatte unter der liebenswürdigen Leitung von Prof. GORTANI im geologischen Institut in Bologna Gelegenheit, mich von der vollkommenen lithologischen Gleichartigkeit der Gesteine von Ardales mit den Orthocerenkalken von der Creta di Timaun (Alpi Carniche) zu überzeugen. Während in den carnischen Alpen diese „*calcari mandorlati rossastri e bruno nerastri*“ Teil einer zusammenhängenden, oft recht mächtigen Kalkformation (Crinoiden und Korallenkalke von bis zu 400 m Mächtigkeit) ausmachen und Unter-Silur, reich an Graptolithen überlagern (73), bleiben, wie angeführt, die gleichaltrigen Kalke des Betikums nur auf klippenförmige Einstreuungen beschränkt.

Zu den Tentaculitenkalken von Ardales bemerkt Prof. GORTANI: „Dieselben repräsentieren sozusagen die gleiche Fazies der Tentaculitenkalke, die ich im Gothlandien der carnischen Alpen und in Sardinien entdeckte. Leider sind die Tentaculiten für eine Bestimmung nicht brauchbar.“

Die Kalkfazies, welche im oberen Silur eine bemerkenswerte Änderung des Schichtprofiles ausmacht, findet sich, wenn auch in geringwertiger lithologischer Variation in den Kalkkomponenten der klastischen Gesteine (polygenes Konglomerat) und enthält daselbst gleichfalls organische Reste. Von zwei Fundpunkten seien dieselben besonders erwähnt.

In den Oolithkalken am Castillejos südwestlich Ardales zeigt der Gesteinsschliff, dass gelegentlich rotaloid eingerollte Foraminiferen den Kern der Ooide ausmachen; sie sind generisch nicht be-

stimmbar. Neben dieser Art von Ooidkernen finden sich in gleicher Lage auch gut erhaltene Seeigelstacheln, nach der Form der Radiärsepta zu urteilen (schwach keilförmig sich verdickende Form), kann man auf ihre Zugehörigkeit zu *Eocidaris* schliessen; genauere stratigraphische Auskunft vermögen genannte Kalkkomponenten aber nicht zu liefern.

Konglomerate, die mit obigen des Turontales lithologisch vollkommen übereinstimmen, finden sich auch ausserhalb unseres Gebietes und habe ich, solche von der Peluca bei Málaga mit andern, aus der Gegend nordöstlich Granada vergleichend, beschrieben (91, 2a. Fig.). Die blauschwarzen Kalke der Peluca enthalten reichlich Brachiopodenquerschnitte, welche Prof. GORTANI als devonische *Stringocephalen* ansehen möchte. Trifft dies zu, so wäre dies ein Hinweis auf eine einst grössere Ausbreitung einer kalkführenden devonischen Schichtreihe.

Die Spärlichkeit der Anhaltspunkte zur Bestimmung des stratigraphischen Alters der betischen Schichten veranlasst hier auch einen Fundpunkt zu erwähnen, der ausserhalb des Gebietes liegt und dessen Bearbeitung noch nicht abgeschlossen ist. Dank der leitenden Unterstützung von Dr. W. HENKE (Siegen) konnte im Burghügel des Gibralfarro in Málaga eine Fundstelle von Pflanzenresten ausgebeutet werden, die durch Vermittlung des eben genannten Fachgenossen von Dr. WEYLAND in Elberfeld einer ersten Prüfung unterzogen wurden. Die organischen Reste finden sich in einer grünbraunen glimmerreichen Grauwacke; gewöhnlich sind nur kleine Bruchstücke erhalten, als oft gepresste Steinkerne, die organische Substanz ist ersetzt und nur etwa durch eine eisenschüssige, kohlige Haut oder eine dünnste Schicht, die die vegetabilische Form wiedergibt, angezeigt. Diese Grauwacke liegt im Niveau einer mächtigen Serie der „calizas alabeadas“, die freilich gerade dort, wo die Grauwackenformation mit den Pflanzenresten herrschend wird, aussetzt. Genannter Phytopaläontologe glaubt in den Pflanzenresten Blätter mit dichotom geteilter Spreite erkennen zu können, die auf *Beieria*-Arten schliessen lassen. Ein sicherer Anhaltspunkt für Alterszuweisung dieser Schichten, die, gibt man der faziellen Ausbildung Leitwert, — was kaum statthaft ist — jenen von Ardales gleichgestellt werden sollten, hat sich aus den Pflanzen noch nicht ergeben. Dr. WEYLAND denkt sogar an Perm, was aber ausgeschlossen ist.

Versuch einer stratigraphischen Aufteilung. Da die Feststellung der Orthocerenkalke von Ardales als die bis anhin bestbegründete Niveaubestimmung zu betrachten ist, kann, von ihnen ausgehend der vorläufige Versuch einer stratigraphischen Neuorientierung im Gesamtschichtsystem versucht werden, was freilich bei der Winzigkeit des Ausgangspunktes sich als eine starke Überschätzung des Möglichen herausstellt.

Betrachten wir im Nordrand des Betikums die Alabeadas-Serie und äquivalente Schiefer und Grauwacken als obersilurisch (Goth-

landien), so liegt es nahe, die tiefere Phyllitserie mit ihren Quarziten und Grauwacken das mit dem Obersilur verbundene Ordovicien zu vermuten. Wo beide Serien nicht trennbar sind, liegt in der Grauwacke-Formation ein einheitliches Silur vor, eine paläozoische „Flysch-formation“. Da keine Scheidung von einer tieferen, mehr kristallinen Formation vorgenommen werden kann, ist zu schliessen, dass sich das Kambrium in Übergang an das Silur anschliesst und bis in kristalline Formationen hinabreichen kann.

Schwierig zu entscheiden ist der Anteil eventuell höheren Paläozoikums in der Schichtserie des Kartengebietes. Ist Devon und Carbon (Culm) vorhanden oder ist die Serie bis zur Permo-Trias-Überdeckung silurisch? Helfende Vergleichsobjekte bei Rücksichtnahme auf andere dahingehend aufgeklärte Strecken der Cordilleren besitzen wir keine. Über der Alabeadas-Serie von Ardales, also dem Ober-Silur, folgt im Nordraum des Betikums noch eine recht mächtige Schiefer-Grauwackeformation mit dem geschilderten Übergang in grobklastische Sedimente. Etwelche, aber noch recht unsichere Andeutungen sind vorhanden, dass höheres Paläozoikum in diesen Schichten enthalten sein kann: einmal das Vorkommen von zwar zweifelhaften Devonkalken (Kalkkomponenten der polygenen Breccie mit Stringocephalen), und des weiteren, die für jungpaläozoisch gehaltenen Pflanzen in Grauwacken, die in den höchsten Schichten eines sehr mächtigen Silur sich vorfinden; die Fazies der Alabeadaskalke wäre dann aber als Parallelisationskriterium ausser acht zu lassen, denn sie liegt bei Málaga im gleichen Niveau mit der höchsten pflanzenführenden paläozoischen Serie. In solchem Falle kann man sich vorstellen, dass der Übergang ins Devon in der betischen Schichtreihe vorhanden sein mag, dass Teile desselben schon wieder der Umlagerung anheim fielen und zur Bildung der Konglomerate und Breccien führten; sie wären dann eventuell als der Ausdruck einer gewissen „kaledonischen Unruhe“ zu deuten. Welche Geschichte, welche Sedimente dem Betikum im Carbon zukommen, bleibt eine unaufgeklärte Frage.

Wir sehen somit: trotz dem erzielten, bescheidenen Fortschritt stetsfort noch Fragestellung allüberall. Dementsprechend will auch die schematische Schichtkolonne aufgefasst sein, die in Fig. 4 das Ergebnis der neuen stratigraphischen Aufteilung veranschaulichen möge.

6. Zur Mächtigkeitsschätzung des Paläozoikums.

Einigermassen genaue Kenntnis der äusserst unübersichtlichen Kleinfaltung mit ihren massenhaften brüskten Schichtverstellungen wäre Vorbedingung einer brauchbaren Mächtigkeitsschätzung. Solches zu erreichen ist aber ein Ding der Unmöglichkeit. Für das Gebiet von Ardales sind einige Zahlen schon angeführt (p. 59); sie geben in An-

lehnung an die zuletzt angedeutete Verteilung dem Paläozoikum eine Mächtigkeit von annähernd 1000 Meter, den tieferen präkambrischen Schiefen eine gleichfalls nicht geringere Schichtmächtigkeit. Innerhalb der Schichtserie, und auch dieselbe als Ganzes betreffend,

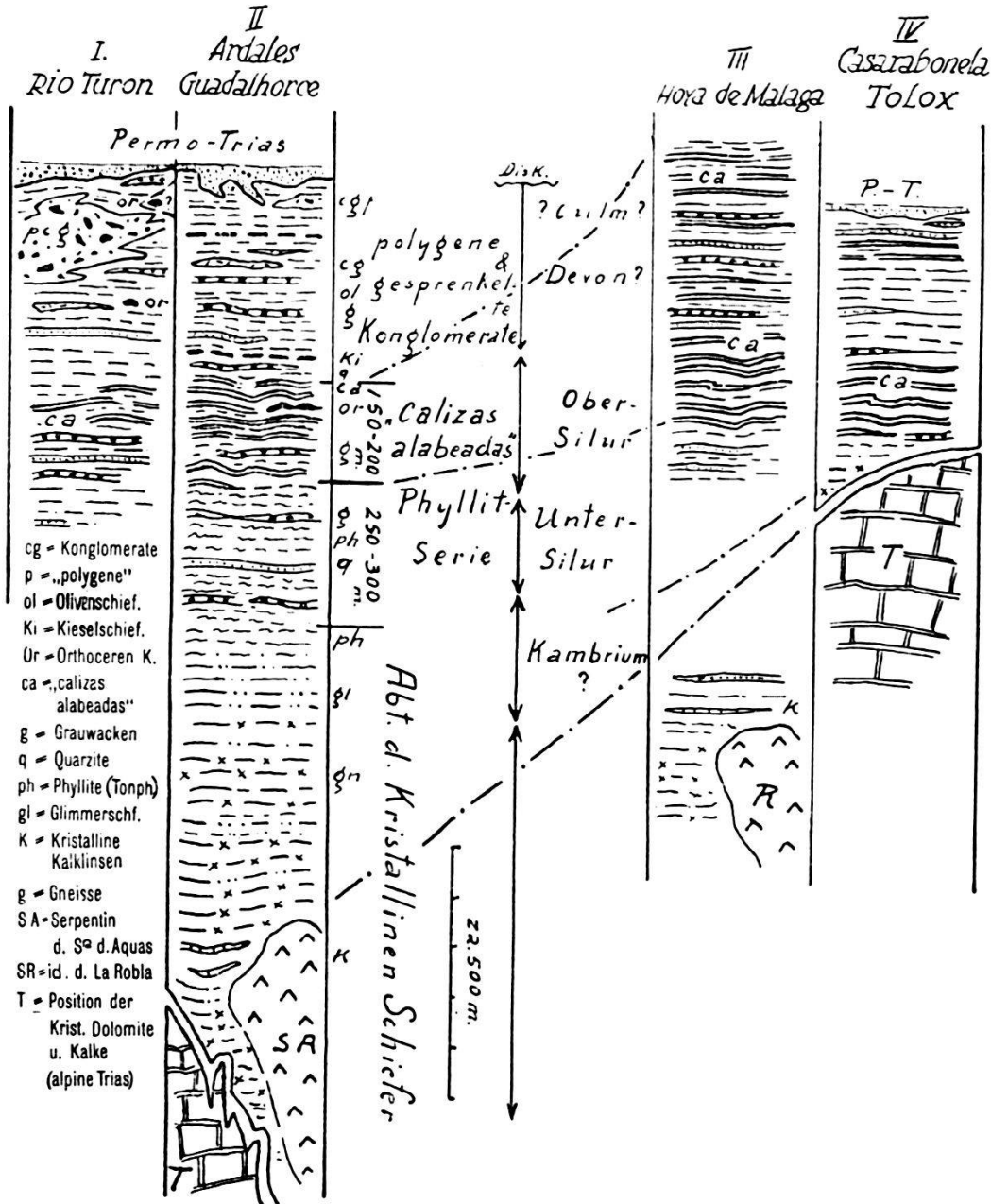


Fig. 4. Schematische Schichtkolonne für das Betikum innerhalb des Kartengebietes.

ändern sich die Verhältnisse aber rasch. In der begleitenden Schichtkolonne (Fig. 4) ist versucht, dies zu skizzieren. Wie der Wechsel innerhalb des Paläozoikums sich abspielt, zeigt am besten die Alabeadas-Serie, die doch gewissermassen als ein „point de repère“ sich ausnimmt. Von einer Schichtmächtigkeit von zirka 150 m im Gebiete von

Ardales reduziert sie sich nach der kurzen Strecke bis nach El Chorro auf vielleicht 10—20 m Kalkserie; mehr gegen S gewinnt die Serie eine Schichtdicke von mehreren hundert Metern; in der mittleren Hoya de Málaga ragt im Cerro de Gibargallo ein isolierter Berg paläozoischer Schiefer über die Flyschumgebung; er kann als Ganzes in die Alabeadas-Serie einbezogen werden (Kolonne III) obwohl innerhalb der wohl 600 m mächtigen Schichtserie sehr viel Grauwacke-, Quarzit- und Schieferzwischenhaltungen sich einstellen.

Im allgemeinen zeigt unsere Schichtkolonne, was ihre Höhe anbetrifft, ziemlich Übereinstimmung mit jener ORUETA's, dies umso mehr, wenn man bedenkt, dass eine ganz mächtige Schichtserie aus derselben entfernt erscheint und als ein nicht in das eigentliche Betikum gehöriger, fremder, dasselbe unterlagernder Komplex, die alpine Trias, daraus heraus gelöst wurde.

7. Beziehungen zum Paläozoikum der Nachbarschaftsgebiete.

Die Einheit des tektonischen Zusammenhanges mit der übrigen Serrania de Ronda, sowie den Montes de Málaga s. l. setzt in den übrigen Teilen der Provinz Málaga analoge Ausbildung der paläozoischen Schichtserie voraus; dies trifft denn auch zu. Teils beziehend auf ORUETA's Arbeit, teils auf eigene Beobachtungen, wurden daraus schon verschiedene Vergleichspunkte angeführt. Es ist besonders die leicht kenntliche Serie der „calizas alabeadas“, die durch ihr Wiederauftreten an der Südküste, sowie am Nordrand des Betikums (Tal des Rio Genal) die in grossen Zügen gleichartige Zusammensetzung des paläozoischen Schichtprofils im W-Ende der Cordilleren hervorhebt.

Wie schon für die kristallinen Schiefer angeführt, ändert die Beschaffenheit des Betikums ungefähr mit dem Meridian von Velez Málaga, dort kommt die tiefere Abteilung zum Ausstrich. Gegen Norden zu wird aber dieses gesamte Betikum, tiefere und jüngere Schichten in seiner rückwärtigen Verbindung durch die mächtig sich aufbäumende Antiklinale der Sierra Tejeda herausgehoben, eine tiefere tektonische Einheit, die Decken der Alpujarriden, wie sie VAN BEMMELEN zusammenfasste, tritt an dessen Stelle. In jenen Gebieten ist nirgends eine Ausscheidung von Paläozoikum möglich, da die jeweilige Unterlage der als triadisch angesehenen bunten und grauen Phyllite in den verschiedenen Einheiten eine stark metamorphe Schichtserie umfasst. Erst jenseits im NE des Beckens von Granada, in der Zone von Gogollos Vega, die R. W. VAN BEMMELEN zutreffend nach ihrem Inhalt beschrieben hat (76, p. 53), stellt sich die betische Serie von Málaga wieder ein. Ein Profil im Nordrand der Zone von Cogollos Vega habe ich schon früher (90, p. 1059) mit einem ähnlichen aus dem Rücken des Betikums von Málaga ver-

glichen. Die schwarzen Kalke, die nunmehr als Ober-Silur erkannten „calizas alabeadas“, die gesprenkelten Konglomerate, die grünbraunen Schiefer und ihre bankigen Einlagerungen, dies alles spricht unbedingt dafür, dass hier im Hangenden der Trias der Sierra Nevada die betische, paläozoische Schichtserie durchzieht.

Diese Festlegung gibt das Bindeglied für weitere Verfolgung des Paläozoikums von Málaga gegen Osten.

In anbetracht, dass das Betikum von Málaga in seiner geologischen Geschichte sicher stets eng verbunden war mit der Gesamtheit der Sedimente des betisch-rifschen und tyrrhenisch-algerischen Raumes, aus welchem sich das im Mesozoikum und besonders im Tertiär stark sich individualisierende betisch-rifsche Massiv entwickelte, möge hier ein gedrängter Exkurs in jene Gebiete eingefügt sein; der Vergleich des Paläozoikums ist dabei leitend.

Jenseits der bruchdurchsetzten Flyschdepression von Gibraltar kommt betischer Untergrund wieder in der *nordmarokkinischen Basalformation* zum Vorschein (*nördlicher Rif*). MILANS DEL BOSCH und DUPUY DE LÔME (32, 43) haben dessen Zusammensetzung mit hinreichendem Detail beschrieben, so dass in grossen Zügen der analoge Schichtaufbau zum Betikum von Málaga nicht zu verkennen ist; dies ist von umso grösserem Belang, da sich dort die Klassifikation des Paläozoikum, ähnlich wie bis anhin in Málaga, auf keine leitenden Fossilfunde stützen kann. Genannte Autoren unterscheiden wie ORUETA in der Serrania de Ronda über einer tieferen kristallinen Stufe ein zirka 500 m mächtiges Kambrium und ein anscheinend darüber transgredierendes(!) Silur. Ohne auf weitere Parallelisationen hier eintreten zu können, wozu auch nähere Vertrautheit im Felde Vorbedingung wäre, bleibt auf einzelne Punkte hinzuweisen.

Die Trennung zwischen tieferem Kristallin und den Schiefeln des Kambriums ist nach genannten Autoren recht deutlich. Auf das Vorhandensein des Kambriums wird nach lithologischer Analogie mit Südspanien geschlossen. Dabei ist massgebend das Vorkommen von kristallinen Kalken innerhalb der Schiefer und die Abwesenheit von Quarziten, die als leitend für Silur angesehen werden; die vorhandenen Quarzite (Punta Benzú) werden einem tieferen „Estrato-cristallino“ zugewiesen. Das Vorkommen von öfterer Einschaltung von schiefrigen Kalken und von Bänken eines schwarzen und blaugrauen Kalkes legt mir die Vermutung nahe, dass in dieser kambrischen Schichtfolge vielleicht doch die silurische von Málaga enthalten sein kann.

Das Silur, das erst späterhin erkannt wurde (62, p. 146) setzt sich nach genannten Autoren aus Konglomeraten, Quarziten und Schiefeln zusammen; die Konglomerate werden als Basis der Formation angeführt. Das erst vermutete Devon erwies sich später als tertiäres Sediment. Über den tieferen paläozoischen Formationen

— an betreffender Stelle ohne Silur — liegen westsüdwestlich Ceuta die Konglomerate des Perm und der Trias.

Dieses rif'sche Paläozoikum war schon in frühen Jahren (1847) durch COQUAND für silurisch gehalten worden; dieser Auffassung folgte auch FERNANDEZ NAVARRO, und L. GENTIL (27) glaubte, dasselbe dem Gothlandien einfügen zu dürfen, indem er die Schiefer mit jenen der Traras (Provinz Oran) und jenen des hohen Atlas mit *Monograptus* verglich. Allen Vermutungen und Vergleichen fehlt aber die Unterlage eines genaueren Profiles und die Fossilführung.

Eine bedeutende Lücke klafft noch zu einer auch nur schematischen Kenntnis der östlich anschliessenden Rifküste. Mehr Aufschluss vermitteln die Arbeiten von ALFONSO DEL VALLE und P. F. IRUEGAS (32, 62) über die *Nordspitze* der *Guelaya* (Gegend von Melilla). In einem räumlich beschränkten Areal tritt südlich des Cabo de Tres Forcas das Paläozoikum unter jüngeren Formationen (Miozän und Andesite) zutage, und zwar in einer Folge von Schiefen (pizarras satinadas) und Quarziten; es liegt auf einer Serie von Glimmerschiefen und Gneisen und enthält dolomitische Kalkbänke. Die gleiche Aufeinanderfolge, „Archäikum“-Silur (letzteres wieder mit weissen Quarziten), glaubten die gleichen Autoren etwas mehr südwestlich in der Küstenkette im Gebiet der Beni Said erkennen zu können. Paläontologische Anhaltspunkte fehlen überall. In Anlehnung an gleichartige Formationen im südlicher liegenden Bergbaudistrikt der Beni bou Ifrur, wo leidliche Fossilreste orientieren sollen, wird Ordovicien-Alter gefolgert. Auffällig ist es, dass 10 Jahre später (62) jene Strecken als Jura in Karte und stratigraphischem Résumé dargestellt werden. Vergleiche des Paläozoikums werden durch eine dermassen ungewisse Unterlage recht illusorisch. Immerhin kann aus der ganzen, recht raschen Durchsicht der Küste spanisch Marokkos doch hervorgehen, dass eine dem Betikum sehr ähnliche Schichtfolge vorhanden ist. Schreiten wir weiter nach Osten vor.

Das Ausgehen der tektonischen Einheiten der Rifküste ins Mittelmeer in der Gegend von Melilla bringt uns, auf dem Festland weiter ostwärts folgend, in das südliche Vorland. Demselben gehört das Bindeglied zwischen Tell und mittlerem Atlas, die Jurafalten der *Beni Snassen* an. L. GENTIL (24) beschrieb aus ihrem Antiklinalkern kohlige, schwarze Schiefer, darunter liegend ein System von Schiefen und weissen und rosa Quarziten; die höhere Serie wird als Ober-Silur (Gothlandien) angesprochen und mit dem Paläozoikum der Andjera (span. Nordmarokko) und dem Hohen Atlas verglichen.

Beschränken wir unsere weitere Verfolgung einer betisch-rif'schen Primärzone — dies entsprechend dem vermutlichen Verlaufe isopischer Richtungen im Altpaläozoikum Nord-Afrikas — auf die östlich anschliessenden paläozoischen Kerne, auf die „*géanticlinal kabylie*“. Diese Zone leitet vom Cap Tenès über Algier (Massif de Bonzarea)

in die Djurdiura, die „petite Kabylie“ und die Chaîne des Babors zum Massiv von Bône. Auf die lithologischen Analogien der tieferen Schichtserie der Kabylie mit entfernteren Gebieten (Belgien, Rheinland) hat F. EHRMANN hingewiesen (52). Noch engere paläogeographische Verwandtschaftsbeziehungen und gleichartige tektonische Geschichte dürften diese Gebirge mit dem betisch-rif'schen Massiv gemeinsam haben. Eine befriedigende Parallelisation schliesst aber die nicht hinreichende Kenntnis der betischen Seite aus. F. EHRMANN teilt in der „petite Kabylie“ bei Djidjelli das Paläozoikum folgendermassen (von oben nach unten) auf:

7. Marmorisierte Kalke und Breccien mit reichlich *Orthoceren*, *Crinoiden* und *Korallen*;
Diskordanz;
6. mittlere, sandig-schiefrige Schichtserie (Einschaltungen von Quarziten, Konglomeraten und Grauwacken, dicht erfüllt von *Tentaculiten*);
5. Detritische Schichtserie: Konglomerate mit milchigem Quarz;
5, 6 und 7 = Devon.
Diskordanz;
4. Detritische Schichtserie: Konglomerate, Quarzite und Arkosen (maximale Phase kaledonischer Gebirgsbildung);
3. Schiefrige Schichtserie:
 - d) violette Schiefer (stark gefaltet) Zwischenschaltung von bunten Breccien und Konglomeraten (erste kaledonische Bewegungen);
 - c) Braune Schiefertone mit Graptolithen; phyllitische Schiefer, Tafelschiefer (graphitisch) und Alaunschiefer;
 - b) Phyllite und glimmerige Schiefer mit Quarzadern (metamorphe Serie);
 - a) Quarzite und quarzitisches Sandsteine, weiss, blau, violett oder grünlich;
 3 und 4 = Silur.
2. Detritische Schichtserie, Kambrium: bräunliche, rötliche oder grünliche Konglomerate;
Diskordanz;
1. Algonkium und Archaikum:
 - d) Metamorphe Schiefer, oft recht kohlig;
 - c) Glimmerschiefer durchsetzt von Granuliten und Pegmatiten etc., örtlich Cipolline.
 - b) Augengneis;
 - a) Phyllite und Quarzphyllite, chloritische Gneise.

Es ist klar, dass die Gegenüberstellung des kabyliischen Alt-Paläozoikums nicht unmittelbar zu greifbaren Vergleichen mit dem

betischen führen kann. Als lithologische Analogie erkennt man auch in der kabyliischen Serie einen Übergang in eine kalkreichere Entwicklung im oberen Teil, nicht in der tiefsten kristallinen Serie wie es die frühere Stratigraphie des Betikums mit sich brachte. Während die „marbres bréchoides“ in der Kabylie durch ihre Orthoceren ins Devon verwiesen werden, bewirken ebenfalls *Orthoceren* im Betikum die Stellung der rotbraunen Kalke ins Ober-Silur. Eine Parallele in der Schichtserie kann vielleicht darin gesehen werden, dass beiderorts die starke Zunahme grobklastischer Sedimente im Dache der Silurformation sich einstellt; F. EHRMANN sieht darin die Anzeichen der kaledonischen Faltung.

Nochmals ein weiter Sprung führt von der algerischen Nordküste nach *Sizilien*, woselbst in dessen Nordostecke, in den Monti Peloritani, die alte Unterlage wieder zum Vorschein kommt. Auch jene Gesteinsserie erweist sich, lithologisch besehen, der betischen recht verwandt; ich glaubte darauf schon in anderem Zusammenhange (105) hinweisen zu dürfen. Bemerkenswert ist der hervorragende Anteil, den alte z. T. kristalline Kalke am Aufbau des peloritischen Kristallins resp. Paläozoikum nehmen; deren stratigraphische Stellung ist aber noch nicht aufgeklärt.

In der Umrandung des heutigen tyrrhenischen Raumes angelangt, ist ein Hinweis auf das Paläozoikum *Sardiniens* statthaft (s. 71), zumal die betischen Tentaculiten-Kalke mit jenen dieser Insel durch den ausgezeichneten Kenner ihres Paläozoikums, Prof. M. GORTANI verglichen worden sind (p. 76). Das vorwiegend schiefrige und fossilführende Unter-Kambrium *Sardiniens* wird gefolgt von einer kalkigen mittleren Stufe (*Archaeocyathus!*), der stellenweise eine vorwiegend sandige höhere Abteilung auflagert. Ein erster stratigraphischer Hiatus liegt an der Basis der Ordovicien, das durch grobklastische Sedimente das Silur einleitet; schiefrige Fazies, reichlich paläontologisch durch leitende Brachiopoden und Graptolithen belegt, leiten ins Ober-Silur, wo die Kalke mit *Orthoceren*, *Tentaculiten* und *Cardiola interrupta* leitend sind. Kaledonische Faltung ist durch die horizontalen Clymenienkalke auf stark gefallenem Silur angezeigt.

Nicht ausser acht gelassen sei auch die Insel *Menorca*, deren regional-tektonische Beziehungen zum Betikum vielleicht viel unmittelbarer sind, als dies gewöhnlich angenommen wird. Nach den übereinstimmenden Befunden von HERMITE und P. FALLOT (45 47) ist als ältestes Paläozoikum, das mit seiner starken Kleinfaltung und Sterilität seiner Schichten sehr an malagensische Verhältnisse gemahnt, allein Devon, hauptsächlich in einer Serie von pflanzenführenden (*Archaeocalamites*) Sandsteinen und Schiefeln vorhanden; abgeschlossen wird die Formation mit Kalken, deren Cephalopodenquerschnitte Oberes Devon oder Carbon angeben können.

Die Ausschau nach einigen westmediterranen paläozoischen Schichtserien, zu welcher die Beziehungen zur nordmarokkanischen

Basis weitergeführt haben, bringt uns wieder nach der iberischen Halbinsel zurück, deren Paläozoikum in den weiten Strecken seiner Meseta seit altersher ein Hauptgegenstand der Forschung spanischer Geologen gewesen ist. Obwohl räumlich heute zum Betikum mehr benachbart, kann nach tektonischen Überlegungen gefolgert werden, dass diese Nachbarschaft allein eine durch alpine Bewegungen herbeigeführte ist (ARGAND'S und R. STAUB'S Nordwanderung des afrikanischen Blocks!) Málagas Untergrund ist vielmehr afrikanisches Land als iberisches. Nur einige wenige Beziehungen, insbesondere zur meist benachbarten *Sierra Morena* und der etwas mehr entfernten marokkanischen Meseta seien noch erörtert.

Für stratigraphische Korrelation innerhalb des tieferen Paläozoikums musste in anbetracht des Fehlens anderer Unterlage von den älteren Forschern, bis eingeschlossen unsere Zeit, stets nur von allgemeinen lithologischen Vergleichen ausgegangen werden. Dass dadurch bei der so grossen Schichtmächtigkeit und ihrem Fazieswechsel keine präzisen Resultate möglich wurden, ist erklärlich. Die fortschreitende stratigraphische Erforschung der *Sierra Morena* ändert ohnehin des öfteren das geltende Schichtprofil ab, meist in dem Sinne, wie dies A. CARBONELL (72) und W. HENKE (59) gezeigt haben, dass für älter gehaltene Formationen (Kambrium) ein bedeutend jüngeres Alter nachgewiesen werden kann.

Verschieden scheint Nord und Süd des Guadalquivir das Verhältnis von Kambrium zu Präkambrium zu sein, denn aus der westlichen *Sierra Morena* wird durch MACPHERSON eine ausgesprochene Faltungsdiskordanz zwischen beiden geltend gemacht, die noch durch ein Basiskonglomerat des Kambriums gelegentlich hervorgehoben wird. Aber auch für das Kambrium ist, sieht man von vorhandenen Grauwacken und Schiefen ab, kein bindendes Analogon aufzustellen, insbesondere, wenn man für die aus der *Sierra de Córdoba* durch HERNANDEZ PACHECO (35) bekannt gewordene *Archaeocyathiden*-Fauna mit ihrer Kalkfazies auf betischer Seite einen ähnlich bedeutenden Kalkeinschlag suchen wollte. Von einer etwas mehr genäherten Gleichartigkeit der Sedimente darf man für das Silur sprechen. Zwar ist eine ausgesprochen sandige Basis, wie es die Schichten mit *Scolithes* darstellen, auf betischer Seite nicht vorhanden; dagegen liegt es nahe, gewisse Ampelitschiefer der *Sierra Morena* mit gleichfalls kohligten Schichten der Phyllitserie zu vergleichen; der hervorragenden Rolle, welche im Silur der Meseta die hellen Quarzite einnehmen, mag das reichliche Vorkommen der Quarzitbänke bis hinauf in die Serie der „calizas alabeadas“ entsprechen. Dass die Wiederkehr von Serien von Quarzitlagen in früher ungegliederter Schichtreihe zur Parallelisierung mit bekannten Stufen des Unter-Silurs (*Cruziana*-Quarzite von Almadén) führen kann — freilich an betreffender Stelle von fossilführenden Schichten (*Orthis*-Schichten) begleitet —, haben die eingehenden Untersuchungen von W. HENKE im Ostende der

Sierra Morena gezeigt. Ob eine Kalkfazies, die jener der Alabeadas-Kalke und besonders den betischen, silurischen Orthocerenkalcken entsprechen kann, auch im iberischen Paläozoikum angetroffen wurde, vermag ich nicht zu beurteilen. Mögliche Beziehungen zu den Kalcken mit *Cardiola interrupta* erfordern alle Aufmerksamkeit.

Zur Orientierung über die Entwicklung des Alt-Paläozoikums sei eben noch der Blick nach der *marokkanischen Meseta* gelenkt. In dem meist nördlich vorkommenden Paläozoikum ist in der Umgebung von Rabat (am Bou Regreg) das Silur in reicher Entwicklung vertreten. Nach G. LECOINTRE (64) ist das Ober-Silur anwesend als bituminöse Schiefer (Graptolithen, *Trilobiten*) und schwarze Kalke (calcaires noirs fétides à graptolithes et lamellibranches, calcaires noirs fétides à orthocères et schistes avec nodules); ferner gesellen sich zu dieser schiefbrig-kalkigen Serie kristalline Kalke (weiss, rosa oder grauschwarz) und körnige, quarzführende Dolomite. Das tiefere Ordovicien hat stark sandigen Einschlag. Das Kambrium enthält die Schiefer mit *Paradoxites*, Psamite und Quarzite und sandige Schiefer, denen in grosser Mächtigkeit feinblättrige Schiefer folgen. Bemerkenswert ist die gewaltige, in die Tausende von Metern gehende Mächtigkeit, welche der unter dem Ober-Silur liegenden Schichtserie zukommt.

Rückblickend auf das weite, durchgangene Gebiet des westlichen Mittelmeeres, bleibt festzuhalten, dass trotz aller örtlichen Verschiedenheiten, das Altpaläozoikum als ganzes die mächtige Sedimentanhäufung einer alten Geosynclinale darstellt, in welcher keine durchgehende Transgressionsbildung sich hervorhebt; in diesen Typus einer prädevonischen Schichtreihe fügt sich auch die betische als ein mehr oder weniger metamorph gewordenes Glied ein.

IV. Die Permo-Trias.

Die Ablagerungen, welche das Paläozoikum abschliessen, resp. das Mesozoikum einleiten, werden nach ihrer tektonischen Lage gesondert betrachtet. Wir stellen die betische Permo-Trias der penibetischen und citrabetischen Trias gegenüber, eine Trennung, auf die schon früher (78, p. 499) hingewiesen wurde.

1. Bemerkungen zur stratigraphischen Abgrenzung und Nomenklatur.

Ebensogut wie in Mitteleuropa die Zusammenfassung von Carbon und Perm in ihrer marinen und subkontinentalen Ausbildung zu einem Permo-Carbon oder Anthracolithikum seine Berechtigung hat, so mag auch in der betisch-marokkanischen Region von einer Permo-Trias die Rede sein. Die Zusammenfassung zweier Formationen, auch in Strecken, wo es gelang sie stratigraphisch zu gliedern, hat,

erwägend ihre Zusammengehörigkeit zu einem kontinental-lagunären Sedimentationszyklus, gewiss nichts Künstliches an sich. Der zwingende Grund in unserem Falle ist aber die Unmöglichkeit Ablagerungen voneinander zu trennen, welche einerseits nach regionalem Vergleich entschieden Permcharakter haben, von andererseits solchen, die wir gewöhnlich in die Trias stellen (Dolomite, Gips, bunte Mergel).

Eine gleichartige Zusammenfassung, wie sie in unserem Gebiet als vorläufig einzig praktische Lösung gegeben ist, hat auch L. GENTIL für Marokko eingehalten (27 etc.). Wenn neuerdings die Bezeichnung Permo-Trias verpönt wird (z. B. J. BARTHOUX, 54), so geht dies für betische Verhältnisse zu weit, da hier nicht der geringste Fossilinhalt erlaubt eine Scheidung hinein zu legen, wo keine ist. In dieser Hinsicht können wir deshalb auch nicht den spanischen Autoren in Nordmarokko folgen (32), die auf Grund der Farbe die psamitischen Sedimente in Perm (grün) und Trias (rot) auseinanderhalten; beobachtete Diskordanzen können bei solchen klastischen Bildungen von lokaler Natur sein. Eine gleiche Beurteilung erhalten auch durch die spanischen Fachgenossen die groben, roten Sedimente der Sierra Morena, wo sie für Trias gelten, während ein alpiner Geologe eher geneigt ist, Bildungen des Perm vor sich zu sehen; so spricht denn auch R. STAUB von „Verrucano“ in der subbetischen Zone bei Granada (63, p. 217). Von besonderem Belang in dieser Frage ist die neuerdings gemachte, ziemlich sichere Feststellung von Perm (Autunien mit *Walchia cf. piniformis*) in roten Sandsteinen bei Khenifra auf der marokkanischen Meseta durch H. TERMIER (83). Und zum Schlusse sei nicht übergangen, dass auch in den Pyrenäen in neueren Arbeiten (JACOB, DALLONI u. a.) die rote, klastische Abteilung ins Perm gestellt wird, während von den höheren Mergeln als Keupertrias die Rede ist. Gleiches gilt auch vom Tell und den kabyllischen Massiven, aus welchem ersterem Gebirge die groben roten Konglomerate des Beni Menir als Bildungen des Rotliegenden angesehen wurden (SUESS, GENTIL).

2. Erkennung, Verbreitung und Diskordanzverhältnisse.

Die Hauptverbreitung permotriasischer Flächen innerhalb des Betikums liegt ausserhalb des Kartengebietes; vornehmlich sei jedoch nur auf dieses letztere bezug genommen. Bei den ältesten Autoren findet sich meist eine derart zutreffende Beschreibung der roten klastischen Sedimente, dass über Gleichheit der Formation kein Zweifel aufkommt. Dessen ungeachtet blieb, obwohl die Forscher der Mission d'Andalousie (MICHEL-LÉVY und BERGERON, 17) die von Ihnen als Perm bezeichnete Formation längs den südlichen Gebirgen zutreffend beschrieben, die Kenntnis der Verbreitung und Lagerung lückenhaft; auch D. DE ORUETA's Monographie füllt diese für den Nordrand des Betikums recht lückenhaft aus, da noch belangreiche Zonen (Rio Turon) innerhalb seines „Nummulitico“ eingeschlossen bleiben.

Nach dem Gesagten ist es begreiflich, dass ORUETA in Anlehnung an die spanischen Autoren entschieden von einer triasischen Formation spricht (31, p. 350—356). Für ihn waren hauptsächlich dafür zwei Gründe stichhaltig: einmal die Anciennität der Auffassung als Trias, und des weiteren der Fund vermeintlicher Triasfossilien in ihren Lagen. Da die letzteren sich aber unzweifelhaft überhaupt nicht auf betische Trias beziehen¹⁾, sind diese Erwägungen nicht mehr stichhaltig.

Die Permo-Trias findet sich im Gesamtgebiet nirgends mehr als eine über grössere Flächen ausgebreitete, landschaftsaufbauende Formation. Teils junger, teils älterer Abtrag haben diese alte Schuttanhäufung wieder weitgehend entfernt. Da wo diese Sedimente in ältere Schiefer eingefaltet sind, blieben sie in längeren Zonen erhalten, wie längs des Rio Turon. Auf der Südseite des Gebirges sind nur kleine Relikte vorhanden, die aber gerade früherer Beschreibung und Erkennung als Ausgangspunkt dienen (so z. B. zwischen Yunquera und Tolox, Mission d'Andalousie). Mehr landschaftsbestimmend, hauptsächlich auch durch die Mitbeteiligung der Dolomite werden die dort vollkommen triasischen Habitus gewinnenden Ablagerungen in der Umgebung von Almogia in den Montes de Málaga.

An der Basis der Permo-Trias liegt die erste deutlich wahrnehmbare Diskordanz in der paläozoischen Schichtreihe des Gebietes. Sie ist aus der Serrania de Ronda schon längst bekannt und macht sich besonders wahrnehmbar durch den klastischen Charakter und die rote Farbe der einer im allgemeinen grünbraunen Unterlage aufliegenden Sedimente. Die Klinodiskordanz zu den tieferen Schiefen ist aber nicht stets sehr deutlich; im Gegenteil, sie ist oft vollkommen verwischt, da beide Formationen durch spätere Faltung stark verdrückt und auch tief ineinander gefaltet sein können (Prof. Fig. 12). Solche Lagerungsweise war es auch, die mich veranlasste in einer ersten Aufteilung und Kartenskizze (75) die obere „rote Stufe“ mit den Schiefen zusammen im nächst tieferen Betikum zu belassen.

3. Zusammensetzung und lithologischer Charakter.

Der lithologische Charakter der Permo-Trias zeichnet sich bei sprunghaft raschem Wechsel in engem Bezirk, durch eine regionale Gleichheit des Sedimenttypus aus. Beschreibungen aus Nord-Afrika,

¹⁾ Solcher Fund ORUETA's (31, p. 353) bezieht sich auf die Llanos de Navas in der zentralen Serrania. In der Sammlung des Instituto Geologico in Madrid hatte ich Gelegenheit einen schiefrigen Kalk in ORUETA's Sammlung von dieser Lokalität zu finden der einen unbestimmbaren Gastropodenquerschnitt enthielt. Dieser Fossilinhalt für sich ist sehr von Belang; er gehört aber nicht der betischen Trias an, sondern liegt innerhalb der Kalke alpiner Trias, die ORUETA in jener Gegend als Kambrium aufgefasst hatte. (Serie der Torrecilla Fig. 2.)

aus der Sierra Morena oder gewissen Teilen der Sierra Nevada können grosso modo auch auf unser Gebiet Anwendung finden.

Das Vorkommen der *roten Sandsteine und Konglomerate* ist vorwiegend auf die basalen Teile der Gesamtformation beschränkt, wobei auch wieder die Konglomerate an der Basis mehr vorwiegen (Casarabonela, Tolox); eine Regel hierin ist jedoch nicht vorhanden, da sogar auch die sonst höheren Dolomite fast unmittelbar den älteren Schiefen aufliegen können (Almogia) und in geringer Entfernung davon wieder die roten Sandsteine zu grosser Mächtigkeit anschwellen.

Die Farbe der Sandsteine ist weinrot, oft von einer recht dunklen Nuance, hellere, mehr ziegelrote Farben sind seltener; das Korn ist mittel, der Quarzgehalt gegenüber anderen Komponenten sehr vorherrschend, toniges Zwischenmittel ist verbreitet, der Glimmergehalt (Muscovit) ist wechselnd, aber im allgemeinen nie stark hervortretend, desgleichen ist der Feldspatgehalt gewöhnlich nicht so, dass man von einer Arkose reden kann; ein Kalkgehalt des Bindemittels dürfte eher sekundär sein. Oft ist der Sandstein — besonders in den Montes de Málaga — als ein weisser, harter, meist auch dickbankiger Quarzstein (fast quarzitisches) vorhanden; auch rosagefärbte Typen (4, Fig. 16) treten in den quarzitischen Typen gelegentlich auf.

Der Übergang der Sandsteine in grobe klastische Sedimente ist sprunghaft; konglomeratische Partien sind nestförmig im Sandstein eingestreut oder schwellen zu mächtigen Linsen oder dicken Bänken an (1, Fig. 12); das Gleiche gilt auch von schiefrig-tonigen Einlagerungen. Die Konglomerate zeigen eine ausgesprochene Vormacht von weissen Quarzkomponenten, deren Grösse um Nussgrösse, seltener um Faustgrösse, variiert; schwarze Kiesel (Lydite), blaugraue kieselige Schiefer, selten grünliche Schieferbrocken, Quarzitsandsteine und kristalline Komponenten treten in ganz untergeordneter Weise zu der Quarzvormacht.

Zu diesen mehr oder weniger grobkörnigen Sedimenten treten in ganz untergeordneter Weise tonig sandige, rote Schiefer, dünnblättrige etwas sericitische, grünliche oder violettrote Schiefer und schwarze Kieselbändchen; in Gesellschaft der Schiefer finden sich gewöhnlich auch dünnere Dolomitbändchen. Nur ganz selten wurde die für germanische Trias typische Vergesellschaftung von bunten Mergeln mit Gips angetroffen (linksseitig des Rio Turon).

Einen wichtigen Bestandteil der Formation, und zwar gewöhnlich des höheren Teiles, machen die *Dolomite* aus. Es sind staubgraue bis gelblich-graue, gewöhnlich gutgebankte Gesteine, die da und dort sandig werden können und direkt in die roten Sandsteine (z. B. Pantano Andrade) übergehen. Während der Dolomitanteil in den kleinen Exklaven fast ganz fehlt, wird er im Gebiet von Almogia (und weiter südlich gegen Málaga) viel bedeutender; der an einigen Stellen brecciöse Dolomit formt dort 10—20 m dicke Lagen, die klippenförmig die Hügel krönen. Über die Dolomitenatur mögen die zwei

Analysen Nr. 4 und 5 (zwar von ausserhalb des Kartengebietes) in der Tabelle p. 107 orientieren. Während sich in der alpinen Trias ein Übergang von Dolomit nach Kalken einstellt, ist der betische Dolomit mehr geneigt zu „versanden“.

Weder Dolomit noch sandige Sedimente haben brauchbaren Fossilinhalt geliefert. Der Sandstein zeigt höchstens, und dies in unserem Gebiet äusserst selten (mehr im Süden) dürftiges Pflanzenhexel; im Dolomit von Almogia sind undeutliche Gyroporellenreste erkannt worden. Aus den triasischen Habitus aufweisenden Sandsteinen der Küste von Málaga erwähnte schon vor 70 Jahren ANSTED „obscure vegetable markings and fragments of fossil wood“ (4), worunter ein schlecht erkennbarer *Equisetites columnaris* sich befunden haben soll. Es liegt nahe in dem höheren Teil der zur Permo-Trias zusammengefassten Serie, also in den Dolomiten, vornehmlich von Almogia, schon eine mittlere Stufe der Trias vorauszusetzen. Sichere Anhaltspunkte dafür gibt es aber eben keine; das gelegentliche Vorkommen des Dolomites an der Basis (ev. eine Transgressionserscheinung) konnte in entgegengesetztem Sinne, d. h. im Sinne permischer Zugehörigkeit, gedeutet werden; andererseits ist aber auch nie beobachtet, dass die roten Sandsteine über den Dolomiten liegen; eine Keuperfazies ist in der betischen Trias nur ganz zaghaft angedeutet. Die gegebene Charakterisierung dieser Sedimente stellt sie in einen gewissen Gegensatz zur Triasentwicklung anderer Zonen unseres Gebietes (penibetische oder citrabetische Trias), weshalb diese als eine malagensische Fazies bezeichnet wurde.

Als ein Hauptgrundzug dieser Fazies bleibt hier nochmals auf den überwiegenden Anteil, den grobklastische Sedimente in derselben einnehmen, hinzuweisen. Die Häufung von Quarz ist oft dermassen bedeutend, dass dessen Menge zum paläozoischen Untergrund, aus welchem diese Formation doch das postherzynische Aufbereitungsprodukt darstellt, fast in einen Gegensatz kommt. Eine bedeutende Sichtung und Häufung des Quarzrestes des Abtrages hatte zum mindesten stattgefunden; vielleicht, dass auch weiterer Transport (aus Süden?) oder Umlagerung (Restschotter!) vorausgesetzt werden dürfen. Der unvermittelte Wechsel und die nie fehlende rote Farbe zeigen an, dass es sich um torrentielle Bildungen in aridem Klima handelt.

Bei dieser faziellen Beschaffenheit der Formation muss man staunen, wenn D. DE ORUETA aus derselben einen geringen Ölgehalt (Ölgeruch) anführt (zwischen Guaro und Tolox, 31, p. 355); trifft dies wirklich zu, so dürfte derselbe wohl am ehesten als von der überlagernden tertiären Flyschformation herrührend angesehen werden.

Über die Mächtigkeit der Formation lassen sich in anbetracht ihrer sporadischen Verbreitung und Erosion nur dürftige Anhaltspunkte gewinnen. In den Sandsteinzonen südlich des Turon sind diese zwischen älteren Gesteinen eingefalteten Sedimente noch am

besten erhalten geblieben. Am Capellanabhang (Fig. 12) sind ungefähr 50—80 m vorhanden, bei Andrade quert man die steilgestellten Sandsteine (mit Gips), sandigen Dolomiten und daraus sich entwickelnden Kalke auf volle 200 m Querdistanz, welche auch ungefähr der Mächtigkeit entsprechen.

Die bis anhin besprochenen betischen Formationen werden insgesamt von Tertiär überdeckt, innerhalb, respektive unter welchem nur ganz spärliche Reste mesozoischer Formationen erhalten geblieben sind, die, wie das Tertiär, zusammenehend mit der Beschreibung der penibetischen Formationen Erwähnung finden werden.

V. Die Intrusivgesteine des Betikums.

Das Gebiet des kristallinen Teiles der Serrania de Ronda hat wie wenige andere Gebiete Spaniens schon frühzeitig eine petrographische Durchforschung erhalten; von MACPHERSON zu MICHEL LÉVY, DUPARC und ORUETA sammelte sich eine stets reicher werdende Fülle von Tatsachen an, so dass die Kenntnis der Eruptivgesteine, was ihre systematische Stellung anbelangt, eine recht vollkommene ist; allein die Koordination mit neueren Anschauungen der regionalen Gesteinsmetamorphose und mit Ergebnissen tektonischer Forschung, insbesondere was die kristallinen Schiefer betrifft, steht noch aus. Da sich die ausgeführten Studien in anderer, vorwiegend tektonischer Richtung bewegten, wird auf den Inhalt des Betikums an Eruptivgesteinen nur in mehr resumierender Weise eingegangen. Es kommt denselben in den Gebirgen am Guadalhorce auch noch nicht jene alles aufbauende Bedeutung zu, wie dies für mehr westliche Teile der Serrania Geltung hat. Unter Zugrundelegung der von ORUETA teils abweichenden Altersklassifikation lassen sich die insgesamt als Intrusiva vorhandenen Eruptivgesteine folgendermassen auseinanderhalten:

1. Alte Gangintrusiva;
2. Jüngere Ophiolithica;
3. Saure, jüngere Ganggesteine.

1. Die alten Gangintrusiva.

Ihre Erwähnung kann hier sehr cursorisch geschehen, da ihre Verbreitung in den Bergen um den mittleren Guadalhorce äusserst gering sein muss, denn ihnen zugehörige Gesteine wurden erst im Übergangsgebiet in die eigentlichen Montes de Málaga angetroffen. Anders erscheinen jedoch in dieser letzteren Gegend die betischen Gesteinsserien (exklusive Permo-Trias) von Dioritgängen geradezu durchwirkt; gewisse Strecken mit Häufung der Gänge und prächtiger Umwandlung der Schiefer in Knotenschiefer stehen solchen gegenüber, die wieder ärmer an eruptiver Durchsetzung sind. Die nördlichsten Ausläufer dieser nur die altpaläozoische Schichtserie

durchsetzenden Ganggesteine reichen anscheinend nordwärts nur bis in die Gegend von Álora, wo Dioritgänge von ORUETA noch erwähnt werden (31, p. 295). Ein weiteres Verbreitungsgebiet der Dioritgänge — gewöhnliche Mächtigkeit ca. 1—3 m, seltener über 10 m — liegt längs der Südküste, wo allein auch saure Ganggesteine, wie Turmalinpegmatite und Granulite, beobachtet wurden (vergl. 31, p. 293; 17). Ergussgesteine zu den gangförmigen Intrusiva sind nirgends bekannt geworden.

2. Die jüngeren Ophiolithica.

Ein gewaltiges Volumen paläozoischer Gesteine ist innerhalb der betischen Masse durch basische Intrusiva ersetzt. Sie werden hier, da es durchwegs Gesteine peridotischen Magmas sind, als Ophiolithe zusammengefasst.

J. MACPHERSON, basierend auf seinem plutonischen Standpunkt der Gebirgsbildung, sah erst in der mächtigen Intrusivmasse, der er schon 1875 eine petrographisch-genetische Studie widmete (9), das Agens, das die Nachbarformationen zu Falten wegstaute; er erkannte in ihnen das peridotitische Magma und beschrieb dessen Dunite und den Vorgang der Serpentinisation. Grundlegend nicht nur für die Kenntnis der betischen Cordilleren, sondern auch wichtig als Detailstudie einer der grössten basischen Intrusivmassen Europas ist dann DOMINGO DE ORUETA's Werk (31), dessen Hauptteil die petrographische Beschreibung der „rocas hipogenicas“ ausmacht (p. 143ff.), welchem später wegen des Platingehaltes der Intrusiva (vorwiegend der Flusschotter) noch weitere Studien und Unternehmungen nachfolgten (42). Während ORUETA ausführt, dass die kontinuierliche Reihe, die von ultrabasischen Gesteinen (Harzburgit und Dunit) zu weniger basischen mit einer geringen Alkalinität leitet (Norite), sich so anordnet, dass die mehr basischen Gesteine eher die Kernpartie einnehmen, Norit und Gabbro dagegen diese mehr nach aussen zu umgeben, stellen DUPARC und GROSSET fest, dass die Dunite die übrige Peridotitmasse spongienartig durchwirken (30). Aus beiden Darstellungen geht hervor, dass eine geologische Kartierung der verschiedenen Spaltungen des peridotitischen Magmas kaum oder doch nur andeutungsweise durchführbar ist, zumal der Befund an der Oberfläche stets nur das Produkt der Umwandlung, den Serpentin, feststellen kann.

Unser Anteil an der Serrania de Ronda enthält im wesentlichen zwei grössere Serpentin-Komplexe, den grossen Stock der Sierra de Aguas und jenen der La Robla östlich Casarabonela. Mit ganz schematischer Umgrenzung enthält schon ORUETA's Karte zwischen Alosaina und Yunquera eine Serpentinmasse, die wir nach der benachbarten Häusergruppe den Joro-Komplex nennen können. Zwischen dem Joro-Komplex und der Sierra La Robla lässt sich

längs dem Fuss der höheren Dolomitberge eine im allgemeinen ganz schmale Serpentinzone feststellen (s. Fig. 13), die durchwegs auf die tieferen betischen Schichten beschränkt ist; nur untergeordnet greift die Serpentinmasse in die höheren Phyllite hinauf (Tolox) und nirgends wurde beobachtet, dass sie die „calizas alabeadas“ durchsetzt. Die schmale Serpentin-Zone Joro-La Robla ist stellenweise unterbrochen (Abquetschung?), kleinere Exklaven liegen abseits der „Hauptschnur“ dieser Gesteine. Auf alle Fälle ergibt sich aus der Anordnung der Serpentinvorkommen, dass in nicht geringer Tiefe die oberflächlichen Ausbisse zu einem in seiner Stärke wohl an- und abschwellenden Stock, einem Batholithen, sich zusammenfügen.

Ein Gleiches bestätigt die weitere südwestliche Fortsetzung der Serpentinzone. Die Joro-Masse spitzt sich gegen SW zu aus; die Strecke des Zusammenhanges schlägt nunmehr Südrichtung ein, dem Rand des Dolomitgebirges in langausgezogener schmaler Linse (Puerto Las Bañas) folgend; am Rio de los Horcajos (westlich Tolox) setzt dann plötzlich in grosser Breite der gewaltige Hauptstock der Intrusivmasse ein, der von hier ab längs der Mediterranseite den Hauptteil des Gebirges aufbaut; über die Grösse desselben mag die Angabe genügen, dass der Längsdurchmesser bis zum Westende des Betikums, die mehr untergeordneten Relikte kristalliner Schiefer vernachlässigend, ca. 37 km beträgt, dessen grösste Breite ca. 13 km.

Im Gebiet der Hoya de Málaga, soweit sie das nördliche Einzugsgebiet des Rio Grande betrifft, fehlen jedwelche Anzeichen von Serpentinstöcken, und ist es auch nicht wahrscheinlich, dass sie in dieser tektonischen Depression unter der Flyschbedeckung vorhanden sind. Den nächst südlichen Serpentinausbissen begegnen wir erst am Südrande des Tertiärlandes (ausserhalb der Karte) in einer für Beurteilung des Alters und der tektonischen Rolle der Intrusiva sehr bedeutsamen Lagerung. Es sind solche im Südschenkel der Kalk-Dolomit-Antiklinale von Cártama (wahrscheinlich [?] alpine Trias) und in deren schuppenförmigen westlichen Fortsetzung, der Sierra Gorda bei Coin. Am ersteren Orte ist der Kalk zu einem Opicalcit verwandelt. Aus der Gegend linksseitig des Guadalhorce sind mir keine Serpentine mehr bekannt geworden, und kann ich deren Eintragung in älterer Karte (10) nicht bestätigen.

Makroskopisch gibt eine Durchsicht der Serpentinstöcke unseres Gebietes wenig Auskunft über das unter der Verwitterungsoberschicht vorhandene peridotitische Ursprungsgestein. Dahingehende Arbeit lag nicht im Plane und soll allein der Vollständigkeit halber, soweit dies nach den örtlich wenig genau festgelegten Angaben möglich ist, auf ORUETA zurückgegriffen werden. Den zentralen Teil unserer beiden Hauptstöcke dürften hauptsächlich Harzburgite und Dunite zusammensetzen (31, p. 168 und 174); die Sierra de Aguas wird als sehr gutes Beispiel einer sehr tief gehenden Serpentinisation angeführt. Genauere Zusicht lässt aber in den vegetations-

armen Gehängen immerhin einen Schluss auf den ursprünglichen Gesteinscharakter zu, auf welchen die in der rotbraun verwitternden Grundmasse hervortretenden dunkelgrünen Pyroxene (Enstatit oder Bronzit?) hinweisen (Harzburgit). Den vielen Übergängen peridotitischer Gesteine zueinander entsprechend, finden sich in den beiden Stöcken auch Repräsentanten mehr basischer Zusammensetzung (Pyroxenite, NW-Seite Sierra de Aguas, p. 186), als auch solche, die zu Lherzoliten (p. 188) und Noriten (Ostabhäng Sierra de Aguas) gestellt werden müssen. In dem westlichen Endstück des Aguas-Stocks liegen die schon 1851 von ÁLVAREZ DE LINERA beschriebenen Nickelvorkommnisse (Los Jarales südwestlich Carratraca), Nickelmagnesiumsilikate, deren Bildung aus arsenidischen Erzen (Rotnickelkies, magmatische Ausscheidung) sich ableiten lassen dürfte; ORUETA (p. 537) denkt an einen Zusammenhang der Nickel-erbildung mit der starken Zersetzung jener Intrusiva (vergl. BEYSCHLAG-KRUSCH-VOGT, Lagerstätten Bd. I, p. 325).

Die Serpentinstöcke unseres Gebietes äussern sich, wie überhaupt allüberall diese Gesteinsbezirke, sehr auffällig im Landschaftsbild. Die Verwitterung resp. Überkrustung mit einer eisenoxydischen Haut, die Tendenz, splittrig-bröcklig zu zerfallen und der Tonerde-Alkalienmangel ihres Bodens lassen auf den Serpentinabhängen keinen Kulturgrund sich formen; so heben sich die Serpentinberge, die auch zufolge der Einheitlichkeit des Materials sich als Härtlinge ausprägen, stets auch als prägnante physiologische Inseln aus der Umgebung hervor. Während die umgebenden mergelreichen tertiären Flächen intensive Besetzung mit Getreidefeldern aufweisen, die leicht verwitterbaren paläozoischen Schiefer die Mandel- und vornehmlich Olivenkulturen tragen, hat sich auf dem stets unbebauten Serpentin eine der Trockenheit angepasste niedrige Gesträuchvegetation angesiedelt, die man gemäss der diesem Gelände oft zugelegten Bezeichnung als Romerales-Vegetation bezeichnen kann (Cystus, Juniperus, Ginster und etwas Lawendel usw. sind hier zu Hause); auch gewisse Kreide-Kalkmergel-Strecken enthalten die gleiche Vegetationsform.

Tektonische Position, Alter und Beziehungen des Serpentin zu den Nebengesteinen, innerhalb unseres Gebietes, seien in anderem Zusammenhange behandelt (p. 212).

3. Die sauren jüngeren Ganggesteine.

Saure Ganggesteine sind in unserem Gebiet in ihrem Vorkommen an die Serpentinstöcke gebunden, was für ihre Entstehungsweise einen Hinweis gibt; sie können als saure differenzierte Nachschübe des basischen Hauptmagmas aufgefasst werden. In der Sierra de Aguas, woselbst diese hellen Gesteine innerhalb der grünschwärzen Serpentine besonders schön zu beobachten sind, ist ein aplitisches Ganggestein

vorhanden. Sie durchschwärmen oft nur trumförmig das basische Gestein und erreichen nirgends grössere Mächtigkeit; besonders die Randpartie des Serpentin (z. B. an der Strasse nach Carratraca) enthält sie in grösserer Anzahl; in den paläozoisch-kristallinen Hüllgesteinen scheinen diese jungen Gangintrusiva auszusetzen; ich fand allein südwestlich Alosaina im Kontakte zwischen Serpentin und schwarzen Phylliten noch einen ca. 1½ m dicken aplitischen Gang.

Diese sauren Gesteine wurden von den früheren Autoren schon beobachtet und petrographisch untersucht; ORUETA unterscheidet Granulite und Plagiaplite (p. 265). Gegenüber seinen Ausführungen bleibt hier hervorzuheben, dass in der östlichen Serrania nirgends so bedeutende Gangbildungen vorhanden sind wie im zentralen Gebirge, von wo genannter Autor eine Gangzone von bis 5 km Länge und bis zu 200—300 m Breite anführt.

B. Die Dolomit- und Kalkformation innerhalb des Betikums:

Die alpine Trias.

Die mächtigen Kalke und Dolomite der Serrania de Ronda frugen seit jeher die Aufmerksamkeit. Die Art ihrer Zuteilung in die stratigraphische Schichtreihe änderte aber des öfteren, bis dann bei den Forschern, die sich mit der Frage eingehender beschäftigten, dieselben grösstenteils in die kristalline (archaische), oder, was den Hauptteil unserer Kette betrifft, in die altpaläozoische Schichtreihe untergebracht wurden.

Erst von tektonischen Erwägungen ausgehend, dann durch vergleichend lithologische Überlegungen dazu bestimmt, die erst gegen den Schluss der Feldarbeiten eine Bestätigung durch Fossilfunde fanden, konnte nunmehr — freilich auch nach langer Unsicherheit — das triasische Alter dieser mächtigen Schichtreihe gefolgert werden. Ihre Fazies als eine kontinuierliche Kalk- und Dolomitfolge macht sie schon an und für sich der ostalpinen Triasfazies vergleichbar.

Die stratigraphischen und tektonischen Konsequenzen, die sich aus dieser „Neuordnung“ ergeben, sind so bedeutend, dass vorerst ein Rückblick auf die frühere Auffassung angebracht sein mag. Im allgemeinen wird bei den verschiedenen Vorgängern die Zusammengehörigkeit der teils stark kristallinen Kalk- und Dolomitbildungen vorausgesetzt; allein bei MICHEL-LÉVY und BERGERON (17) und D. DE ORUETA wird unsere Bergkette nur zu einem Teil mit den gleichen Gesteinen der südlichen Ketten (Sierra de Mijas, Sierra Blanca usw.) in Beziehung gebracht, eine Trennung, die aber ganz künstlich ist.

Eine Tabelle mag über die verschiedene stratigraphische Beurteilung durch die einzelnen Autoren Auskunft geben, wobei auf das ganze Gebiet von Süd-Granada bis Ronda Bezug genommen wird:

JAHR	AUTOR	VERMUTETES ALTER	BEMERKUNGEN
1836	SILVERTOP (1)	mesozoisch	sich beziehend auf Sierra Tejada
1842	J. F. HAUSMANN (2) .	kambrisch	vorw. sich beziehend auf Sra. Nevada und Sra. de Mijas
1846	A. MAESTRE (3)	cretacisch	Kristallinität bewirkt durch Kontakteinwirkung
1851	ÁLVAREZ DE LINERA (4)	„präkristallin“	ohne eigentliche Meinungs- äusserung
1859	TH. ANSTED (5)	permisch ev. jurassisch	mit dem permo-triadischen Dolomit vergleichend
1874	J. MACPHERSON (7) . .	jurassisch	vereinigend mit Mesozoikum und als metamorph um- gewandelt durch die basi- schen Intrusiva erachtend
1875	ORUETA-AGUIRRE (8) .	jurassisch	zusammengefasst mit Meso- zoikum
1881	J. MACPHERSON (11) .	„estratocristallino“	Meinungsänderung gegen- über 1874; über der „Gneisstufe“ liegend
1885	MANUEL DE CASTRO (Commission española d. terremotos	„estratocristallino“	auf die Gebirge der Süd- küste (Granada-Ronda) sich beziehend, deren Kri- stallin mit dem „Lauren- tiano“ verglichen wird
1885	TARAMELLI und MER- CALLI (16)	teils paläozoisch, teils archaisch	sich vorw. auf Vorgänger stützend
1889	MICHEL-LÉVY und BERGERON (17)	teils „cristallophyl- lien“, teils kambrisch	Abgrenzung beider Stufen willkürlich
1889	OFFRET u. BARROIS (20)	teils „cristallophyl- lien“, teils triasisch	triasische Zugehörigkeit be- zieht sich auf Dolomite der Küstenkette von Granada
1892	D. DE CORTAZAR (Mapa geolog. de España 1 : 400000)	teils silurisch, teils „estrato- cristallino“	erstere Formation auf nörd- liche Kette, zweitge- nannte auf mediterrane Ketten sich beziehend
1916	DOMINGO DE ORUETA (31)	teils (vorw.) „estrato- cristallino“, teils kambrisch	„estratocrist.“ auf südl., kambrisch auf nördl. Kette sich beziehend
1916	DUPARC u. GROSSET (30)	„serie cristalline“	auf südl. Kette sich be- ziehend
1919	R. SANCHEZ LOZANO (Mapa geol. España: 1 : 500000)	teils „estrato- cristallino“ teils kambrisch	D. DE ORUETA's Auffassung wiedergebend
1922	D. DE ORUETA (46) . .	„estratocristallino“ (oberer Teil)	auf Sra. Almjara sich be- ziehend
1927	M. BLUMENTHAL (75) .	Nichteinfügen in betische Schicht- reihe	wahrsch. als tekton. selb- ständig (Alcaparainkalk) zu betrachten
1927	R. W. VAN BEMMELEN (76)	Trias in ostalpiner Fazies	sich beziehend auf Sra. Almjara und Sra. Tejada, ausgehend von den Alpu- jarriden

1927	M. BLUMENTHAL (78) .	Ungewissheit stratigr. Alters	allgemein vergleichende Hinweise auf Nevada-Trias gebend
1928	M. BLUMENTHAL (84) .	ostalpine Trias	stratigraph. Zugehörigkeit zur Trias durch Fossilfunde und tekt. Schlussfolgerungen darlegend
1928	R. v. KLEBELSBERG (89)	Kristalline paläozoische Schichtserie	sich auf Sierra Tejada beziehend.

Der Hinweis auf diese lange Serie der Wandlungen mag hier genügen, ohne auf die Begründungen der Autoren, die übrigens ohnehin meistens fehlen und sich auf ein weiteres Gebiet beziehen, weiter einzugehen. Wir sehen, dass, allein auf den uns speziell beschäftigenden Ostteil der Serrania de Ronda sich beschränkend, seit der Wandlung, die MACPHERSON in seiner Auffassung 1881 vollzog, die Einfügung dieser Formation in die tiefste Schichtserie geradezu zum „eisernen Bestand“ der betischen Stratigraphie gehörte. Durch die Mission d'Andalousie wird der Anteil unseres Kartengebietes an dieser Formation erstmals in zwei verschiedene Abteilungen aufgeteilt. D. DE ORUETA führt diese Teilung weiter durch, indem ein kristalliner Kern bei Yunquera die tiefsten Partien (sein „Estrato-cristallino“) zum Ausstrich bringen sollte, die übrige Serie aber dem Kambrium zugeschlagen wurde. Eine solche Trennung ist aber gar nicht durchführbar. Der Irrtum wurde schon bei Besprechung der Serie der „calizas alabeadas“ erwähnt (p. 68), indem unser Vorgänger gerade die für Triaszugehörigkeit meist entscheidende Schichtpartie als eine spezielle Fazies der höheren Partie seines „Kambriums“ ansah (Serie der Torrecilla, s. Fig. 2); und ein anders zusammengesetzter kristalliner „Kern“ ist in der Kalkserie von Yunquera nicht vorhanden.

Die Serie der Kalke und Dolomite formt eine geschlossene Einheit, die die Hauptkammlinie (Sierra de Alcaparain, Sierra Prieta, Sierra de las Nieves-Torrecilla) aufbaut (s. Fig. 13). Über die Gesteinszusammensetzung und -verbreitung ist das Folgende hervorzuheben:

Längs des Südost- bzw. Ostrandes der Sierras Prieta und Alcaparain ist vorwiegend ein bläulichweisser oder reinweisser, grobkristalliner Kalk, der ohne feststellbare Grenze in dolomitische Gesteine übergeht. Es resultiert daraus ein rein weisser Dolomitmarmor, der, wie die Kalke, gut gebankt sein kann, hie und da endogen brecciös wird und gerne auch bläulich gebändert ist. Wo die Bankung vorhanden ist, schwankt sie um 20—50 cm. Ein recht typisches Gestein sind die grobkristallinen massigen Marmore, deren Rhomboeder wie grobe Sandkörner aus der weissgrauen Oberfläche herauswittern; diese Gesteine zerfallen in ein grobes Kalk- resp. Dolomitgrus und geben den Gehängen das Aussehen einer, man möchte fast sagen wüstenhaften, sandüberdeckten Landschaft,

(Strecken bei Carratraca, östlicher Alcaparain-Rand); solche hochkristalline Gesteine verlieren dann auch die Schichtung, werden massig, klüftig, und erlauben nicht im geringsten mehr eine Erkennung der Schichtlage; auch die gebankten bläulichen Kalke sind aber sehr oft von regelmässig verlaufenden Diaklasen durchsetzt, dass, bei Abwesenheit jeder Gesteinsdifferenz, die Schichtung nicht mehr zu erkennen ist. Als Nebenbestandteile dieser kristallinen Karbonatgesteine sind feine Erzpartikelchen und Glimmer (Muscovit oder Sericit) vorhanden; in Marmoren der Sierrezuela von Carratraca (P. 685) ist eine Bank mit reichlichen Stengeln von Tremolit entwickelt. Als ein Durchschnitt des Mg: Ca-Verhältnisses der kristallinen Dolomite darf wohl die p. 108 angeführte Analyse (Nr. 10) gelten.

Bemerkenswert ist, dass die eben geschilderte „kristalline Serie“ dieser Formation fast ausschliesslich auf die mediterrane Seite, also die dem eigentlichen Betikum zugekehrten Berggehänge beschränkt ist; nach der Lagerung (vorw. SE fallen) entspricht dies der stratigraphisch höheren Partie. Gegen einen mehr mesozoischen Habitus gewinnenden „äusseren“, also tieferen Teil der Schichtgruppe, herrscht Übergang, der sehr rasch sein kann, aber nicht regelmässig ist. Steigt man z. B. von Casarabonela gegen den Bergkamm (Puerta Jacara) hinauf, so durchgeht man alsbald blauschwarze bis lichtblaugraue, dünnplattige Kalke, in denen kieselig-sandige Schlieren als gelbbraune Erhabenheiten die hellere Oberfläche zeichnen. Die mechanische Beanspruchung in solchen, bedeutend weniger kristallinen Kalken zeigt sich in einer gewissen Linearstreckung, indem dieselben in plattige Stücke brechen und ihre Oberfläche von feinen, wohl sericitischen Häuten bedeckt ist. Zwischen die plattigen Kalke schalten sich auch Kalkschiefer oder gar Kalkmergelschiefer; öfter wiederkehrend sind auch bituminöse, schwarze Kalke, begleitet von dunklen Dolomitbänken.

Von einer solchen plattigen Kalkserie gibt es wieder Übergänge zu Schichtstufen, in welchen eine Zwischenschaltung von mergeligen Gesteinen, blättrige Mergelschiefer oder, mehr zurücktretend, mergelige Kalke, sich einstellt, eine recht auffällige Gesteinsveränderung, wenn man aus den stark metamorphen Kalken und Dolomiten in diese Gesteine übergetreten ist. Solche plattig-schiefrige Suiten finden sich insbesondere auf der Nordwestseite der Sierra Prieta; über der Scharte des Puerto Mogajores (Prof. 22) überlagert diese Gesteine ein dünnschichtiger Plattenkalk, der stark bituminös riecht und dessen Schichtflächen bedeckt sind von elliptischen, schwarzen Flecken, wahrscheinlich irgendwelchen umgewandelten organischen Resten. Auffällig sind auch feinschuppige, glänzend schwarze Schiefer, die sich an einigen wenigen Stellen (in Fig. 13 hervorgehoben) zwischen die Kalke eingezwängt finden. Insbesondere die mergelig-schiefrigen Schichtpartien, die auch auf der nordwestlichen Steilfront der Sierra de Alcaparain sich wiederfinden, lassen

die Einfügung in die tiefsten kristallinen Schiefer des Betikums, wie dies nach den älteren Autoren zu folgern wäre, als unmöglich erscheinen.

Wie zu den rein kalkigen Gesteinen eine ametamorphe Ausgabe vorhanden ist, so gilt dies auch für die rein dolomitischen Gesteine. An solchen Orten finden sich blauschwarze, staubig grau anwitternde, splittrig brechende, von ganz unregelmässig verlaufenden Klüften durchzogene Dolomite, die eine Landschaft formen, die in jedem dolomitischen Triasgebiete der Ostalpen zu Hause sein könnte; kennzeichnend ist die chaotische, seracartige Auswitterung des anscheinend ungleichmässig zusammengesetzten Gesteins, wie dies z. B. für Dolomitoberflächen bei Yunquera (Breñuela, Tajo del Cabrilla) und Carratraca der Fall ist.

Ob in der besprochenen Formation auch weisse, dichte Kalke enthalten sind, wie sie sonst im Tithon oder an der Tertiärbasis vorkommen, sei noch als fraglich hingestellt. Da, wo sie einen nicht unwesentlichen Bestandteil des Gebirges ausmachen, können sie auch als mechanisch der Schichtserie einverleibte, fremde Teile angesehen werden. Hieher sind zu zählen die weissen, massigen Kalke des Tajo del Cabrilla (s. p. 254), und solche längs der „äusseren“ Steilfront unseres Gebirges (Gal[r]gara d'aceite in der Sierra de Alcaparain und am Puerto Martinez).

Eine Annäherung an die Ausbildung jurassischer Kalke in Form von rosagefleckten Kalken findet sich auch in untergeordneter Weise in den kieselreichen Plattenkalken der Sierra de las Nieves (4, Fig. 5); sie leiten in die noch mehr dünnschichtigen Gesteine der Serie der Torrecilla über, worunter die schon mehrfach erwähnte plattige Schichtserie verstanden wird, welche sich westlich Yunquera aus den Dolomiten im Quellgebiet des Rio Grande nach den Hangendschichten der Gesamtformation (1, Fig. 5) zu entwickelt. Es ist dies eine Schichtgruppe, die lithologisch am nächsten den plattigen Kalken des Puerto-Jácara-Mogajores steht und durch ihre Fossilführung von besonderem Belang wird; sie ist auch durch D. DE ORUETA besonders namhaft gemacht worden (31, p. 347), wird aber als typischer Bestandteil der kambrischen Kalkausbildung hingestellt (Tor. Fig. 2). Obwohl vorwiegend schon ausserhalb unseres Kartengebietes gelegen, kommen wir auf dieselbe bei Betrachtung des stratigraphischen Alters der Formation zurück.

Eine heikle Frage für die Beurteilung der Dolomit- und Kalkserie knüpft sich an das Vorkommen von kristallinen Schiefnern innerhalb dieses Schichtverbandes. Die Zwischenschaltung solcher war sicherlich neben der Lage im Liegenden der betischen Gesteine das wesentlichste Kriterium für die Vorgänger in der Erforschung, um das ganze Kalk- und Dolomitgebirge in die kristalline, „archaische“, Schichtstufe einzureihen. Und in der Tat ist ihr Auftreten mancherorts (z. B. Sierrezuela de Carratraca p. 206) derart, dass

berechtigte Zweifel aufkommen könnten, wäre nicht die Verbindung mit der ametamorphen Schichtgruppe und ihrer Fossilführung und die tektonische Aufklärung vorhanden, die die Zusammengehörigkeit untergeordneter, kristalliner Schiefer und der Kalk- und Dolomitformation dartun. Nicht ausser acht zu lassen ist auch der Umstand, der schon bei Besprechung der alten Formationen angedeutet wurde (p. 62), nämlich, dass die tieferen paläozoischen und älteren Schichtserien sehr wohl vereinzelte Kalkvorkommen enthalten, die von der jüngeren Serie nicht trennbar sind.

Die Einschaltung wenig mächtiger Pakete kristalliner Schiefer bezieht sich entweder auf die Randpartie mit ihren stark kristallinen Karbonatgesteinen, oder aber sie findet sich in den mehr zentral gelegenen, immerhin auch noch metamorphen Charakter aufweisenden Kalken bei Yunquera. Die Gesteine sind stark dünnschiefrig und verwittert und bewegen sich zwischen Phylliten, Sericitphylliten und Glimmerschiefern, auch quarzitisches Einschaltungen (phyllitische Quarzite) kommen vor (Fig. 14); dünne Kalk- und Dolomitbänke wechsellagern mit den kristallinen Schiefen (Arroyo del Sauce, Puerto Abejos bei Yunquera); sie erreichen nie grössere Mächtigkeit (einige Dezimeter, höchstens Meter), allein das Areal schiefrig-kristalliner Gesteine, das in den Hügeln der Wasserscheide nördlich Yunquera auffällt (Fig. 13) geht über den gewöhnlichen Rahmen. Für die Vorkommen längs der südlichen Randpartie, und wohl auch gewisse Strecken bei Carratraca, liegt es nahe, eine mechanische Durchmischung betischer Schiefer und jüngerer Kalke vorauszusetzen.

Die Zwischenschaltung kristalliner Schiefer in ein Kalk- und Dolomitgebirge kennzeichnet auch die Gebirge südlich um die Sierra Nevada, die Alpujarras, woselbst die Zugehörigkeit dieser Schichten zur Trias durch BROUWER, VAN BEMMELN und WESTERVELD dargestellt wurde; sie formen dort teils die Basis der dolomitischen Trias (vorwiegend bunte Phyllite, nebst Rauhacken), teils durchziehen sie aber, wie die hier erwähnten Gesteine, die Kalk-Dolomitmasse, wie dies in der Sierra Almirajara und Sierra Tejada beobachtet werden kann.

Treten wir nun zu der hochwichtigen Frage des *stratigraphischen Alters* dieser Formation über. Obwohl keine der im Kartengebiet vorhandenen geologischen Formationen so sehr gebirgsbildend auftritt, somit so sehr aufgeschlossen ist, hat die mächtige Kalk- und Dolomitfolge noch nie eine durch Fossilien belegte Auskunft über ihr Alter gegeben. Dies gilt noch stets am Schlusse ausgedehnter Begehungen für das Kartengebiet. Knapp westlich ausserhalb desselben jedoch, in den eintönigen, hohen Kalkrücken, die die Sierra de las Nieves aufbauen, gelang es mir im Frühjahr 1928 fossilführende Schichten ausfindig zu machen, deren Auskunft zufolge des ununterbrochenen Zusammenhanges mit den Bergen des Kartengebietes auch für die gleiche Formation desselben Geltung hat. Die beste

Fundstelle liegt ca. 350 m unterhalb P. 1800 m (Cerro alto) und ist deren Profil in sehr zusammenfassender Weise in Fig. 5 wiedergegeben; gleichartiges Gestein, und gleichfalls reichlich mit Muschel (*Rhynchonellen*)bruchstücken erfüllt, fand sich auch in den tiefen Runsen südlich des Cerro Chaparral. (Topographische Karte Blatt Ronda; durch * angedeutet im westlichen Kartenrand, Taf. VII).

Das Studium der fast ausschliesslich aus Rhynchonellen bestehenden kleinen Fauna hat in sehr dankenswerter Weise Prof. ALPHONSE JEANNET (Neuchâtel) übernommen und wurde über dessen sehr bedeutsamen Ergebnisse schon früher Mitteilung gemacht



Fig. 5. Schematisches Profil durch die alpine Trias der Sierra de las Nieves.

1. Plattenkalke, teils Kalkschiefer, blauschwarz, wellig verbogen und gefaltet, in Bänken von 10—30 cm, massenhaft durchsetzt von Kiesel, dieser bald mehr linsenförmig, bald ganze Bänder formend und von heller oder blauschwarzer Farbe (kieselschüssiger Kalk); als Zwischenlagen der Kalke: dünnblättrige, gelegentlich grünliche, von Dendriten belegte Mergelschiefer. Die Formation geht insbesondere im Kamm der Torrecilla in weisse, kristalline dünnsschichtige Plattenkalke über.
2. Wechsellagerung von grauschwarzen, dicker gebankten Kalken und Dolomiten.
3. Einlagerungen von 1—2 m mächtigen gelbgrauen, intensiv gelb anwitternden und feinstsandigen Mergelkalklagen, teils auch feinbrecciös, nur schlierig in blauschwarzen Kalken einsetzend. *Rhynchonellen*funde (s. Text p. 51).
4. Massige Kalken, lichtgraublau oder schwarz (dann dünnbankiger), seitlich übergehend in eine Kalkserie mit Kieselknollen, gelegentlich rötlich, im allgemeinen dickbankiger als 1.
5. Ungeschichtete, grobkristalline Dolomite.
(Die tieferen Schichten sind aus grösserer Entfernung her in das Profil übergenommen.)

(81, p. 360); soweit für Bestimmung brauchbare Formen vorlagen, wurden erkannt:

Rhynchonella cf. *arpadica* BITTNER.
Rhynchonella cf. *Mentzeli* v. BUCH.
Rhynchonella cf. *subrimosa* SCHAFFH.
Rhynchonella sp.
Dimyodon cf. *intusriata* EMM.
 Korallen (unbestimmbar).

Obwohl die Artbestimmung der kleinen Brachiopoden nicht unbedingt sicher durchführbar ist, so ist ihr Charakter, wie übrigens auch jener des Gesteins — stets liegt ein feinstsandiger, gelbanwitternder Mergelkalk (selten auch rosa gefärbt) vor, der nur eine

schlierig die Kalke durchsetzende Abänderung formt, — derart, dass die Feststellung der Trias ausser Zweifel ist. Nach der besterhaltenen Form (zwei bestimmbare Exemplare der *Rhynchonella arpadica*) ist der Schluss auf obere Trias zulässig (Äquivalent der Raibler-Schichten aus dem Bakony-Wald, s. ARTHABER, Lethaea, p. 427). Da die Gesteinsnuance der Fossilführung in den plattigen Kalken der Torrecilla-Serie in jenem ausgedehnten Kalkhochland öfters wiederzukehren scheint, kann eine eingehendere Begehung die gemachten Feststellungen möglicherweise noch ergänzen (über einen Fund D. DE ORUETA's s. Fussnote p. 88).

Schwierig, ja genauer überhaupt nicht durchführbar, ist eine stratigraphische Horizontierung der fossilführenden Lagen der Sierra de las Nieves mit dem übrigen Triasgebiet nordöstlich Yunquera, da die verworrene Schichtlage in der Umgebung dieses Ortes, wie überhaupt die Unbeständigkeit lithologischer Typen der Trias dafür ein Hindernis formt. Wie im Jura des Penibetikums keilen die massig entwickelten Kalkkörper seitlich aus und schiefrige Kalklagen des Liegenden und Hangenden treten in unregelmässiger Faltung an ihre Stelle. Der innige stratigraphische Verband der Serie der Torrecilla mit den grobkristallinen Dolomiten der Umgebung von Yunquera ist bei Verfolgen nach Osten deutlich ersichtlich; ihre Kalke überlagern in den oberen Verzweigungen des Rio Horcajos jene Dolomite. Entsprechend der Lage im Südrand und dem allgemein geltenden Südfall gehören die fossilführenden Lagen in die höheren Schichtpartien der Gesamtserie; diese Erwägungen und analoge tektonische Position im Gebiete der Sierra Prieta müssen vorab noch bei einer Gegenüberstellung Ausgangspunkt sein; davon ausgehend sei in vorläufiger Weise die folgende Gegenüberstellung von zentraler Serrania de Ronda mit unserem Kartengebiet gewagt:

TORRECILLA - SRA. DE LAS NIEVES:	SIERRA PRIETA - ALCAPARAIN:
Kieselreiche Plattenkalke und Schiefer der Torrecilla (= 1, Fig. 5)	Fehlend? Kalke der „Nordspitze“ der Sierra de Alcaparain?
Plattige Kalkserie der Sierra de las Nieves (Kalke mit Kieselknollen, sandige Mergelkalke mit <i>Rhynchonellen</i> , vereinzelt Dolomite) (= 2—4, Fig. 5)	Kristalline Kalk- und Dolomitserie der mediterran gelegenen Randpartie (Joro-Casarabonela-Carratraca)
Blauschwarze Kalke und Dolomite mit phyllitischen Schiefen (Hügel nordwestlich Yunquera)	Plattenkalke (Kieselschlieren), bituminöse Kalke und Schiefer im Nordwestabbruch der Sierra Prieta (Puerto Jácara-Mogajores) und Südwestabbruch der Sra. de Alcaparain
Dolomite der Breñuela und des	im tieferen Teil des letzten Komplexes liegen die Tajo del Cabrilla (Südseite)

Halten wir uns, gestützt auf die Rhynchonellenfunde an die Zugehörigkeit der höchsten Abteilung zur karnischen Stufe, so könnten die kristallinen Serien der Randpartie mit einer ladinischen Stufe der Trias verglichen werden; eine kalkärmere, schiefriige Partie, wie sie in den Alpen dem Carnien zukommt, hebt sich bei der obigen Gegenüberstellung aber nicht hervor, es sei denn, man gebe diese Rolle der mergelreichen Serie des Puerto Mogajores, was aber zu anderer Gegenüberstellung führen würde, die nicht die Voraussetzung der einfachsten isoklinalen Lagerung für sich hätte. Welche Teile des Schichtprofils als anisich anzusprechen sind, ob dies etwa den ganz wenig metamorphen Kalken an der Basis der Steilhänge (Alcaparain-Prieta) zukommt, enthebt sich der Beurteilung, wie überhaupt die Bezugnahme auf die alpine Gliederung eine lose Spekulation ist. Vorderhand muss allein die Feststellung der Trias in alpiner Fazies in einer Schichtserie, die bis anhin in das Paläozoikum und Präpaläozoikum gestellt wurde, zufrieden stellen.

Von der vollkommenen lithologischen Analogie der alpinen Trias der Serrania de Ronda zu jener der Umrandung der Sierra Nevada war schon kurz die Rede. Eine stratigraphische Parallelisation in den dazu gar nicht geeigneten Gesteinsfolgen dürfte sich jedoch äusserst schwierig, wenn überhaupt je möglich, gestalten.

Für die einzelnen tektonischen Einheiten der Alpujarriden (südliche Umrandung der Sierra Nevada) gibt R. W. VAN BEMMELEN (76, p. 45) für die Trias als durchschnittlich geltendes Stufenschema das folgende an:

5. Dolomite und brecciöse dolomitische Kalke;
4. Dick- bis dünnbankige, bituminöse Kalke;
3. Wellig-plattige Kalke mit phyllitischer Trennungsfläche;
2. Rauhdecken und Gips;
1. Phyllite und Quarzite.

Genannter Autor hebt dabei die Übereinstimmung hervor welche die neueren Untersuchungen mit der schon durch OFFRET und BARROIS (Mission d'Andalousie) erwähnten Höherstellung der Dolomite gegenüber den Kalken gemeinsam haben; auch J. WESTERVELD bestätigt diese Triasstratigraphie für die mehr östlichen Gebirge. Für die höchste Dolomitstufe dieser Gebirge ist, sich stützend auf die *Megalodon*funde im Dolomit von Lentegis durch die Mission d'Andalousie, der Vergleich mit ostalpinem Hauptdolomit am nächsten liegend.

Die Trias der Serrania de Ronda zeigt, wenn wir allein die Sierra Prieta und Alcaparain in Betracht ziehen, mit dieser allgemeinen Verteilung von Dolomit und Kalk etwelche Ähnlichkeit (kristallindolomitische Randpartie Joro-Carratraca), trifft aber nicht mehr zu, wenn die kalkreiche und stratigraphisch höchstgelegene Serie der Torrecilla mit in den Vergleich einbezogen wird; diese Verhältnisse

brauchen aber nicht zu verwundern, wenn die so öftere Substitution von Dolomitsedimenten durch Kalksedimente in acht genommen wird. Die Basis der alpinen Triasserie in Form bunter Phyllite, in deren Nachbarschaft gerade die in unserer Triasserie fehlende Rauhwanke sich einfindet, ist im Kartengebiet nirgends, entgegen dem Zustand in sämtlichen Einheiten der Alpujarriden, zutage kommend. Zu der Triasausbildung der unmittelbaren Nachbargebiete, die nicht alpine Fazies aufweisen (Permo-Trias des Betikums und germanische Trias des Peni- und Subbetikums), herrscht der ausgesprochenste fazielle Gegensatz, was dartut, dass es sich um tektonische Einheiten von ursprünglich sehr verschiedener geologischer Position handeln muss.

Für eine Schätzung der *Schichtmächtigkeit* der alpinen Trias, insbesondere für das Gebiet Casarabonela-Ardales bietet die auf grosse Erstreckung vorhandene isoklinale Schichtlage gute Anhaltspunkte, wenn auch stets wieder kleinere Faltungen, besonders aber schichtungslose Partien, den Zusammenhang unterbrechen. Geht man von der nördlichen Sierra de Alcaparain aus, woselbst die Dolomitlagen in steiler Stellung fast das ganze Gebirge queren (vgl. Fig. 13), so kommt man zu einer gewaltigen Schichtmächtigkeit, die 2500 Meter weit überschreitet, dies auch bei Zugrundelegung eines mittleren Schichtfallens von 50°, das in Wirklichkeit meist bedeutend höher ist. Dieser auffallend hohe Betrag könnte vermuten lassen, dass irgend eine Doppelung (Schuppung?) in der Lagerung vorhanden ist; ich vermag aber einer solchen Annahme durch keine sichere Beobachtung recht zu geben. Andere Querprofile ergeben wieder ganz bedeutend geringere Mächtigkeit. Wählt man allein den südlichen Abschnitt der eben genannten Berggruppe (Tajo del Grajo), so stellt sich deren ausstreichende Trias auf 1200—1400 m; einen Durchschnittswert treffen wir für die Sierra Prieta im Querprofil von Casarabonela, welches der Formation 800—1000 m gibt.

Ähnlich grosse Schichtstärke findet sich auch in der „Nevada-trias“. VAN BEMMELEN erwähnt Kalkmächtigkeiten von bis zu 1000 m (bei Lapeza, 76, p. 40) und J. WESTERVELD schätzt, dass mit 500—600 m die Kalk- und Dolomitserie der Sierra de Lujar (94, p. 49) ihre Basis noch nicht aufgeschlossen enthält. Mit den Alpujarriden hat unsere Trias auch das Fehlen einer höheren Schichtstufe als Trias gemein; während aber dort, wie VAN BEMMELEN ausführt, überhaupt keine jüngere Formation (ausgenommen natürlich die posttektonischen Sedimente) mit alpiner Trias in Berührung kommt, grenzt dieselbe in unserem Gebiet in ausgedehnter Masse an oligozänen Flysch, wobei aber anzunehmen ist, dass es sich nicht um normalen Schichtverband handelt, sondern stets tektonischer Kontakt vorliegt (Prof. 20—22).

C. Die penibetischen Formationen.

Die betische Schichtserie im engeren Sinne wird mit der Permo-Trias in malagensischer Fazies abgeschlossen. Sehen wir von den kleinen Resten mesozoischer Formationen ab, die auf dem alten betischen Rücken erhalten geblieben sind, so wäre allein noch nach seiner tektonischen Position das transgredierende Tertiär der betischen Schichtreihe anzuführen; wir gliedern diese Formationen jedoch ab und stellen ihre Besprechung in den Verband mit den Formationen, welche die penibetische, am Nordrand des Betikums sich hinziehende Faltenzone, das Penibetikum, aufbauen.

I. Die penibetische Trias.

Die Trias der penibetischen Falten kommt im Kartengebiet allein im Faltenkern der Sierra de Huma zutage. In den übrigen Strukturen bleibt dieselbe unseres Erachtens stets unter jurassischen Formationen verborgen und findet sich erst wieder weiter östlich und westlich in tief aufgeschlossenen Strukturen (in den Bergen von Alfarnate nach KILIAN und BERTRAND und bei Ronda am Rio negro). Der Durchbruch des Rio Guadalhorce durch das Gewölbe der eben genannten Bergkette erschliesst im Triaskern, der durch seine weicheren Schichtlagen die Weitung des Hoyo del Chorro bedingt, ein ausgezeichnetes Schichtprofil; dasselbe erstreckt sich freilich nur über 200—250 m Schichtmächtigkeit, bildete aber stets den Ausgang für geologische Studien und war auch der Mission d'Andalousie ein stratigraphischer Stützpunkt. Dementsprechend bleibt zu seiner Stratigraphie hier keine wesentliche Ergänzung übrig; in der Ansichtsskizze von Fig. 6 ist die Trias in den Nr. 3—9 enthalten. Ein weiteres engbegrenztes Triasvorkommen knüpft sich an den steil aufgerichteten, schuppenförmigen Kalkkeil der Castellones; Fig. 7 gibt die Verhältnisse wieder.

Die Zugehörigkeit der Kernformation der Chorroschlucht zur Trias ist insbesondere erbracht durch:

1. die Lage unter der Lias-Juraserie der hangenden Schichten,
2. durch Fossilfunde obertriasischer Zugehörigkeit, und
3. durch die analoge Fazies mit der Triasentwicklung in germanischer Ausbildung.

Betrachten wir kurz die drei Gesichtspunkte absonderlich.

1. Die stratigraphische Position. Wie schon KILIAN und BERTRAND klargelegt haben, herrscht nach höheren Lagen Kontinuität der Schichtfolge; Kalke, die nach ihrem Nerineen-Inhalt als Lias angesehen werden dürfen, schliessen das Triasgewölbe nach S normal ab. In gleicher Lage lässt sich das Triasband des Hoyo über die Passhöhe nördlich des Huma-Grates ostwärts bis La Rejanada

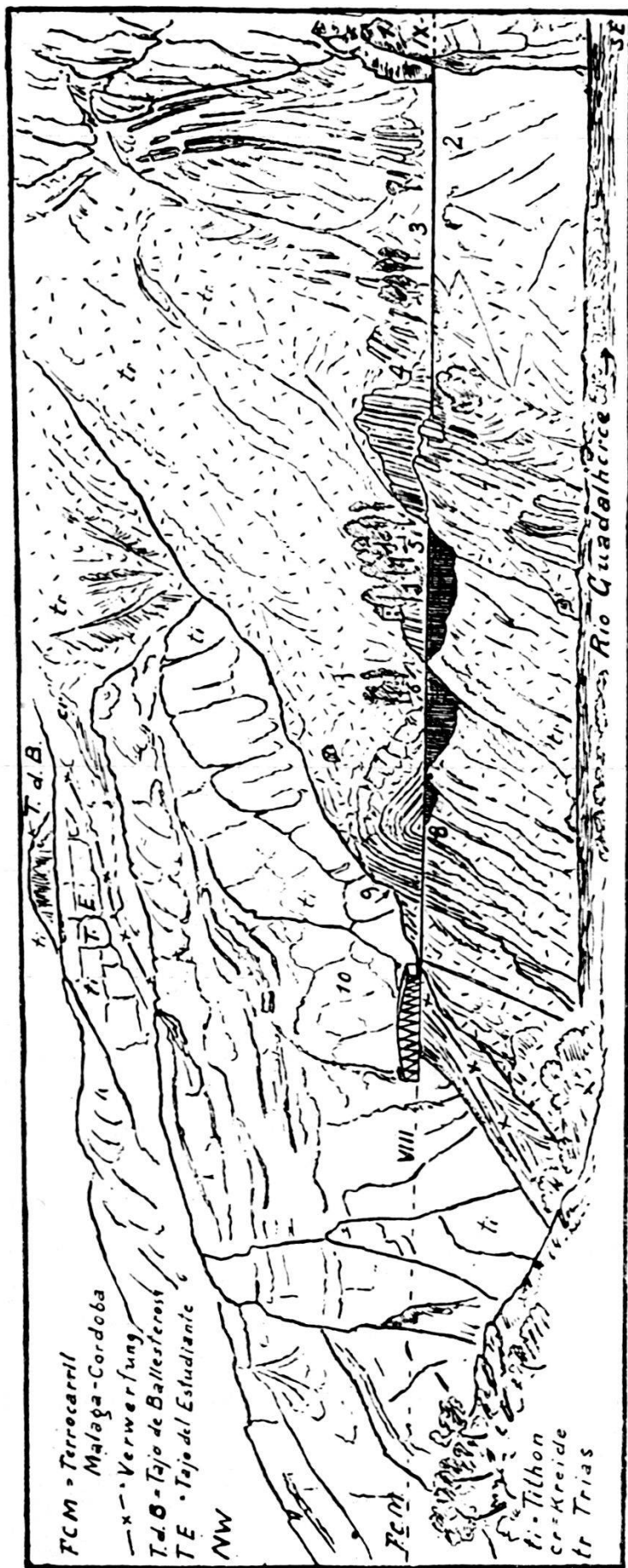


Fig. 6. Ansichtsskizze des Malm-Trias-Profiles im „Hoyo“ der Chorro-Schlucht. (Tunnel IX bis Tunnel VIII der Bahnlinie Málaga-Córdoba)

1. Massiger, hell blaugrau anwitternder Kalk; der sonst weisse, dichte, bis feinst kristalline Kalk hat im Bruch einen Stich ins Gelbliche; einzelne Partien (Lagen oder auch nur Linsen) sind oolithisch, vereinzelt sehr groboolithisch (pisolithisch); Randpartien dieser „Ooide“ zeigen sekundäre Auflösung; in diesem Gestein wenige unkristallisierte Fossilreste (Radiolarien?). Von diesen oolithischen Lagen (Dogger) Übergang in höhere Malmkalle ohne feststellbare Formationsgrenze. Streichen: 90°/85° S bis saiger.
- Lias.*
2. Gebankte, blaugraue Kalke; weniger resistente Zwischenlagen formen einen knollig-bröckeligen, gelblichgrünen Kalk mit zahlreichen Gastropoden (*Nerinea* sp.); Mächtigkeit höchstens 30 m.
 3. Aufschlussarme Schuttrinne; Hervortreten einzelner dolomitischer Kalke; bänke; vorwiegend jedoch bunte, hauptsächlich grünliche Mergel; ev. „Infralias“.
 4. Schichtfolge von dickbankigen, bis 5 m dicken Dolomitbänken und zwischengelagerten grünlich-grauen Mergeln. Die Dolomite, teils feingebändert und auf Schlag bituminös riechend. (Nr. 2 Dolomit-Tabelle, p. 000); Str. 80—90°/75—85° S; Mächtigkeit ca. 65 m.

Dogger-Malm.

5. Unterbruch durch Bedeckung; Dolomite nicht fehlend; ca. 45 m.
 6. Schichtfolge von Dolomiten und Mergeln (teils bedeckt); Abnahme der Dolomitbänke, Gypswischenschaltungen; Mächtigkeit der ganzen Dolomitbankserie (4—6) ca. 140—150 m.
 7. Rauhwalcke-Dolomit (breccios), ca. 5 m; darunter Gypsmergelschiefer, Gyps und Gypsbreccie, dünnere, blauschwarze Dolomitlagen; Str. 110°/50° SSW.
 8. Innerster Kern eines Antiklinal-Gewölbes, bestehend aus körnig-kristallinem Gyps und Gypsmergelschiefern (20—25 m); Gyps-Antiklinalkern ca. 35 m. Gesamtbetrag des Anstrichs der Triasformation: 200—225 m.
 9. Wiederkehr der gypsreichen Schichten (Gypsbreccien und rosafarbige Alabasterlagen) des Südschenkel unter nochmaligem Aufbiegen längs der Bruchwand des Tithonkalkes.
- Tithon.*
10. Graublau, innen gelblich-weiße, gut bebantete Kalke; durch eine Verwerfungsfläche (Str. 70°/70° SSE; teils auch Schichtfläche des Kalkes) von den Triasgesteinen geschieden.

(s. Fig. 17) verfolgen, wo es unter die Jurakalke des „Picacho Soldado“ ostwärts untertaucht.

2. Fossilgehalt. Aus einer Serie bräunlicher Kalke gelang es den Forschern der Mission d'Andalousie (18, p. 404) die folgende, für obere Trias bezeichnende Fauna zu sammeln: *Myophoria cf. vestita* v. ALB., *Lucina sp.*, *Gervilia praecursor* QUENST. und *Terebratula sp.* Die fossilführende Lage wurde nicht mehr zurückgefunden und kann auch nicht aus anderen Triasprofilen eine Ergänzung angefügt werden; aus der Angabe der Fundstelle „avant le tunnel n° 9“ geht hervor, dass es sich um die obersten Triasbänke (4--3, in der Skizze der Fig. 6) handelt, die auch nach ihrer Lage im Gesamtprofil die Zugehörigkeit zum Keuper dartun.

3. Fazielle Analogien. Die Trias der subbetischen Zone ist seinerzeit durch KILIAN und BERTRAND in ausgezeichneter Weise charakterisiert worden und ihre dem germanischen Keuper sehr ähnliche Entwicklung (bunte Mergel, Gyps- und Salzstöcke, Dolomit-einlagen) ist hervorgehoben. Dieser Faziestypus kehrt auch unverkennbar in den beiden penibetischen Triasprofilen wieder, wenn auch der starke Einschlag von Dolomitbänken hervortritt. Während aber der Dolomit- und Kalkgehalt in der eigentlichen subbetischen Zone nur in Form unzusammenhängender „Kliffe“ sich anzeigt, fällt in den beschränkten Profilen der Chorro Schlucht die wohlgefügte, isoklinale Schichtlage eher auf.

Die oberste Übergangsstufe gegen jurassische Kalke könnte in unseren Profilen wohl als Infralias (Rhät.) bezeichnet werden; sie enthält wohlgebankte dolomitische Kalke oder Dolomite, welche stets mehr oder weniger bituminös riechend sind. Über den Dolomitcharakter dieser und anderer Gesteine mögen die Analysenwerte der hier zugefügten Tabelle orientieren (ausgeführt von Dr. M. BLUMENTHAL, Schaffhausen); dieselbe enthält Gesteine der verschiedenen Triaszonen, die als Durchschnittstypen gelten können.

Tabelle einiger dolomitischer Gesteine.

HERKUNFT	FORMATION	GESTEIN	CaCO ₃	MgCO ₃
1. El Chorro (Nr. 6, Fig. 7)	penibet. Trias	gelbl. sandig anw. Dolomit	51,45	40,15
2. Chorro-Schlucht (Nr. 4, Fig. 6)	id.	hellgrau-gelber, bituminöser Dol.	55,1	45,00
3. La Rejonada (Nr. 3, Fig. 17)	id.	id.	55,65	44,40
4. Torre Blanca b. Marbella	betische Trias	weiss-gelblich., dichter Dolom.	53,75	42,85
5. Torre Atalaya b. Málaga	id.	schwarzblauer, harter Dolom.	54,50	43,80

HERKUNFT	FORMATION	GESTEIN	CaCO ₃	MgCO ₃
6. Vadolosyesos (gegenüber km 130 Bahnlinie nordwest. Gobantes)	citrabetische Trias	blaugrauer, etwas poröser, schwach dolomit. Kalk	98,30	1,60
7. Vadolosyesos (Nordausgang Tunnel) . .	id.	graugelb anwitt. dolom. Kalk	58,00	39,20
8. Antequera (Bario fabril am Castillo) .	id.	blauschwarzer, wohlgebankter dolomit. Kalk	83,40	15,70
9. Puerto del Asno . .	Tithon (Lias?)	grauer, splittriger Dolomit	54,50	41,10
10. Sierrezuela de Carratraca (Hügel P. 683)	alpine Trias	grobkörniger, kristalliner Dolomitmarmor (glimmerführend)	52,60	41,20

Eine mächtiger ausgebildete Dolomitserie, die sich zwischen Keuperfazies und höhere Jurakalke einschaltet, und wie sie in weiter östlichen Bergstrecken vorhanden ist (Gegend von Alfarnate und Zafarraya), findet sich am Guadalhorce nicht; dieselbe wurde neuerdings durch R. v. KLEBELSBERG als ein „Hauptdolomit“ in die obere Trias gestellt, während sie von KILIAN und BERTRAND als liasisch angesehen wurde. Über die vermutliche stratigraphische Stellung dieses Dolomites sei in einer Umschau über die Verbreitung der Lias-sedimente (s. p. 109) zurückgekommen.

II. Der Lias.

Für das Studium des Lias bieten die im Kartengebiet liegenden penibetischen Falten äusserst dürftige Anhaltspunkte. Sie stehen darin in einem unverkennbaren Gegensatz zu westlich und östlich anschliessenden Gebieten, in welcher letzterer Richtung es der Mission d'Andalousie gelang, wohlgegliederte Lias-Profile aufzustellen (z. B. Sierra Elvira in der Nordbegrenzung des Beckens von Granada). ORUETA's Angaben sind allzu schematisierend, um von stratigraphischem Belang zu sein.

Das einzige Lias-Profil, das ziemlich sicher als solches erkannt werden kann, knüpft sich an den bei der Trias schon besprochenen Faltenkern der Chorro-Schlucht (2, Fig. 6). Als Lias wird eine Bankfolge von blaugrauen, etwas knolligen Kalken angesehen, die zahlreiche, leider aber spezifisch nicht bestimmbare *Nerineen* enthält. Da weder nach dem Hangenden noch nach dem Liegenden — hier werden Mergel vorherrschend — eine scharfe Grenzziehung möglich ist, bleibt die Schätzung der Formationsmächtigkeit eher willkürlich (höchstens 30 m); gegenüber den höheren Jurakalken ist

die mehr ausgesprochene Bankung (durch Mergelzwischenlage) einiger-massen leitend. Eine Scheidung in Einzelstufen, wie dies weiter östlich möglich ist, bleibt ausgeschlossen.

Die Unzulänglichkeit der Erkennung des Lias macht sich im gleichen ca. 6 km langen Faltenkern weiter ostwärts noch mehr geltend. Im Trias-Gewölbe unterhalb des Cortijo La Rejonada (Kartenskizze Fig. 17) ist die Mergelzwischenlagerung nicht mehr vorhanden, so dass ich nur mehr eine 2—3 m mächtige, innen etwas brecciöse, schwach sandige, gelblich anwitternde Kalkbank als den Repräsentant der ganzen Formation ansehen möchte; im Südschenkel des gleichen Gewölbes fehlt überhaupt jeder Liaskalk.

Nochmals begegnen wir Liaskalken in der steil aufgedrückt Struktur der Castellones (Fig. 7). Während im Profil des Bahn-tracé Liaskalke unsicher sind — entweder sehr ausgedünnt oder durch Miozän bedeckt, oder aber doch schon in der mauerartigen Felswand (5–6, Fig. 7) ganz oder z. T. enthalten —, stellen sich mehr ostwärts, gegen den Puerto Flandes zu, hellbraungelb angewitterte, innen grau-gelbe Kalke ein, die den Lias repräsentieren dürften. Diese sind zugleich die meist betikwärts gelegenen Liasvorkommen, denn auf dem betischen Rücken selbst ist in unserem Gebiet diese Formation nirgends mehr nachzuweisen.

Ob der Lias in anderen Strukturen des Penibetikums innerhalb des Kartengebietes — so am Torcal, woselbst ihn KILIAN und BER-TRAND annehmen — nochmals zum Vorschein kommt, soll, da ich dieser Auffassung nicht zuneige, erst später (p. 240) erörtert werden.

Gegenüber der geringen Mächtigkeit und Ungliederbarkeit des Lias in unserem Abschnitt des Penibetikums hebt sich dessen Ent-wicklung in einem westlichen und besonders östlichen Abschnitt des Penibetikums auffällig ab. Lassen wir die wahrscheinlich tek-tonisch von unserer Zone abzuscheidenden subbetischen Strecken (Salinas, Sierra Parapanda, Sierra Pedrosa usw.) hier ausser Betracht, so mag hervorgehoben werden, dass die Gebirge, welche KILIAN und BERTRAND die Feststellung des Lias in alpiner Ausbildung und seine Gliederung gestatteten, sehr wahrscheinlich in ein und derselben strukturellen Einheit sich vorfinden, was in grossen Linien gewiss auch ein und derselben Sedimentationszone gleichkommt; es liegen also innerhalb derselben recht merkbare fazielle Schwankungen vor.

Sehen wir uns anhand der Darstellung durch die Mission d'Andalousie (18, p. 409) in jenen penibetischen Nachbargebieten kurz um. Bei den Bädern von Alhama, im Westrand des Beckens von Granada, ist der untere und mittlere Lias vertreten durch eine Aufeinanderfolge von grauen und weissen Kalken mit grauen Mergelzwischenlagen, welche Serie nach oben gefolgt wird von einer Echinodermenbreccie und bunten Mergeln; die darüber liegenden gelben Kalke enthalten *Phylloceras cylindricum* und *Arietites ceras*.

Noch viel reicher gliedert erweist sich der Lias in der Sierra Elvira am Nordrand des gleichen Tertiärbeckens. Über mächtigen schwarzen Kalken und Dolomiten des unteren Lias folgt eine analoge Echinodermenbreccie; be-

sonders gut vertreten sind der mittlere und obere Lias: rötliche, brecciöse Kalke mit Mergelzwischenlagen, rote und graue mergelige Kalke, erfüllt von *Harpoceras algovianum*. Im oberen Lias stellt sich der eigentliche ammonitico rosso inferior ein mit *Hildoceras bifrons* und darüber des weiteren grauweiße Kalke (*Lioceras subplanatum*) und graue Mergel mit pyritischen Ammoniten.

Hauptsächlich an der Basis des Lias finden sich nach der Mission d'Andalousie Dolomite, die besonders bei Annäherung an unser Gebiet mehr bestimmend im Schichtprofil werden (Villanueva de Rosario, p. 413, Villanueva de Cauche, p. 545). Im ganzen genommen zeigt somit der Lias in den östlichen Ketten eine wesentlich andere Gliederung und viel grössere Mächtigkeit als dies für den kärglichen Kalkrest am Guadalhorce zutrifft.

Die starke Verbreitung eines dolomitischen Lias im östlichen Penibetikum wird neuerdings durch eine andere stratigraphische Aufteilung durch R. v. KLEBELSBERG in Frage gestellt (89, p. 539). Unser geschätzter Fachgenosse aus Innsbruck verweist nämlich in den Bergen von Alfarnate und Zafarraya alle massigen Dolomitbildungen, die sich über bunten Triasmergeln mit ihren Dolomitbänken vorfinden, in eine höhere, alpin ausgebildete Trias, die er mit dem norischen Hauptdolomit der Ostalpen vergleicht. Dadurch wird eine sonst mit der höheren kalkigen und fossilführenden Ausbildung des Jura respektive Lias (z. B. bei Villanueva de Rosario) eng verbundene Gesteinsserie in die Trias hinabversetzt, in welcher Formation sonst im Penibetikum nirgends mehr über der Keuperfazies neuerdings eine so bedeutende Dolomitbildung sich einstellt. Man müsste hier direkt von einer Übergangszone germanischer Trias in alpine Trias sprechen und die Dolomitfazies der Permotrias der zentralen und südlichen Provinz Málaga mit dieser Dolomitentwicklung der nordöstlichen Bergketten zusammenknüpfen.

Da unser engeres Kartengebiet diese Dolomitfazies nicht enthält — höchstens könnten die anderwärts noch zu erwähnenden Dolomite des Puerto del Asno am Torcal (p. 239) hierher gerechnet werden —, kann diese meines Erachtens kaum durchzuführende stratigraphische Umordnung daselbst nicht geprüft werden. Weiter westliche Gebiete ergeben aber wieder eine ähnliche Schichtreihe. In den Bergen östlich Ronda (Sierra de la Hidalga) folgt gleicherweise über einer Keuperfazies der Trias eine mächtige Dolomitserie (mit Kalken). Dass man daselbst aber den Dolomit nicht in eine obertriasische Stufe stellen kann, sondern ihm Liasalter zuerkennen muss, lässt sich auch durch Fossilfunde belegen. Zwischen Dolomiten und Keupermergel findet sich dort eine teils mächtige Kalkstufe, in welcher es mir gelang, an der Basis einige *Myophorienkalk*-Niveaus festzulegen, die auf das Rhät oder eher noch höheres Niveau hinweisen. Prof. A. JEANNET in Neuchâtel hatte die grosse Liebenswürdigkeit auch diese Triasserie zu prüfen; er erkannte darin:

- Myophoria* sp. (zahlreich);
- Ostrea (Alectryonia)* cf. *Palmetta* STEFFANI (non SOW);
- Placunopsis alpina* WINKLER;
- Ostrea (Alectryonia)* *Haidingeriana* EMM.;
- Plicatula* sp. (am nächsten: *hettangiensis* TERQ.

Die analoge Position (über der Keuperfazies befindlich) der in Frage stehenden Dolomite des östlichen Penibetikums legt es somit nahe, auch denselben Liasalter zuzuerkennen, zumal Dolomitbildung eine im Jura der Cordilleren oft wiederkehrende Faziesvariation darstellt.

III. Der Dogger.

Mehr als für jede andere Jurastufe gilt für den Dogger die Schwierigkeit seines Nachweises, da eine einheitliche Kalkserie vom unteren Jura zum oberen Jura fortleitet und keine besondere Schichtausbildung sich lithologisch als mittlerer Jura erkennen liesse. Seine

Feststellung ist denn auch in unserem Gebiete auf Grund neuer paläontologischer Daten oder lithologischer Abgrenzung nicht möglich geworden.

Frühere Bearbeitung gibt über das Vorhandensein des Dogger auch nur teilweise und räumlich äusserst begrenzte Auskunft. In seinem für jene ältere Zeit recht inhaltsreichen „Bosquejo“ stellt ORUETA-AGUIRRE (10) eine tiefere Kalkserie, bestehend aus weissen Kalken und oolithischen Kalken, ohne hinreichende Begründung als „oxfordiense“ einer höheren Serie als „tironico“ gegenüber. Genannte Gesteine beschränken sich aber nicht auf eine Stufe, sondern sind durch die ganze Juraserie vorhanden. Eher noch weniger Auskunft gibt ORUETA jr. Er, wie überhaupt sämtliche Autoren, die sich von nun ab mit unserem Gebiet oder dessen Nachbarschaft beschäftigen, wiederholen verallgemeinernd für alle Stufen die Ergebnisse der Mission d'Andalousie. Der letztgenannten kommt die erste und ... letzte Erkennung des Vorhandenseins einer Doggerstufe zu.

Im Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches folgt südwärts auf die Hauptstruktur der Sierra de Huma die keilförmig aufragende Jura-Triasschuppe der Castellones, deren Trias-Liaskern im vorangehenden Abschnitt erwähnt worden ist. Das Tunnel XI der andalusischen Bahn durchsetzt deren Südflügel in einer kontinuierlichen Kalkserie von ca. 130 m Mächtigkeit; sie ist in Fig. 7 in skizzenhafter Ansicht wiedergegeben. In dieser Kalkserie gelang es KILIAN und BERTRAND, im Einschnitt des Tunnels XI (Südseite?) in brecciösen Kalken eine auf Dogger, insbesondere auf Bathonien, hinweisende kleine Fauna zu finden (p. 424). Aus „calcaires compacts, jaunâtres, à taches bleues, entremêlés irrégulièrement de filets de marnes d'un gris verdâtre“ werden angeführt: *Eligmus polytypus* DESL., *Terebratulula circumdata* DESL. und *Rhynchonella cf. varians* SCHL. Die Kalkserie des Tunnels XI enthält im Liegend- (3 der Fig. 7) und im Hangendteil (2 br) brecciöse Kalke, von welchen die ersteren den Eindruck tektonischer Bildung machen. Weder mit der einen noch anderen Bildung lässt sich der Dogger der Mission d'Andalousie identifizieren; die höhere Breccie, die wohl fossilführend gefunden wurde, erwies sich als tithonisch (s. p. 121), worauf auch schon die Nähe der Tithonfauna führenden Knollenschichten hinweist (2), die tiefere entspricht nicht der Beschreibung und ist fossilleer. Es muss also die Fixierung des Doggerniveaus der französischen Forscher in der Schwebe gelassen werden, da eine entsprechende fossilführende Schicht nicht zurückgefunden wurde. Nichtdestoweniger darf wohl der Nachweis des Doggers gültig bleiben. Die geschlossene Schichtserie der Castellones zeigt, da ein Sedimentationsunterbruch nirgends zu erkennen ist, dass die ganze Juraformation durch eine einheitliche Kalkserie repräsentiert sein muss; der Fall einer typischen, wenn auch wenig mächtigen „série compréhensive“ liegt hier vor.

Dass unter solchen Umständen der Nachweis des mittleren Jura schwer fällt, ist leicht einzusehen. In den tieferen Aufbrüchen der Falten kann der Dogger nur nach seiner ihm zukommenden stratigraphischen Position vermutet werden; er bleibt eingeschlossen in

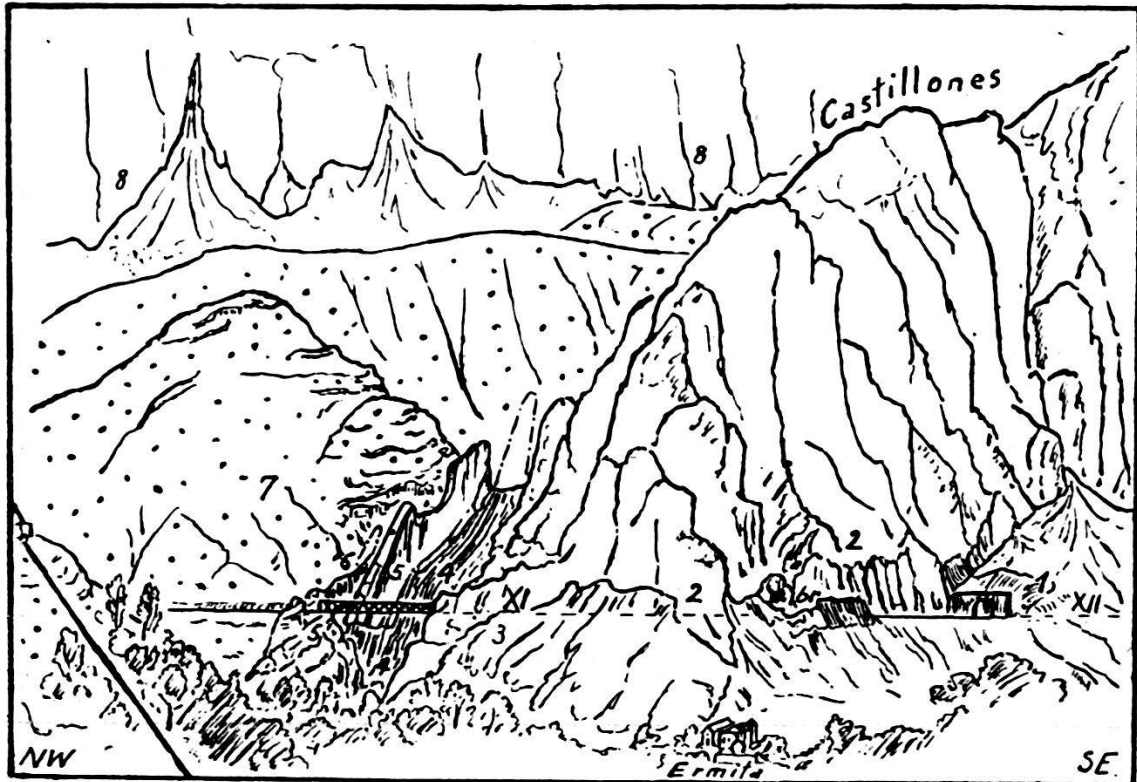


Fig. 7. Ansichtsskizze des Westendes des Castellones-Kalkzuges bei El Chorro (Tunnel XI).

Flysch.

1. Grünliche und braunrote bröcklige Mergel.

Tithon-Dogger-Kalkserie.

2. Helle, massige Kalke, etwas gelblich, bankig. Rechts ausserhalb der Skizze übergehend in ca. 5 m Knollenkalke mit Tithonfossilien (*Spiticeras pseudogroeanus* etc.); von den Flyschmergeln nächst Bahntracé durch Verwerfung geschieden (Str. 35°—85° S).
- br Übergang in eine monogene Kalkbreccie, bestehend aus weisslich grauen, dichten Tithonkalcken, kleine Fossilientrümmern und Kristallaggregate (umkristallisierte Foraminiferen?) enthaltend; das Zwischenmittel besteht aus gleichen Kalcken und einer grünlichen tonigen Beimischung, darin reichlich *Rhynchonellen* (s. p. 68), *Aptychus* sp. und *Belemnites* sp.
3. Grobbrecciöse, weisse, partienweise oolithische Kalke (*Dogger*?).

4.—6. *Lias-Trias.*

4. Wechsellagerung von grünen und rotbraunen Mergelschiefen, durchsetzt von dünnen Bänken schwarzgrauen dolomitischen Mergelkalkes, hellem, muschelartig brechenden Mergeln, dünnen Fasercalcitlagen und gelben flaserig-nierigen Sandsteinplättchen. Die ganze Serie formt eine ausgesprochene Hohlkehle, über welche die Eisenbahnbrücke nächst Tunnel XI hinübersetzt; repräsentiert die obersten Keuperlagen; Mächtigkeit ca. 10 m.
5. Mauerartig emporragende Felswand grauschwarzer, mehr oder weniger dolomitischer Kalkbänke, begleitet von feinst gelbsandig anwitternden Dolomitbänken (Str.° 75—85° S); diese Bankserie, an den Mergeln unter der Bahnbrücke diskordant absetzend, findet ihre Fortsetzung in einer Serie von
6. dünnbankigen Kalcken und Dolomiten (die Unterlage des Nordendes der Bahnbrücke bildend), die nach N fällt (Dolomitenanalyse Nr. 1 p. 107) und als „Intralias“ angesehen werden kann.

Miozän.

7. Konglomerate und grobe Kalksande der Miozän-Molasse, füllt fjordartig die Depression zwischen den hohen Kalkwänden des Castellones und der Sierra de Huma (8) aus.
8. *Tithon* (örtlich rote, knollige Kalklagen), formt hohe, ca. 70° S fallende Plattenschüsse.

der einheitlichen Kalkfolge, in der immerhin gelegentlich gegen die Basis zu (Fig. 6, 1) sich grob oolithische Kalke einstellen können. Bei der grossen Mächtigkeit, welche der Gesamtjura in dem Felsklotz des Torcal erreicht, ist anzunehmen, dass dort der Dogger gleichfalls Anteil nimmt an der Kalkserie. KILIAN und BERTRAND teilen daselbst dem mittleren Jura oolithische Kalke und wohlgebankte graue Kalke zu (18, p. 423); sie sind wahrscheinlich innerhalb der Serie des Torcal bajo (Fig. 8) zu suchen; obwohl in den roten Knollenkalken Ammoniten gesammelt werden konnten, dienten keine hinreichend zu spezifischer Bestimmung und Dogger-Nachweis, welcher letzterer auch bei der Mission d'Andalousie kein paläontologisch begründeter ist. Die Besprechung der Malm-Tithon-Serie bringt uns auf diese Frage zurück.

Ähnliches wie für den Lias angeführt wurde, nämlich eine fazielle Verarmung in der Richtung von E nach W, trifft auch für den Dogger der penibetischen Zone zu, vorausgesetzt, dass wir dazu auch die Sierra Elvira zählen. Aalenien mit *Ludwigia Murchisonae*, Bajocien mit *Coeloceras Humphresianum* sind dort in bräunlichen, mergeligen Kalken und kieselführenden, teils rotbraunen Kalkplatten erkannt worden; Dolomite schliessen die Stufe ab (18, p. 421); in den Bergen von Alfarnate und Zafarraya ist Erkennung und Ausscheiden der vermuteten Doggerbildungen schon etwas dürftiger (Alfarnate: „dalles calcaires à debris d'oursins et d'encrines“; Zafarraya: „calcaires grisâtres à *Rhabdocidarid*“). Diese Verhältnisse der Fazies- und Fossilverarmung waren schon KILIAN und BERTRAND aufgefallen, und sie glubten, die Region des Torcal könne als vermittelnd zwischen den östlichen und westlichen Regionen angesehen werden.

Über das Verhalten des Doggers in den ausgedehnteren, westlich des Chorro gelegenen Flächen des Penibetikums ist sehr wenig Sicheres zu berichten. Es ist wahrscheinlich, dass derselbe in Malmfazies Anteil nimmt am Aufbau der Gebirge östlich Ronda; bei Ronda selbst fand ich aber den Oligozänfölysch auf Plattenkalken des Lias oder Infra-Lias transgredierend, eine vermutlich nur lokale Episode des Abtrags anzeigend, denn südwestlich davon, in den Bergen längs des Rio Guadiaro, gewinnt eine einheitliche Malmfazies wieder grosse Mächtigkeit.

IV. Malm und Tithon.

Die hellgrau ins Land leuchtenden Kalkwände der Gebirgskette zwischen Guadalhorce und Loja waren für jede ältere geologische Arbeit der Ausgangspunkt für eine stratigraphische Aufteilung und besteht, dank ihrer örtlichen Fossilführung, in ihrer Zuteilung zur Juraformation bezw. in ein „oolitico“ Übereinstimmung. Ihre Fossilführung vorwiegend im oberen Abschnitt, liess schon 1871 ORUETA-AGUIRRE (5) Ober-Jura erkennen (erwähnt wird: *A. Achilles*, *A. transversarius* und *A. perarmatus* var. *catena*, die später durch KILIAN und BERTRAND als *Simoceras agrigentinum* FAVRE, *Peltoceras Fouquei* nov. sp. und *Aspido-*

ceras dornacensis FAVRE revidiert werden). Eine stratigraphisch grundlegende Sichtung innerhalb der Kalkformation des Torcal und der Guadalhorce-Schlucht ist erstmals festgelegt durch die Arbeiten der Mission d'Andalousie (18) und kann die neue Bearbeitung dieselbe kaum wesentlich ergänzen; leider ist die topographische Fixierung der Beobachtungen und Funde der französischen Forscher nicht derart, um dieselben mit Sicherheit in neuere Bearbeitung einbeziehen zu können. Auf die viel weniger paläontologische Daten liefernde Serrania de Ronda überträgt D. DE ORUETA (31, p. 363) im grossen und ganzen die Angaben der Mission d'Andalousie aus den mehr östlichen Gebirgen.

Die lithologische Beschaffenheit des oberen Jura ist in allen Teilen des Penibetikums die gleiche; es fügt sich derselbe mit den in der Chorro-Schlucht erkannten tieferen Jurastufen zu einer einheitlichen Kalkserie zusammen; eine gewisse Sonderstellung nimmt höchstens der Jura der internen Zone ein; bei der vorhandenen lithologischen Einheitlichkeit ist die Aufteilung in einzelne Stufen ein kaum durchführbares Unternehmen und kann bei systematischer Sammelarbeit, die mit Sprengungen vorzugehen hätte, höchstens deren sporadischer Nachweis erreicht werden; aber auch ohne Erkennung einzelner Stufen ist der Tatbestand einer kontinuierlichen, gleichartigen Sedimentation ohne belangreiche Emersion oder Abtrag sicher zu erkennen; wohl finden sich innerhalb der Schichtserie gewisse Zonen, die man als Sedimentationsunterbruch, oder zum mindesten Sedimentationshemmungen qualifizieren muss (Einschaltung der Knollenschichten), die aber nicht notwendig eine Emersion mit Fehlen einzelner Stufen zur Voraussetzung haben.

Die Kalktypen innerhalb des Ober-Jura lassen sich in die folgenden Gesteine einordnen:

1. *Dichte* (seltener feinst kristalline) *wohlgebankte Kalke*, muschelartig brechend und im Bruch rein weiss, gewöhnlicher aber einen gelbgrauen (crèmegelben) Farbton aufweisend, in der Anwitterungsfläche bläulichgrau bis bleichgrau, besonders bei flacher Schichtlage zu Verkarstung neigend; die Kalke sind oft endogen brecciös; die oolithische Struktur mancher dicht aussehender Typen wird erst mit der Lupe kenntlich; Übergänge in spatige (echinodermische) Kalke sind vorhanden, eigentliche Echinodermenbreccien sind nicht angetroffen; die Bankung ist ausgeprägt, die Schichtlagen schwanken in ihrer Dicke zwischen 20—50 cm; besonders im oberen Teil (Tithon) sind rosa gefärbte, oder auch nur rötlich gefleckte Gesteinstypen gewöhnlich.
2. *Massige weisse Kalke*. Zum Unterschied von Kalktypus 1 heller grau anwitternd und im Bruch reiner weiss und in gröbere Oolithstruktur aufweisend; die Schichtung wird oft weniger deutlich, die Bänke sind stets dicker (um 1 m) und Klüftung tritt bisweilen sehr in den Vordergrund; sie formen zwischen den dünner geschichteten Kalken gern riffartige Anschwellungen, die in ihrer Mächtigkeit variieren; diese Kalktypen, die zu den dünner

gebankten Kalken alle Übergänge zeigen, werden in den Cordilleren gewöhnlich als „jaspon“ bezeichnet.

3. *Oolithkalke*, rein weiss oder gelblichweiss aus obigen Typen hervorgehend; die Ooide schwanken zwischen Stecknadelkopfgrösse bis Erbsengrösse; die Beschränkung auf Schichtlagen ist wenig entwickelt, sondern es findet sich mehr nur eine linsenförmige Einstreuerung.
4. *Rote Knollenkalke*, sog. „*fausse brèche*“ (FALLOT), „*faciès grumeleux*“ (KILIAN). Rote, meist eher braunrote, sehr gewöhnlich auch graue oder grünlich-graue oder rot-grün gefleckte, wohlgebankte Gesteinsplatten (10—30 cm) von höckerig-knolliger Oberfläche; bei der Verwitterung löst sich das Gestein in Kalkbrocken auf, denen eine unebene, bald nierenförmige Oberfläche eigen ist, was nicht für ihre Herkunft aus mechanisch zertrümmertem oder gerolltem Material spricht; zwischen diese „Komponenten“ schalten sich feinere rotbraune Mergeltonhäute ein, längs welchen sich innere Bewegungen (Harnische) ausgelöst haben, ferner feineres Gesteinskorn, das wie die grösseren „Knollen“ aus gewöhnlichem, aber eben rot gefärbtem Jurakalk besteht, in welchem winzige Schalentrümmern (planktonische Mollusken?) und feine Kristallaggregate (aufgelöste Radiolarien?) erkennbar sind. Die gleiche Rolle, wie die Knollen, nehmen die in diesem Gestein eingestreuten Ammoniten ein; wie bei den „Knollen,“ so lässt sich zur Seltenheit auch für die Fossilien eine rein klastische Herkunft (zerbrochene Stücke) erkennen, die auf eine gewisse, wenn auch beschränkte Umlagerung des Sedimentmaterials schliessen lässt.
5. *Kalke mit Kieselknollen*. Bald in den massigen Kalken, viel gewöhnlicher aber in den gebankten Typen stellen sich Kieselknollen ein, die in ihrer Farbe variieren, meist aber blauschwarz oder gelbbraun sind; in gewissen kreidenahen, höheren Partien häufen sie sich zu förmlichen Kieselknollenlagen an.

Neben den angeführten Kalktypen finden sich fernerhin:

6. *Dolomite*, sie sind von ganz lokaler Einschaltung und unterscheiden sich nicht von gleichartigen Gesteinen, wie sie sich im Lias auch vorfinden; es sind splittrig brechende graublaue Typen, im oberen Teile gegen die riffartigen Kalke des Tithon zu besser gebankt und kalkreicher.

Die stratigraphische Verteilung betreffend ist für die angeführten Gesteinstypen keine absolut geltende Niveaueigenschaft anzuführen. Nur in allgemeinen Zügen ist festzustellen, dass in höheren Lagen die rosa gefärbten Kalke, die an Kieselknollen reichen Kalke und gewisse Niveaux — wenn man überhaupt von solchen sprechen darf — der Knollenkalke zu Hause sind. Die mächtigeren, weissen und bald riffähnlichen Kalke durchsetzen an einigen

Stellen (Torcal) eine grössere Schichtserie und gehen dabei seitlich in die gebankten Kalke über.

Die Art des Auftretens und die gegenseitigen Beziehungen der massigen Kalke zu den Knollenschichten vermag einige Aufklärung über den faziellen Charakter dieser Sedimente abzugeben. Die *Knollenkalk* repräsentieren eine eigenartige Fazies des Jura (faciès andalou), die schon von verschiedenen Autoren (NICKLÈS, KILIAN, FALLOT) aus Südspanien und den Balearen beschrieben wurde, ohne dass jedoch eine allseitig abklärende Erklärung ihrer Bildungsweise gegeben worden wäre. Gleiche, oder mindestens sehr ähnliche Bildungen sind aus dem weiten Raume der alpinen Geosynclinale und der algerisch-tunesischen Teilgeosynclinale bekannt; die „faciès andalou“ ist vergleichbar der Adnether Fazies der Ostalpen und dem ammonitico rosso der lombardischen Zone, wenn auch bei letzterem besonders der stärker mergelige Einschlag, in welchem der Kalkgehalt mehr in konkretionärer Form auftritt, hervorzuheben ist. P. FALLOT hat darauf hingewiesen, dass das Vorkommen der „fausse brèche“-Fazies in Andalusien und auf Mallorca sich auf Toarcien, Argovien und Tithon verteilt; im ersteren Falle ist es das Niveau des ammonitico inferiore der Lombardei, im höchsten Vorkommen erkennen wir, auch nach Fossilinhalt, den ammonitico superiore resp. die Strambergerkalke; die gleiche Wiederkehr der Fazies der „fausse brèche“ zeigt das Jura-Schichtprofil von Tunis (L. GENTIL). In seiner „Géologie stratigraphique“ (p. 302) denkt M. GIGNOUX zur Erläuterung der Bildung dieser Sedimente, die Dauphiné betreffend, nicht etwa an Emersion, sondern an die Sedimentationsverhältnisse auf untermeerischen Rücken oder die Wirkung von Strömungen; damit ist eine Erklärung angedeutet, die meines Dafürhaltens auch am ehesten auf die Vorkommnisse und den Habitus der Knollenkalk des Penibetikums sich anwenden lässt.

Welche Auskunft geben nun die Vorkommnisse unseres Penibetikums über die Bildungsweise und stratigraphische Verteilung der Knollenschichten? Fassen wir erst die letztere Teilfrage ins Auge, so dürfte, vorausgreifend der Bewertung des Fossilinhaltes, festgestellt sein, dass in unserem Gebiete ein liasisches Niveau nicht vorhanden ist und auch ein solches innerhalb des Doggers nicht durch bestimmbares Fossilmaterial belegt werden kann; wenn nicht weitere Funde auf tiefere Niveaux hinweisen, so müssen wir vorderhand annehmen, dass die Knollenschichten innerhalb des *Malm*, und insbesondere im *Tithon*, sich vorfinden. In den Jurakalkprofilen, die eine genügend mächtige Schichtreihe zum Ausstrich bringen, um dies beurteilen zu können, ist die „fausse brèche“ besonders in der höchsten Partie des Tithon (*Tithon-Knollenschichten*) und ferner in einer ca. 120—150 m tieferen Schichthöhe (Chorro, Valle de Abdalagis) vorhanden; auch im Torcalmassiv finden sich die tieferen Knollenkalkplatten — die höheren Schichten sind über-

haupt wenig ausgeprägt — um ca. 100—180 m unter dem Dach der gesamten Kalkserie; daher bezeichnen wir die tieferen Knollenschichten als die „*Mittleren Knollenschichten*“.

Alle die vorhandenen Knollenkalkvorkommnisse sind aber weit davon entfernt ein stratigraphisches Niveau zu formen. Die mächtige Kalkmasse des Torcal mit ihrer fast horizontalen Schichtlage und Übersichtlichkeit bietet dafür die besten Anhaltspunkte. Als linsenförmig auskeilende Plattenserien schalten sich die meist roten, knolligen, wenige Meter mächtigen Schichtfolgen zwischen die integren hellen Kalke. Bei näherem Zusehen zeigt sich, dass die Knollenlagen sowohl allmählich aus denselben hervorgehen, dies in horizontalem und vertikalem Sinne, als auch scharf an den massigen Kalken absetzen können. Letztere Beobachtung muss für die genetische Auffassung des Sediments besonders ins Gewicht fallen; so wurde im Torcal alto beobachtet, dass dünnebankte, knollig-bröcklige Schichten in nahezu ungestörtem Schichtverband diskordant an massigem, weissem Oolithkalk abstossen. Das Übergreifen von massigem, mehr oder weniger oolithischem Kalk über die Knollenschichten oder die gewöhnlichen gebankten Kalke dürfte darauf hinweisen, dass es sich bei ersterem um ein riffartig schnell wachsendes Sedimentmaterial handelt, das über seine Umgebung hinauswuchs; die grössere Mächtigkeit der massigen Kalke weist im gleichen Sinne. Die normale organogene und präzipitative Sedimentation wurde in den angrenzenden Räumen des öfteren unterbrochen (Oscillationen mit verändertem Regime der Meeresströmungen); Umlagerungen fanden statt und Einschwemmung feinen terrigenen Materials aus relativ grosser Ferne kam hinzu, teilweise Auflösung sedimentierten Schlicks mag eine Rolle gespielt haben. In dieses „aufgerüttelte“ Kalkmaterial kamen auch die Cephalopodenschalen zum Niederschlag, die auffälligerweise, soweit wenigstens meine Beobachtungen gehen, sich nie in dem massigen, weissen Kalke finden; die Diagenese formte die Fazies der Knollenschichten, die eigenartige „*fausse brèche*“. Ein Emporragen über Meeresniveau ist für die Bildung dieses nur in vereinzelt Fällen rein klastischen Sediments nicht nötig vorauszusetzen; die Transgressionsphase, die im allgemeinen dem Tithon in der mittelmeeerischen Geosynclinale zukommt, äussert sich im Hauptteil unseres Penibetikums nicht durch echte Transgressionssedimente oder deutliches Übergreifen über tiefere Stufen; erst eine mehr interne, betikwärts gelegene Randzone enthält Reste eines transgredierenden oberen Jura; als ganzes dürften die Jurakalke als eine epikontinentale, nahezu hemipeiagische Fazies (Ammonitenfauna!) angesprochen werden.

Eine stratigraphische Aufteilung des Ober-Jura kann von verschiedener Grundlage ausgehen; wo sich dafür hinreichende Anhaltspunkte finden, mag sie rein lithologisch versucht werden; die Fossil-

führung der Knollenschichten gestattet eine Orientierung nach paläontologisch-stratigraphischen Gesichtspunkten.

1. Lithologische Gliederung des oberen Jura im Torcal.

Die praktisch auf weite Flächen horizontale Schichtlage der mächtigen Jurakalkserie des Torcal südlich Antequera und das Ausstreichen der Bänke in der Felsumrandung der Bergmasse erlaubt, wenn auch in schematisierender Weise, einzelne Schichtserien zusammenzufassen und auf einigen Abstand zu verfolgen; der Versuch ist in der Kartenskizze der Figur 8 durchgeführt. (Topographische Einführung siehe p. 236.)

Die stratigraphisch höchsten Schichtlagen, dickbankige, teils rosa gefärbte, mehr oder weniger massige Kalkbänke formen die zinnenartige Gipfelhaube des ganzen Bergmassivs; sie entsprechen nach ihrer Lage dem Tithon. Unter dieser Gipfelserie des Torcal alto lässt sich ein Kalkkomplex ausscheiden, der massig gebankt, durch einzelne wenige hervortretende Knollenlagen gegliedert ist, von solchen aber auch seitlich aufgespalten wird; dieser weisse, oft oolithische Kalk, im allgemeinen sehr dickbankig und von vertikalen Diaklasen durchsetzt, ist so eigentlich der Typus der riffkalkähnlichen Kalkbildungen des Ober-Jura (Tithon); er ist hier als Navazoskalk zubenannt und nimmt den südwestlichen Teil des Torcal-Hochlandes ein; in ihm liegt das Labyrinth jener grotesken Karstformen, die dem Torcal so viele Besucher bringen. Gegen den zentralen Teil der Torcalmasse streicht dieser maximal wohl bedeutend über 100 m mächtige Kalkkörper, auf ca. $\frac{1}{4}$ dieser Mächtigkeit reduziert, über den Komplex der „mittleren Knollenschichten“ aus; wenn auch nicht von einem völligen Auskeilen des massigen Kalkes die Rede sein kann, so verliert sich derselbe doch, in weniger mächtige „Zungen“ aufgespalten, innerhalb der dünner gebankten Kalke des zentralen Torcal. Im Nordwesten dahingegen leitet der gleiche Navazoskalk (nächst dem Puerto Caraguelas), dort stets im liegenden der höheren direkt unter den roten Neokomschichten liegenden Knollenschichten, in die hellen Kalkabstürze über, die die Nordfront des Torcal, die Sierra Pelada, aufbauen (Peladakalk). Eine genauere bankweise Verfolgung hält hier schwer, doch bei Zusammenfügung der höheren hellen Kalke zu einer Einheit gelangt man mit derselben um die Nordseite des Bergmassivs herum in die massigen, weissen Kalke des Torcal-Ostendes (Pelada, P. 1113 m) und über den Camorro de los Monlesos (hier stark in ihrer Mächtigkeit reduziert) wieder auf die Südseite des Berges, woselbst wir vom Navazoskalk ausgegangen sind. Obwohl Navazoskalk und Peladakalk sich als Kalkserie entsprechen müssen, lassen sie sich auf der SE-Seite des Berges nicht mehr miteinander verbinden, da die letzten Ausläufer des Peladakalkes in einem tieferen Niveau sich vorfinden als die

Basis des Navazoskalkes am Torcal alto (vergl. Legende zu Fig. 8); statt dessen schalten sich die in das Liegende des Navazoskalkes gehörenden, aus einer Anzahl „Digitationen“ sich zusammensetzenden, weniger massigen Kalke des Cavallo grande dazwischen. Es ist klar, dass bei der Verfolgung einer Kalkserie um das Bergmassiv herum allerhand Fehlerquellen mitspielen; als Grundursache dieses Hiatus in der Verbindung möchte ich jedoch die in sich unregelmässige Gestalt des ganzen Kalkkörpers hinstellen, welcher an- und abschwelt

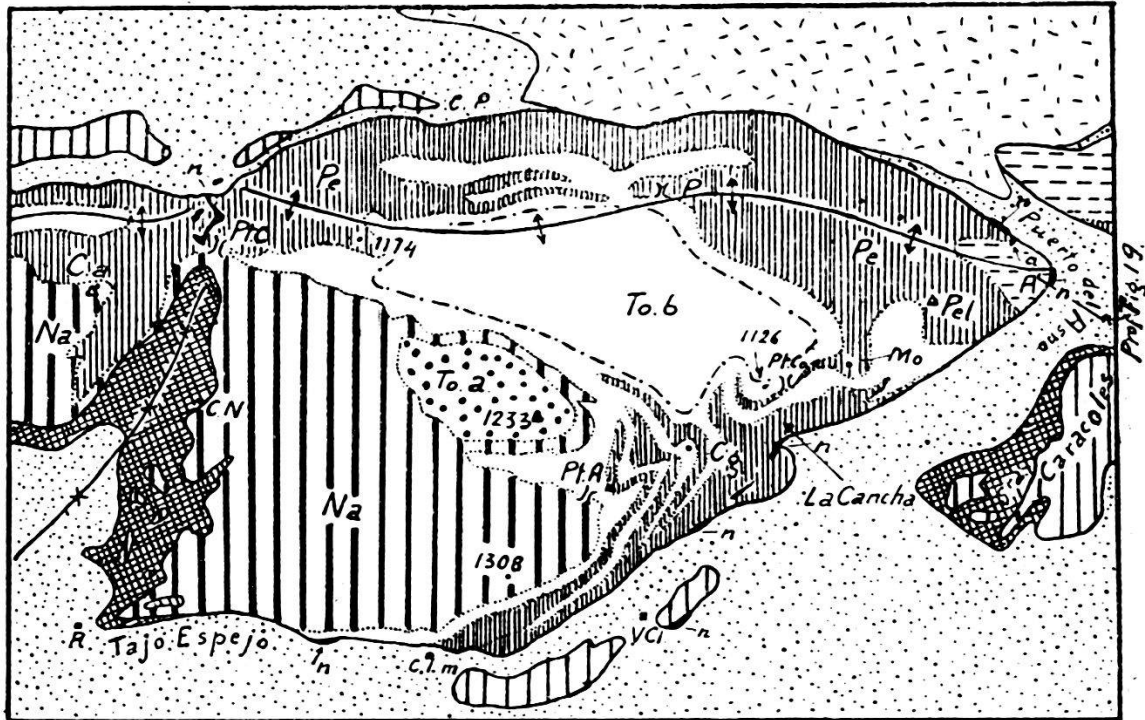
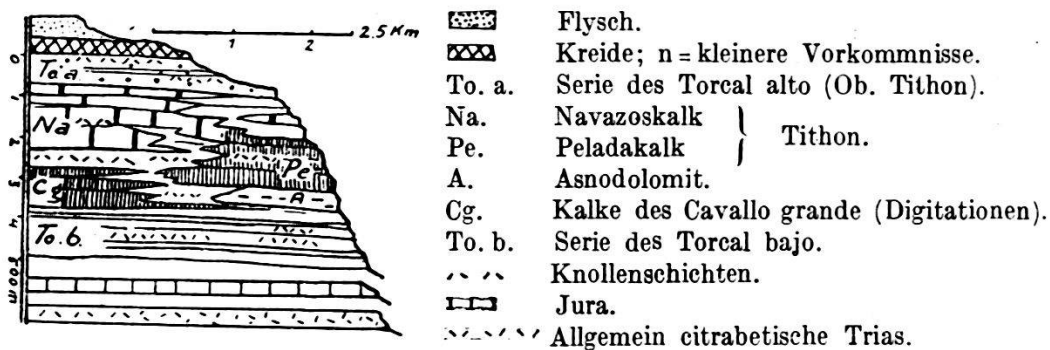


Fig. 8. Entwurf zu einer lithologischen Gliederung der Kalkserien des Torcal.



Abkürzungen :

A.	Venta de las Angustias.	P.	El Peligro.
Ca.	Camorro alto 1369 m.	Pel.	Pelada, P. 1113 m.
Cg.	Cavallo grande.	Pt. A.	Puerto Almendro.
C. l. m.	Casa labor de la muerte.	Pt. C.	Puerto Caraguellas.
C. N.	Cortijo de los Navazos.	Pt. Co.	Puerto Corona.
C. P.	Cañada de Pesquera.	R.	Cortijo del Robledillo.
Mo.	Camorro de los Monlesos.	V. Cl.	Ventorro del Clarin.

und sich seitlich „verfingert“, so dass keine Niveaugleichheit vorhanden sein kann.

Innerhalb der Serie der Navazos-Peladakalke, die die meist höher aufragende Umrandung formen, kommt im Torcal bajo eine nächst tiefere, lithologisch aber nicht verschiedene Kalkserie zum Ausstrich, in welcher gleichfalls verschiedene Knollenkalklagen auftreten, riffartige Kalke aber nicht mehr besonders hervortreten. (Serie des Torcal bajo.)

Eine besondere Ausbildungsart des Torcal-Jura treffen wir indessen im Ostende der Berggruppe an der Puerta del Asno. Dort setzt unter dem Pelada-Kalk eine Dolomitserie ein, die wir, hauptsächlich von tektonischen Erwägungen ausgehend (s. p. 239) als eine Faziesvariation im oberen Jura ansehen (Asnodolomit).

2. Stratigraphische Gliederung des oberen Jura.

Die Fossilausbeute aus unserem Gebiet ist, besonders was gut erhaltene Formen betrifft, relativ gering; obwohl kaum so reiche Fundstellen wie jene von Cabra und Loja, die durch KILIAN eine klassische Bearbeitung erhielten (19), sich darin vorfinden dürften, so mag gewiss eine mehr eingehende Sammeltätigkeit unsere kleinen Listen leicht zu bereichern. Für die Prüfung und Bestimmung des gesammelten Materials bin ich Herrn Dr. E. BAUMBERGER (Basel) zu ganz besonderem Danke verpflichtet. Betrachten wir zuerst den westlichen Gebirgsabschnitt zwischen der Chorro-Schlucht und Valle de Abdalagis, um daran dann die Gruppe Sierra Chimnea-Torcal anzufügen.

Die einheitliche Kalkfolge der Chorro-Schlucht von Lias-Dogger bis zu den höchsten Knollenschichten des Tithon lässt es kaum zweifelhaft erscheinen, dass sämtliche Stufen von Malm und Dogger darin enthalten sind. Eine durchgehende, vollständige Schichtserie, in der die Trias eine erste stratigraphische Orientierung ermöglicht, liefern im Chorro-Querprofil allein die Falte der Sierra de Huma (Südschenkel) und die Faltenschuppe der Castellones. In der Huma-Falte (südlicher Schluchtteil) teilt die Serie der schon erwähnten „mittleren Knollenschichten“, eine ausgeprägte Hohlkehle in den fast vertikalen Schichtlagen formend, die gesamte Juraserie in zwei Abteilungen: eine höhere von ca. 120 m Mächtigkeit kann als Tithon angesehen werden, in der tieferen muss der Mittlere und Untere Malm (Kimeridge bis Oxfordien) und in den tieferen Oolithkalken (1, Fig. 6) der Dogger enthalten sein. Eine paläontologische Unterlage für diese Aufteilung, insbesondere die tiefere Abteilung, fehlt bis anhin noch.

Fossilführend sind besonders die rötlichen knolligen Kalke in der oberen Begrenzung der gesamten Kalkserie (Tithon-Knollenschichten); diese lieferten von der Nordseite des Castellones-Zuges:

Spiticeras pseudogroteanus DJ.
Hoplites Chaperi PICT.
Aptychus latus PARK.
Pygope diphya COL.
Pygope Enganeensis PICT.

In den gleichen Schichten, die als flache Synklinale den Gipfelkamm der Sierra de Huma aufbauen, wurden neben vielen, leider nicht spezifisch bestimmbareren Formen gesammelt:

Simoceras volanense OP.;

aus einem Sturzblock (wahrscheinlich schon aus tieferen Schichten) stammt:

Phylloceras (Sowerbyceras) Loryi MUN. CHALM.

In einer den obersten Tithonlagen angehörenden Breccie (br der Fig. 7, durch die Mission d'Andalousie für Dogger gehalten) wurden zahlreiche Rhynchonellen gesammelt; sie ergaben (A. JEANNET):

Rhynchonella sp. indet.
Rhynchonella corallina LEYM.
Rhynchonella Agassizi ZEUSCHN.
Rhynchonella sp. indet. (novum?)

Sie weisen auf Oberen Jura bis Untere Kreide.

Sämtliche angeführte Formen aus den Knollenschichten zeigen das Tithon an; diejenigen der Castellones-Nordseite dürften schon einem Übergangsniveau in die unterste Kreide angehören (*Pygope Enganeensis*), was vielleicht schliessen lässt, dass hier ähnliche Verhältnisse vorhanden sind wie in der subbetischen Zone von Cabra, woselbst KILIAN ein tieferes Niveau mit tithonischem Faunacharakter von einem höheren, in welchem reichlich Berriasformen vorhanden sind, auseinanderhielt.

Aus dem Profil der Chorro-Schlucht werden innerhalb des Tithon durch die Mission d'Andalousie (p. 490) erwähnt: *Lyloceras* sp. (Eingang Tunnel IX, wahrscheinlich S), *Phylloceras Calypso* D'ORB. sp. (= *silesiacum* OPP. sp. [wahrscheinlich innerhalb Tunnel IX]), *Rhacophyllites Loryi* M. CH. sp. (Tunnel IX), *Haploceras carachtheis* ZEUSCHN. (Tunnel IX), *Perisphinctes geron* ZITT. (Tunnel IX), *Perisphinctes transitorius* OPP. sp. (id.), *Simoceras* sp. (groupe *S. Doublieri* D'ORB. sp. [Tunnel IX]), *Phylloceras ptychoicum* QU. (südlich Tunnel VII), *Aptychus punctatus* (südlich Tunnel VII).

Nach der Ortsangabe zu urteilen stammt diese Tithonfauna insgesamt aus den oberen Schichten der Kalkserie (Tithon-Knollenschichten); einzig das Vorkommen des *Phylloceras Calypso* dürfte sich entsprechend der Ortsbeschreibung (Tunnel IX: „où l'on remarque une fente gigantesque parallèle au plan de stratification“) auf die Hohlkehle der „mittleren Knollenschichten“ beziehen, in der also noch Tithonformen vorhanden sind.

In gleichem Sinne sprechen auch die neu gemachten Funde im Ostende der gleichen Berggruppe bei Valle de Abdalagis. Hier formt ein stratigraphisch hochgelegenes Niveau der „mittleren Knollenschichten“ in der mächtigen Kalkschichtplatte nordwestlich über dem Dorf gleichfalls eine markante Hohlkehle (die „Raja de las Palomas“); es lieferte dieses Niveau

Lytocheras polycyclum NEUM.
Phylloceras Callypso D'ORB.
Perisphinctes pseudocolubrinus KIL.
Perisphinctes contiguus ZITT.

Der gegenüberliegende Felskamm des Castillete, in dessen zwar auskeilenden Knollenschichten wir ungefähr das gleiche Niveau der „Raja de palomas“, aber im steilen Südschenkel der Falte, vor uns haben, ergab:

Phylloceras ptychoicum QUENST.
Lytocheras polycyclum NEUM.

Übereinstimmend aus diesen, wenn auch unvollständigen Listen ergibt sich, dass mindestens bis hinab in das Schichtniveau der „mittleren Knollenschichten“ das Tithon vorhanden ist.

Einen recht tiefen Aufbruch in die Jura-Schichtserie bedeuten auch die tiefsten, fast horizontalen Schichttreppen des inneren Torcal (Torcal bajo). Hier glaubten KILIAN und BERTRAND, dass die gesamte Juraserie vom Lias bis ins Tithon zum Ausstrich käme und verglichen die tieferen Torcalschichten mit den faziell ihnen nahestehenden fossilreicheren, weiter östlich gelegenen Gebieten (Sierra Elvira). Als vermutlicher mittlerer Lias wurden weisse, kompakte Kalke mit *Aptychus*, Korallen und *Pentacrinus* angesehen, als oberer Lias (ammonitico rosso) galten „dalles rouges à Ammonites“, kompakte wohlgeschichtete Kalke wurden zum Dogger gestellt, abgeschlossen sollte diese tiefere Kalkserie durch Knollenkalke („calcaire grumeleux et brèchiformes“) sein, die durch *Am. (Aspidoceras) acanthicus* charakterisiert ist. Leider ist es mir nicht möglich, die Beobachtungen der französischen Forscher hinreichend genau topographisch festzulegen, doch dürfte sich die Schichtserie, wenigstens bis in die Höhe der vermuteten *Acanthicus*-Schichten, insgesamt der Serie des Torcal bajo einfügen. Ob nun in dieser tiefsten Kalkserie des Torcal wirklich Lias vorhanden ist, bleibt sehr zweifelhaft; der paläontologische Nachweis dafür steht auch bei KILIAN und BERTRAND aus; das Gleiche gilt auch für den Dogger. Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse in den nächst westlichen Gebieten lassen es mir als sehr fragwürdig erscheinen, ob in der sonst Malmtypus aufweisenden Serie des Torcal bajo schon Lias vertreten ist; meine Fossilfunde konnten darüber keine bestimmte Aufklärung, ebensowenig bezüglich des Doggers, geben. Ich möchte vorderhand

in dieser Serie erst nur Ober-Jura, der durch Acanthicus-Schichten (Kimeridge) abgeschlossen ist, vermuten.

Die wenig brecciösen, mehr nur knolligen Lagen, die diese tiefere Serie umranden, d. h. überlagern, enthalten schon Tithonformen, können also den „mittleren Knollenschichten“ der Chorro-Schlucht gleichgesetzt werden; sie formen die Basis des in der lithologischen Gliederung als Navazoskalk bezeichneten Kalkkomplexes. Von P. 1126 m ist daraus anzuführen:

Perisphinctes pseudocolubrinus KIL.;

vom Puerto Almendro:

Oppelia zonaria OPP.

Die Fossilienreste, welche die Mission d'Andalousie vom Torcal erwähnt, stellt die betreffenden Schichten insgesamt in den oberen Jura; spezielle Tithonformen werden nicht angeführt; obwohl keine genauere Ortsangabe (Torcal alto) gegeben wird, dürften dieselben aus den Knollenkalklagen und -linsen stammen, welche zwischen der Torcalbajo-Serie und dem Navazos- und Peladakalk liegen. Der Vollständigkeit halber sei die Liste wiederholt:

Belemnites sp., *Phylloceras* aff. *saxonicum* NEUM., *Haploceras* cf. *Fialar* OPP., *Rhacophyllites Loryi* M.-CH., *Perisphinctes Navillei* FAVRE, *Perisphinctes Airoidii* GEMM., *Simoceras Torcalensis* KIL., *Simoceras agrigentinum* GEM., *Aspidoceras hominale* FAVRE, *Aspidoceras* sp. und *Oppelia* sp.

3. Der obere Jura der intern-penibetischen Zone.

Gegenüber der Entwicklung des oberen Jura, wie sie im Vorangehenden für die Bergzüge der medianen und externen Zone angeführt ist, zeigt die oberflächlich wenig Raum einnehmende interne Zone einige besondere Züge; die Kalkklippe des Veredon im Südausgang der Chorro-Schlucht, sowie einige wenige Juravorkommnisse westlich des Guadalorce sind hierher zu stellen.

Im Veredon-Kalkzug zeigt ein durchgehendes Schichtprofil den kontinuierlichen Zusammenhang zwischen Kreide und Jura. Letzterer ist ein weisser, massiger Kalk, in dem keine roten Knollenschichten vorhanden sind und der wegen seiner Fossilleere mit basalem Tertiär verwechselt werden kann, wäre nicht der Übergang zu den Kreideschichten vorhanden; dieser Übergang zeigt sich an durch Anreicherung von Kieselknollen von schwarzer bis blaugrauer Farbe; zugleich wird der Kalk dünnbankig, graublau und bräunlich anwitternd; die daraus hervorgehenden unteren Kreideschichten sind stark durchsetzt von Kiesellagen, die sich zu ganzen Schnüren zusammenfinden. Der Jura (Tithon)-Kalkzug des Veredon entspricht dem südlichen Erosionsrand jurassischer Sedimente, denn

auf dem weiter südlich anschliessenden Paläozoikum sind solche nicht mehr vorhanden.

Gleichartig weit nordwärts liegt der südliche Erosionsrand der Juraformation westlich des Guadalhorce; hier jedoch zeigt das Vorhandensein einer isolierten Erosionsklippe, dass die Juraabdeckung einst weiter südwärts reichte. Diese Jurakalkklippe findet sich in dem hellen Felszug der Sierra Blanquilla auf dem paläozoischen Bergrücken zwischen den Tälern des Arroyo Zahurda und Arroyo Granada. Ich erwähnte diese interessante Kalkklippe erstmals schon 1927 (75, p. 41) und hielt sie für tektonisch dem paläozoischen Untergrund auflagernd, eine Annahme, wozu ihr schollenartiges Vorkommen auf den betischen Schiefen verleiten kann. Die in ausgesprochener Diskordanz den älteren Schiefen aufliegenden jurassischen Sedimente beginnen mit einer wenig mächtigen Serie ebenmässig gebankter hellgrauer Kalke, auf welche als Hauptmasse ein reinweisser, schlecht geschichteter Kalk folgt. Da wo diese Bänke im Westende der kleinen Sierra den paläozoischen Schichten aufliegen, gehen sie ganz unvermittelt in einen echinodermischen, roten Kalk über, in welchem Gestein eine Anhäufung von schlecht erhaltenen Ammoniten, Belemniten und Gastropoden angetroffen wurde. Nur für einen kleinen Ammoniten gelang Dr. BAUMBERGER die Bestimmung als

Spiticeras celsum OPP.,

welcher somit die Zugehörigkeit der Kalkklippe zum Tithon dartut. Die Art des Vorkommens schliesst nicht aus, dass es sich um mehr oder weniger aufgearbeitetes Sediment handelt. Eigentliche Knollenschichten fehlen. Analoge, teils brecciöse Kalkvorkommen finden sich des weiteren in einzelnen Blöcken noch weiter östlich, beiderseits des Arroyo Granada.

Ein weiteres nach Fazies und einigermaßen auch nach Fossilgehalt dem intern-penibetischen Jura, speziell dem oberen Tithon, zuzuzählendes Kalkvorkommen, ein *Calpionella*-Kalk, kennzeichnet den Nordsaum des Betikums. Unter den typischen mergeligen grünlich-weissen Kreidekalken liegt nächst der Mündung des Arroyo Zahurda (Strasse von El Chorro nach Ardales) ein massiger, weisser, teils brecciöser und kieselführender Kalk (4 in Fig. 2₂); nach vorübergehender Mächtigkeitsschwelung (P. 483 m) keilt der rifförmig einsetzende Kalk wieder aus; hier aber stellen sich zwischen dem massigen Kalk und der Kreide dichte, mattweissgraue Foraminiferenkalke ein, auf deren Foraminiferengehalt schon ihre Tüpfelung hinweist. Die zahlreich gefertigten Schliffproben zeigen das Gestein massenhaft durchsetzt von den typischen Schnitten der

Calpionella alpina LOR.

Neben den kreisrunden Querschnitten, deren Artzugehörigkeit im Schliffe nicht entschieden werden kann ((*Orbulinaria?* *Calpionella?*)),

sind die krugförmigen, dünnchalig-hyalinen Schnitte der *Calpionella* vorherrschend, dazu gesellen sich einige wenige Nodosarien und einzelne Exemplare einer kreisrunden, dickschaligen, von Poren durchsetzten Lagenide (*Lagena diffringens* oder *L. sphaerica*).

Der Nachweis der *Calpionella alpina* im penibetischen Tithon hat besonders vergleichend lithologisches Interesse mit den Vorkommen gleicher Foraminiferen der Alpen, woselbst sie besonders in Sedimenten höherer tektonischer Einheiten (Klippendecke, insubrische Zone) sehr verbreitet ist. Seit TH. LORENZ diese Form aus den Kalken der Falknisbreccie erstmals beschrieb, wurde sie stets wieder aus Sedimenten tithonischer oder untercretazischer Zugehörigkeit als leitend angeführt; insbesondere charakterisiert sie den Biancone der Südalpen, also ein Übergangsglied zwischen Kreide und Jura, welche stratigraphische Position auch dem vorliegenden Kalk bei Ardales zukommt; der Gesteinshabitus ist ebenfalls vollkommen der gleiche. Obwohl gleichartige Kalke in höheren Kreideschichten als linsenförmige Einschaltungen wieder gefunden wurden, entbehren dieselben der *Calpionella*, auch ist dieselbe nicht in den Tithonkalken des Chorro- und Torcalgebietes angetroffen worden.

In neuester Zeit wurde der Leitcharakter der *Calpionella alpina* LOR. für Tithon resp. Unterkreide in Abrede gestellt, da diese Form zahlreich in Gesellschaft mit Oberkreide-Foraminiferen (Seewerschichten) wiederkehrt. E. KRAUS, der auf zahlreiche solche Vorkommnisse hinweist (Geologische Rundschau Bd. 20, p. 146), verneint die Selbständigkeit als Foraminiferenart und glaubt die krugförmigen Gebilde mit *Orbulinaria sphaerica* bzw. *ovalis* identifizieren zu müssen, indem *Calpionella alpina* nur eine „beim Versinken und Lagern in der kalkauflösenden Tiefsee durch Innendruck geplatzte *Orbulinaria*“ sei. Wie auch diese Frage sich noch abklären wird, so unterstreicht das Vorkommen der *Calpionella*-Kalke im Penibetikum eindringlich die fazielle Verwandtschaft, ja Gleichheit unserer Sedimentserie mit der alpin-mediterranen Fazies von Jura-Kreidesedimenten.

Eine weitere Frage knüpft sich an den faziellen Charakter des penibetischen *Calpionellen*-Kalkes und verwandter Gesteine. Insbesondere durch G. STEINMANN wurde darauf hingewiesen, dass der *calpionellen*-führende Biancone der Südalpen und analoge Gesteine des Apennin als Tiefseesedimente zu betrachten sind (55). Ihre Grundmasse baut sich auf aus feinstem Kokkolithenschlamm, in welchem die *Calpionellen* sich mehr nur als accessorische Beigabe ausnehmen; der lithogenetische enge Zusammenhang mit dem abysischen Radiolarienschlick, die Analogien zu heutigen Tiefseesedimenten, sowie die kärgliche Sedimentmächtigkeit für lange Perioden sprechen im Sinne ihres Tiefseecharakters. In einen gewissen Widerspruch zu diesem Standpunkte stellt sich das Vorkommen unseres *Calpionellen*-Sedimentes. Aus seiner unmittelbaren Auflagerung auf

paläozoische Schiefer im SW-Ende seines Vorkommens (bei P. 483) muss, wie wenig dies zu dem faziellen Charakter der Ablagerung passt, gefolgert werden, dass es sich um ein transgredierendes Sediment handelt; ein mechanischer Kontakt ist hier nicht vorhanden und, wo angedeutet (Ostende des gleichen Tithonkalkes, Fig. 22), nur auf lokales Abgleiten penibetischer Schichten zurückzuführen. Wir haben uns hier wohl eine äusserst ruhige Sedimentation auf allmählich sinkender Unterlage vorzustellen, wobei aber abyssale Tiefen für solche Schlickbildung nicht Voraussetzung sein können; die bathyal ausgebildete untere Kreide zeigt die weiter vor sich gehende Vertiefung des über das Betikum hinweggreifenden Meeres an.

Weiter westwärts sind im betischen Nordsaum nur mehr ganz sporadisch einige blockförmige Vorkommen von Tithonkalken zu notieren; die weissen Kalke der Hügelkette des Castillo Turón, die ich früher gleichfalls als solche betrachtete, sind an die Basis der Tertiär (Flysch)-Sedimente zu setzen und stellen eine auffällig gleichartige Faziesrückkehr tithonischer Ablagerungen dar.

Ober-Jura, der wieder den Typus der medianen Zone aufweist, tritt in der internen Zone in den Falten und Schuppen, die unter die Überschiebung der Rondaïden (Triasdolomite) hinabweisen, zutage. Der Faltenkern der Perella-Antiklinale enthält eine wenig ausgeprägte, brecciöse Knollenschicht (spärliche und schlechterhaltene Ammoniten), unter welcher die hellen Kalke alsbald in Dolomite übergehen.

4. Die Schichtmächtigkeit des oberen Jura.

Durch die Geschlossenheit und Mächtigkeit seiner Schichtbänke wird der obere Jura (exkl. die interne Zone) zur landschaftlich bestimmenden Formation, an die sich auch zu einem vorwiegenden Teil die Entwirrung des geologischen Baues knüpft. Die hochaufragenden Felsfluchten ermöglichen so auch eine brauchbare Schätzung der Schichtmächtigkeit, sofern die Basis aufgeschlossen ist und nur eine globale Zusammenfassung angestrebt wird.

Das Querprofil längs des Guadalhorce gibt den günstigsten Ausgangspunkt. Der südliche Abschnitt der Chorro-Schlucht enthält im Südschenkel der Falte der Sierra de Huma eine Jurakalkfolge von ca. 375 m. Auf den tithonischen Anteil, der mindestens bis an die Basis der „mittleren Knollenschichten“ gerechnet werden darf, entfallen ca. 120—130 m; in den restierenden Betrag bleibt tieferer Malm und Dogger bis Lias eingeschlossen. Diese ansehnliche Schichtmächtigkeit kann aber unvermittelt rasch ganz bedeutende Reduktion erfahren. Das auffälligste Beispiel liefert der gleiche Südschenkel bei La Rejanada, woselbst ein Schwinden der mächtigen Kalkmasse auf praktisch 0 Meter zu beobachten ist, um kurz darauf in den Bergen

von Valle de Abdalagis wieder zur früheren Mächtigkeit anzuwachsen (s. die Ausführungen im tektonischen Teil, p. 226, und Fig. 17).

In der Gruppe des Torcal ist die Juraserie wieder in besonderer Stärke vorhanden; sie wird schätzungsweise auf 480—520 m veranschlagt, wobei zu sagen bleibt, dass höchst wahrscheinlich der Lias darin noch nicht inbegriffen ist; die mittleren Lagen der „mittleren Knollenschichten“ fallen dort ungefähr in die Mitte der Gesamtserie, sodass dem Tithon eine Schichtdicke von über 250 m zukommt. Eine gleiche Schichtmächtigkeit wie in der medianen Zone besitzt der Jura auch im externen Penibetikum, wo in der Sierra de Peñarubia zum mindesten auch eine ca. 500 m mächtige Kalkserie ausstreicht, in welcher aber allein das Tithon (Knollenschichten) einigermaßen sicher zu erkennen ist und eine Basis noch nicht aufgeschlossen ist.

Eine ganz wesentliche Reduktion erleidet der Jura in der internen Zone, soweit diese dem Betikum aufgelagert ist. Schon die Falten- schuppe der Castellones enthält eine sämtliche Jurastufen vertretende Kalkserie von höchstens 130 m; im Veredonzug ist dessen Vorhandensein, wie überhaupt längs des betischen Nordsaumes (Ardales), nur mehr sporadisch. Mächtiger wird die Juraserie wieder in den Strukturen mit infrabetischer Position zwischen Burgo und Yunquera und weiter westlich gegen die Zentralteile der Serrania de Ronda, ein Umstand, der vollkommen in die ursprüngliche Verteilung der Sedimentationszonen passt, da diese Strukturen sich zwischen die äusseren nördlichen bzw. nordwestlichen Teile und den Saum längs des betischen Rückens stellen.

V. Die Kreide.

Nach ihrem faziellen Charakter ist die Kreide des Kartengebietes recht uniform entwickelt; immerhin lassen sich etwelche lithologische, regional einigermaßen umschriebene Nuancen auseinanderhalten, weshalb solche Gebietsteile getrennt betrachtet seien (1 und 2).

1. Die Kreide der medianen und externen Zone und des betischen Randes.

Wie für das ganze Mesozoikum des westlichen Andalusien, so geht insbesondere auch für die Kreideformation die grundlegende Aufteilung auf die Arbeiten der Mission d'Andalousie zurück. Deren „Etudes sur les terrains secondaires, etc.“ (18, p. 445) enthält für die andalusische Kreide folgende Gliederung (von oben nach unten):

- c) couches à silex,
- b) schistes marneux à *Aptychus Mortilleti*,
- a) calcaires marneux à *Holcostephanus Astieri*, et marnes à fossiles pyriteux et *Pygope diphyoides*.

Dieses stratigraphische Schema kann für unser Gebiet kaum als Ausgangspunkt dienen, da es regional zu weitgespannt ist und sich zudem mehr auf die subbetische Zone bezieht. Die penibetische Zone unseres Gebietes ist viel einförmiger, als ganzes eher kalkreicher, aber auch viel fossilieferer entwickelt. Den Vorgängern in dieser Gebietsstrecke war es denn auch nicht möglich, irgendwelche Fossilfunde namhaft zu machen. Dessenungeachtet hat ORUETA-AGUIRRE eine recht gute Beschreibung der über dem „Jaspon“ gelegenen roten Kreidebildungen gegeben; er wie auch sein in der Bearbeitung der Gebirge ihm nachfolgender Sohn, D. DE ORUETA (31, p. 377), fassten dieselben insgesamt als Neocom auf; er glaubt, dass nur die beiden tieferen Stufen der Gliederung der Mission d'Andalousie anwesend seien, überträgt aber anscheinend auf dieselben die Funde der französischen Forscher aus weitabliegenden Gebieten. In allgemeinen Zügen trifft die Zunahme mehr mergeliger Gesteine nach dem oberen Abschnitt der Formation zu; da aber die Zwischenschaltung mergeliger Lagen, aus allmählichem Übergang hervorgehend, des öfteren wiederkehrt, ist darauf eine genauere Stufengliederung in der wenig Sedi-mentvariation zeigenden Formation nicht leicht aufzubauen, und Fossilinhalt lässt gleichfalls im Stiche. Dennoch sei versucht, eine obere und untere Kreide auseinanderzuhalten; die Einheitlichkeit der Schichtserie macht aber jedwelchen Versuch, dies in der Kartierung einzuhalten, zunichte.

a) Die Unter-Kreide (Neocom s. l.).

Eine allgemeine Charakterisierung des Kreidekalktypus mag vorangehen. In den recht ausgedehnten Kreidearealen nordwestlich Ardales und innerhalb der Kalkketten zwischen Guadalhorce und Antequera ist der leitende Gesteinstypus ein gewöhnlich dichter, roter und dünnschichtiger Kalk bis Kalkschiefer, der meist etwas mergelig ist; sein Rot hat einen Stich ins Matt-Braunrote („creta ferruginosa“ bei ORUETA-AGUIRRE); helle, schön rosa gefärbte Nuancen sind gleichfalls gewöhnlich. Der Kalk wird gewöhnlich durchzogen von rotbraunen tonigen Häuten oder Flassern, längs welchen sich leicht kleine schillernde Gleitflächen ausgebildet haben, wobei dann das Gestein in unregelmässig-linsige Stücke zerfällt; auch zackige Durchwirkung mit Tonhäuten kommt vor. Das Korn des Kalkes ist äusserst fein, kryptokristallin, und sehr oft bei sehr grosser Vergrösserung (bis 100facher) nicht fassbar, da das rotbraune Pigment dasselbe überdeckt. Die in vielen dichten Kalklagen makroskopisch schon wahrnehmbare feine Körnelung erweist sich im Dünnschliff als ein reichlicher Foraminiferengehalt.

Zwischen die Kalkschichten schalten sich gerne Mergelschichten von gleicher Farbe, die auch vorwaltend werden können; eine ausgesprochene Niveaubeständigkeit scheint ihnen zu fehlen, wenn auch

der höhere Schichtteil der Gesamtkreide sie viel reichlicher bis vorwiegend enthält; typisch ist in mergelig-kalkigen Schichten die Einstreuung oft massenhafter kleiner (sekundärer) Kalkschüppchen. Neben dem roten Gesteinstypus findet sich aber auch — gelegentlich in fleckigen Übergängen — ein matt-weisses, dichtes Kreidestein, das stets einen Stich ins Grünliche aufweist und lithologisch dem zuvor geschilderten gleichsteht; fast ausschliesslich ist dieser Typus in der internen Zone und in den kleinen Resten auf den paläozoischen Schiefen vertreten.

In den mehr kalkigen Schichten der Kreide sind in wechselnder Menge Kieselknauern eingestreut, die meist schwarz bis schwarzblau, gelegentlich auch bunte Farben zeigen; vornehmlich in den dem Tithon benachbarten Lagen ist der Kieseinschlag (besonders in einer internen Strecke) mehr verbreitet; dass entsprechend dem KILIAN-BERTRAND'schen Schema eine Kalkabteilung mit Kiesel den höchsten Teil der Kreide ausmacht, trifft für unser Gebiet nicht zu. Von ausnahmsweise sandigen Einschaltungen ist weiter unten (p. 136) die Rede.

Vielfach geht die schiefrige Kreide auch in mehr kompakte, hellrosafarbige Kalke über; unvermittelt stellen sich auch Linsen von hellem dichten Kalk ein, der malmartig anwittert und leicht mit Tithonkalken zu verwechseln ist, da die letzteren auch etwa kleine unregelmässig begrenzte Enklaven in den Kreidearealen bilden.

Die Eigenschaft der Dünnschichtigkeit und die Wechsellagerung mit Mergelschichten bewirkt, dass in den Kreideschichten eine ausserordentlich reiche Kleinfaltung vorhanden ist; fast jedes kleine Handstück ist wellig gefaltet und gewunden und grössere Schichtserien zeigen eine Häufung von Staufen, die diese Formation in ihrem Faltungsbild gewissen Flyschschichten der Alpen ähnlich sein lassen. Dabei kommt es natürlich gegenüber dem massigeren, liegenden Tithonkalk zu weitgehender Eigenfaltung und kleinen Störungen, so dass scharfe Diskordanzen zwischen beiden Formationen sich herausbilden können. Diese oft auffälligere Lagerung ist stets auch älteren Forschern aufgefallen und war für KILIAN und BERTRAND mechanisch bewirkt, was in den meisten Fällen wohl zutreffen dürfte.

Wie schon darauf hingewiesen, ist der *Fossilgehalt* der penibetischen Kreide ein äusserst dürftiger. Lange schien mir die Formation wirklich so vollkommen steril, wie dies 1916 D. DE ORUETA beklagt. Auch BERTRAND und KILIAN, deren Fossilisten sonst so reich sind, können aus diesem Gebiete auch nur spezifisch unbestimmbare Belemniten (Madroño, Chorroquerprofil, p. 453) erwähnen. Die ersten neuen Funde, teils ausserhalb des Gebietes, beziehen sich auf Aptychen aus mergelig kalkigen Schichten des unteren Abschnittes der Gesamtkreide und sind meist nicht mehr spezifisch

bestimmbar; aus weissgrünlichen Mergelkalken von Casarabonela (also auf den betischen Schiefeln liegend) sei erwähnt:

Aptychus Didayi COQ.;

weit ausserhalb des Gebietes (Tajo de Yunca bei Jimera de Libar) fand sich in gleicher Lagerung:

Aptychus angulicostatus PICT. et DE LOR.

Die gleichen, dem Hautrivien eigenen Formen enthält zahlreich das Kreidprofil der Internzone am Rio Turon bei Ardales (s. unten).

Linksseitig des Rio Turon (siehe Karte Fig. 11, beim Zeichen der Fossilfundstelle) ist für die Kreide das folgende Profil zu notieren:

1. Polygene Konglomerate und Phyllite des Betikums (Devon?).
2. Vereinzelte Blöcke von weissem, massigem Kalk und Dolomitbreccie; Tertiärbasis, Eozän?
3. Unterbruch durch Schuttbedeckung (ca. 25 m).
4. Grünlich-weissgraue Kreidekalkschiefer, mergelig und reichlich durchsetzt von Calcitschüppchen; ca. 11 m.
5. Rote, mürbe Mergelschiefer; ca. 9 m; Übergang in
6. mergelige, teils dichte weissgraue, grünlichgrau anwitternde Kalke mit Mergelzwischenlagen, durchsetzt von kleinen Pyritkörnchen, vom mittleren Teil ab mit Ammoniten (Steinkerne mit limonitischer Haut), Aptychen, Belemniten und Seeigeln; ca. 26 m.

Die gesamte Kreide, die auf 70—75 m veranschlagt werden mag, ist steilgestellt (55—90°) und streicht um 120°, das ist dem Aussenrand des steil untertauchenden Betikums parallel.

Der Fossilinhalt, den Prof. P. FALLOT in stets hilfsbereiter Kollegialität zu bestimmen die Güte hatte, ergab:

Phylloceras cf. infundibulum D'ORB. sp.

Crioceras angulicostatum D'ORB. sp.

Crioceras Baleare NOL. sp.

Neocomites angulicostatus D'ORB. sp.

Crioceras Villersianum ASTIER. sp.

Aptychus angulicostatus PICT. et DE LOR.

Die übrigen Formen waren für Bestimmung, auch nicht nach Genus, nicht hinreichend erhalten.

Dieses Rio Turonprofil muss uns stratigraphisch für weite Strecken leiten, da es durch kein zweites mit aufschlussgebender Fossilführung ergänzt werden kann. Die vorhandenen Formen tun dar, dass es sich um eigentliches Neocom, Hautrivien eventuell noch Barremien, handelt. Da diese kleine Cephalopodenfauna schon im mittleren bis oberen Teil des Kreideprofiles sich vorfindet, ist es wahrscheinlich, dass das ganze Rio Turonprofil der unteren Kreide zuzuschlagen ist. Weder hier noch in andern weiss-grünen dichten

Kreidekalken wurden die unten noch zu erwähnende Anhäufung von Foraminiferen angetroffen; der feinstkörnige Kalk enthält nur kleine, klare, calcitische Putzen, die sicherlich umgewandelten Radiolarien entsprechen.

b) Die Ober-Kreide (Foraminiferenkalke).

Die äusserst grosse Armut an Grossfossilien und lithologische Gleichheit verunmöglicht eine Scheidung der Kreide in einzelne Stufen. Die Erkennung der Anwesenheit höherer Kreide als jene die durch die Aptychen und die kleine Ammonitengesellschaft der Schichten des Rio Turon angezeigt ist, stützt sich im wesentlichen auf den Foraminiferengehalt, der am reichlichsten in den kalkig-mergeligen und dicht-tithonähnlichen Kalken vertreten ist. In den geprüften Gesteinen dieser penibetischen „couches rouges“ wiegen im allgemeinen die *Globigerinen* vor; sie gehören den mehrkammerigen Formen wie *Globigerina cretacea* und *Globigerina bulloides* an. Daneben finden sich viele einkammerige Formen vor (*Orbulinaria*), weniger zweikammerige vom Typus der *Oligostegina*; nicht selten sind mehrkammerige Schnitte von in der Ebene aufgerollten Formen wie *Globigerina aequilateralis*. Gleiche Grössenverhältnisse wie die *Globigerinen* zeigen die vereinzelt eingestreuten *Textulariden*; ganz vereinzelt sind in dieser Gesellschaft auch *Radiolarien* angetroffen.

Innerhalb dieser „Grundmasse“ von Foraminiferen finden sich gleich grösseren Einsprenglingen in allen untersuchten Schliffen roter und tithonähnlicher Kreidekalke die eckig ausgezogenen Gehäuse (oder Bruchstücke davon) der *Discorbina canaliculata* R. (= *Rosalina Linnei* oder nach der neueren Systematik von CUSHMAN = *Globotruncana* sp.). Die Kalke mit *Rosalina* gelten als typische Vertreter der Oberkreide (Cenoman-Turon); die untere Grenze dieser Foraminiferenform reicht höchstens bis ins Aptien. Ihre Verbreitung in der penibetischen Kreide tut somit dar, dass innerhalb sonst gleichbleibender Fazies aus unterer Kreide sich mittlere und obere Kreide entwickelt.

Zu der schwierigen Frage wie innerhalb dieser faziellen Gleichartigkeit einzelne Kreidestufen voneinander geschieden werden können, dürfte auch die Beobachtung dienen, dass in den weissgrünlichen Kalken der Umgebung von Ardales die für Oberkreide leitende Foraminiferengesellschaft nicht angetroffen wurde, sondern nur die dichten Calcitaggregate (*Radiolarien?*), die nicht auf die dickschaligen Formen der Oberkreide zurückzuführen sind; eine systematische Untersuchung mit einer grossen Serie von Schliffen könnte hier vielleicht sicherer abgrenzen. Da der dicht grünliche Kalk längs und auf dem Betikum besonders zu Hause ist, der Typus der kalkigen „couches rouges“ mit den Oberkreide-Foraminiferen mehr in der medianen und externen Zone verbreitet ist —

teils in sehr grosser Mächtigkeit —, liegt der Schluss nahe, dass Sedimente der Oberkreide allein in den eben genannten Zonen voll zur Entfaltung gelangen und nur lückenhaft weiter südwärts auf den betischen Rücken übergreifen; damit in Übereinstimmung ist auch der Umstand, dass z. B. bei der Station El Chorro roter schiefriger Rosalinenkalk in einer schwächtigen dünnen Schicht direkt aufliegend auf den Phylliten des Betikums gefunden wurde (Fig. 9); weniger harmoniert im gleichen Profil damit aber die unmittelbare Nachbarschaft der Aptychen führenden Kreide (Fig. 9), welche Schichten dort anscheinend über die Rosalinenkalkschiefer zu liegen kommen; auch die Beobachtung, dass typische Rosalinenkalke in unmittelbarer Nähe des Tithons, also ohne erkennbare Unterkreide, sich vorfinden (am Cerro del Gato nordöstlich Gobantes), erschwert gleichfalls die Vorstellung, dass die rote Oberkreide über die tieferen, helleren Kreidekalke hinweggreift; solche Verhältnisse (Vorkommen der Rosalinenkreide unter der Aptychenkreide) lassen Zweifel am Leitwert der Rosalinen, wenigstens für ausschliessliche Oberkreide, aufkommen.

In zahlreichen Strecken grösserer Kreidemächtigkeit (südlich und nördlich des Rio Turon, westlich Gobantes, bei El Chorro) lässt sich eine zunehmende Vermergelung der höheren Kreide beobachten, so dass ein allmählicher Übergang nach den Flyschgesteinen überleitet; ein folgender Abschnitt führt uns darauf zurück. Fossilgehalt fehlt aus diesen Schichten und ist auch auf einen eventuellen Kleinforaminiferengehalt nicht geprüft worden.

2. Die Kreide der Zone südöstlich des Rio Turon (Espildora-Zone).

In einem beschränkten Gebietsteil, der tektonisch jener Strecke entspricht, woselbst die Strukturen des Penibetikums unter die Überschiebung des Betikums resp. unter die unter demselben liegende alpine Trias geraten, zeigt die Kreide einen sehr raschen Übergang in eine klastische und kieselig-kalkige Ausbildung, welche sie nicht ohne weiteres als Äquivalent der beschriebenen „couches-rouges-“ Fazies erkennen lässt. Die Lage zu dem sicheren Tithon und zum Tertiärflysch und das, wenn auch ganz untergeordnete Vorkommen der roten Schieferfazies zerstreuen aber etwaige Zweifel über die stratigraphische Einordnung. Der tektonisch stark gestörte Bezirk dieser Entwicklung liegt nordwestlich am Fusse des Steilabsturzes der Sierra Prieta und zieht sich vom Puerto Martinez längs des Camino de Espildora in die Gegend südlich Burgo. Ihr Auftreten allein in dieser Strecke ist wesentlich tektonisch bedingt, da sie ost- und westwärts unter der auflagernden alpinen Trias verschwindet.

Wandert man auf dem gewöhnlichen Wege von Burgo nach Yunquera (Prof. 22 und 23), so stösst man halbwegs (Cuesta de

Encina) auf plattige hell-mattgrau anwitternde dichte Kalke, die durchzogen werden von Schnüren von blauem und schwarzem Kiesel; ausnahmsweise nehmen diese Bänke, die bedeutend dickbankiger sind (10—25 cm) als die gewöhnlich schiefriegen Sedimente der „roten Kreide“, gleichfalls eine blass-rötliche Farbe an; die höheren Lagen liegen an besagter Stelle unter den silurischen Phylliten und „calizas alabeadas“, wobei sich gelegentlich zwischen beide noch Reste von Flyschsandstein zwischenschalten; die höchsten Lagen dieser Kreide sind eine bunte Breccie von Kalk und blauschwarzem und gelbem Kiesel geworden, eine Ausbildung, die nicht etwa tektonischen Ursprunges ist. Innerhalb dieser plattigen, wellig gefalteten Schichtserie stellen sich einzelne Komplexe eines weissen, massigen Kalkes von Tithonkalktypus ein, der, wo er auftritt, wohl zum oberen Jura geschlagen werden darf, da in dem Faltenkern der Perella solche Kalke die roten brecciösen Schichten enthalten. In der Nachbarschaft solcher Tithonenklaven (Arroyo del Peñon) fanden sich die Kreide-Plattenkalke unvermittelt übergehend in eine grobe Breccie von Kreidekalk und Hornstein mit einzelnen grüngrauen Mergelbrocken als weiterer klastischer Beigabe, welche letztere sich sonst als Zwischenschichten innerhalb der Kalkserie finden. Auffälligerweise enthält gerade dieses grobklastische Gestein zahlreiche, teils sehr grosse Exemplare von Belemniten, die als

Belemnites (Duvalia) latus BLAINV.

die untere Kreide (Berriasien-Valanginien) anzeigen. Die Belemniten finden sich teils in ungebrochenem Zustand und sind nur nachträglich durch Gebirgsdruck geborsten. Diese Verhältnisse, das Vorhandensein der Aptychen wie auch die Zwischenlagerung von feinen Mergeln, weisen daraufhin, dass wir es hier nicht mit terrigenen Detritus zu tun haben, sondern es sich vielmehr um submarin gebildete klastische Ablagerungen (submarine Rutschungen) handeln dürfte, wie überhaupt die Verbreitung der klastischen Kreide längs des betischen Rückens die Unstabilität desselben während der Kreide andeutet.

Das Areal der im obigen, vom Nordwestfusse des Tajo del Cabrilla beschriebenen Kreide — die in ORUETA'S Karte dem Kambrium eingeschlossen ist — wird gegen NE durch die überschobenen Kalkmassen des Peñon de Morterentón eine Strecke weit überdeckt (Prof. 22), gelangt dann aber in klippenförmigen Köpfen innerhalb des Flyschgeländes längs des Camino de Espildora zum Ausstrich (Espildora-Zone) und ist in den bunten mergeligen Lagen nach oben von den Flyschmergeln nicht scharf zu trennen (s. 4, Fig. 23). Den faziellen Zusammenhang mit normaler Kreide zeigen blass rosa gefärbte, flaserige Kalke an, die meist reichlich durchsetzt sind von bunten Kiesel; aus solchen Gesteinen geht gegen den Puerto Martinez zu eine Plattenkalkfolge hervor, die teils dickbankige Abänderungen von fast Urgonkalktypus enthält; höhere Schicht-

lagen gehen wieder über in eine wilde Breccie von buntem Hornstein und Kalk (von Kreidetypus); bunte Bänder von Hornstein durchziehen das Gestein; feinkörnige Breccien haben den Charakter von im Flysch beheimateten Gesteinen, in denen kleine Leisten von dolomitischem Kalk, heller Kalksandstein und hie und da Flasern von Mergeln eingestreut sind. Das mikroskopische Bild der Plattenkalke vom Puerto Martinez zeigt keine Rosalinen, sondern nur spärliche Muschelreste und einige schlecht erhaltene *Milioliden*.

Den stark gestörten Schichtverband und die Variabilität der Sedimente in der Espildorazone mag die folgende Übereinanderstellung veranschaulichen; schreitet man vom Puerto Martinez gegen NW in das penibetische Flyschland vor (Prof. 20), so durchgeht man von oben (SE) gegen (NW):

Alpine Trias: kristalline, weisse und blauweiss gebänderte Kalke und dolomitische Kalke (ESE-Fall).

Oligozän(?)flysch: braune Mergel und braun anwitternde Quarzsandsteine.

Klastisch-kieselige Kreidefazies (Espildorazone): Plattenkalke mit Hornsteinlagen, harmonisch zu kleinen Gewölben gefaltet und daraufhin gegen NW unter höhere Schichten (Breccien und bunte Mergel) abtauchend.

Flysch (Oligozän? Eozän?): Kalkbreccien und bunte Mergel, überleitend in die penibetische Zone.

Penibetische Kreide: Rotbraune Mergel und Mergelkalke (Rosalinenkalke).

Am Puerto Martinez findet die Espildorazone plötzlich ein Ende, da sich die Masse der Sierra de Alcaparain unvermittelt in ihre Streichrichtung vorschiebt; ihre Fortsetzung haben wir aber ohne Zweifel (auch tektonisch) in der internen Zone am Südausgang des Chorro zu suchen, wo die stark kieselige Beschaffenheit der Kreide schon früher vom Veredon-Zuge erwähnt wurde.

3. Die Schichtmächtigkeit der Kreide.

Die Kreide bietet im allgemeinen sehr ungünstige Schichtprofile zur Mächtigkeitsschätzung und zur Verfolgung ihrer Veränderungen. Sie ist eine mechanisch sehr mobile Schichtstufe, die bald zu anscheinend grosser Mächtigkeit zusammengefaltet, bald aber nur auf kleine Reste ausgezogen ist, wie dies in den Steilschenkeln und Faltenüberschiebungen gewöhnlich ist. A priori ist vorzusetzen, dass bei den mehr bathyalen Sedimenten der Kreide keine dergleichen plötzlichen Mächtigkeitsveränderungen wie bei den wohl hauptsächlich zoogenen Kalken der Juraformation sich einstellen sollten; nichtsdestoweniger sind aber doch recht ansehnliche primäre Schwankungen vorhanden.

Die grösste Entwicklung der roten Kreide findet sich in der externen Zone; sie charakterisiert besonders die Berge nordwestlich des Rio Turon; hier beobachtet man die kompliziertesten Faltungsbilder der Kleinfaltung, so dass eine einigermaßen brauchbare Schätzung ausgeschlossen ist; allein im Hintergrunde des Arroyo de Laja (Seitenbach zum Rio Turon bei Andrade) findet sich eine anhaltende isoklinale Schichtserie, in welcher über 450 m rote Kreidesteine austreichen; die Gesamtmächtigkeit stellt sich wohl noch höher, wenn man bedenkt, dass südlich des Rio Turon dazu noch die dort vorhandene stark mergelige Entwicklung der höchsten Schichten hinzuzufügen ist. Merkwürdigerweise schliesst sich gerade an diese Entwicklung gegen S zu die Fazies der Espildorazone an; auf welchen ursprünglichen Abstand sich die Verbindung beider bewerkstelligte, bleibt freilich verborgen.

Der genannten starken Sedimenthäufung in der externen Zone westlich des Guadalhorce steht im Gebiete dieses Flusses eine bedeutend geringere Entwicklung gegenüber. Der Steilschenkel durch Tithon-Kreidelagen im Südausgang der Chorro-Schlucht (vor Tunnel IX, Prof. 15) zeigt folgende Schichtfolge:

Tithonkalke, knollig-brecciös; von einer Störungsfläche gegenüber den Kreideschichten begrenzt;

Kurze Überdeckung mit Sturzschutt;

Rote, mergelige Kalkschiefer (ca. 55 m) übergehend in grünlich-weiße, wohlgebankte dichte Neocomkalke, durchsetzt von braunen und schwarzen Hornsteinlagen und wieder gefolgt von roten Kalkschiefern;

Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Kreidekalke, ca. 86 m; Konglomerate der diskordant überlagernden Burdigalien-Molasse. Dieser, rund 100 m betragenden Kreideserie im Westende der Antiklinalengruppe Chorro-Valle de Abdalagis steht im Ostende des gleichen Bezirkes (Südschenkel der Falte von Valle Abdalagis und nördlich des gleichnamigen Dorfes) nur eine Schichtdecke von 50—60 m gegenüber; die gleiche Falte dürfte aber im Nordschenkel wieder merkbar grössere Serie von Kreide tragen.

In ähnlichen Beträgen bewegt sich die Schichtmächtigkeit in den Kreideserien, die dem Betikum auf- oder anliegen. Ein Durchschnittsbetrag mag mit dem schon angeführten Profil am Rio Turon (p. 130; ca. 75 m) gegeben sein; zwischen El Chorro und Ardales besäumen die steilgestellten Kreidekalke und Mergel mit ca. 180 m den Rand der betischen Gesteine (s. 5, Fig. 22). Die wenigen Exklaven von Kreide, die auf dem betischen Rücken festgestellt wurden, entziehen sich einer genaueren Schätzung; ihre Stärke ist gewiss auch durch späteren Abtrag (voroligozän) stärker in Mitleidenschaft gezogen worden; im ganzen Gebiet der Montes de Málaga ist die Kreide entfernt worden; in der Flyschzone von Colmenar ragen kleine

Reste mergeliger Kreide nördlich des Dehessa aus der Flyschumgebung (eventuell auch als kreideartiger Flysch aufzufassen!) und bei Casarabonela ist ein vielleicht noch 40—50 m mächtiger Rest von Kreide (davon 15—20 m rotgrüne Mergel) erhalten geblieben. Von der silexreichen Plattenkalkserie (Teil der Espildorazone) kommen auf der Wasserscheide nördlich Yunquera auch 100—150 m zum Ausstrich.

Zusammenfassend kann somit von den Kreidesedimenten gesagt werden, dass sie von einem Mächtigkeitsmaximum von über 450 m im NW auf eine im grossen und ganzen um die 100 m variierende Schichtdicke zurückgehen, um dann südwärts, ohne Jurazwischenlage, auf den paläozoischen Schiefen des Betikums allmählich auszugehen.

4. Beziehungen der Kreide zu den Liegend- und Hangendformationen.

Es sind im Vorangehenden schon recht verschiedene Fälle der Beziehungen zu den angrenzenden Stufen des Schichtprofils namhaft gemacht worden. Das Liegende der doch nicht im geringsten an ein Transgressionssediment gemahnenden Kreide wechselt von N nach S insbesondere längs des betischen Nordrandes recht gesetzmässig: je weiter nach S, um so älter wird die Unterlage; es findet sich Kreide in normalem Schichtverband mit Tithon, Kreide auf Permo-Trias und Kreide auf den ältesten Schichten des Betikums. In dieser Verteilung spiegelt sich also deutlich das allmähliche Übergreifen dieser Formation über das betische Massiv. Einige Kontaktverhältnisse zu den benachbarten Formationen, sowohl des Liegenden und Hangenden fragen noch nach einer Besprechung.

Ausbildung und Lagerung der Kreide bei Überdeckung des paläozoischen Untergrundes sind von besonderem Belang. Wenige Schritte nördlich der Bahnstation von El Chorro schneidet das verlassene alte Bahntracé in einem, ein gutes Profil vermittelnden Einschnitt die oberen paläozoischen Schiefer und Kalke und die denselben auflagernden Kreideschichten an. In Skizze und Text von Fig. 9 ist versucht diese Verhältnisse wiederzugeben.

Aus diesem Profil ist besonders hervorzuheben, dass hier erstmals von N herkommend, die nach ihrem Foraminiferengehalt zur Oberkreide zu zählenden roten Kreideschiefer (2c) unmittelbar den paläozoischen Schiefen aufliegen; des weitern fällt aber auch die fazielle Veränderung auf, welche in den tieferen Lagen der Formation sich bemerkbar macht (e, f). Es ist dies die einzige Stelle des ganzen Kartengebietes, woselbst ein derart sandiger Habitus der Kreide anzutreffen ist, denn nach Lagerung können die Sandsteine des Profils, die zwar ganz an Flyschschichten gemahnen, nicht anders



Fig. 9. Schichtprofil (Ansichtsskizze) im alten Bahnracé bei der Station El Chorro. (Kreide-Paläozoikum-Kontakt.)

1. Paläozoische Basis.

a. Schichtserie von violett-schwarzen, seidenglänzenden Schiefen (Tonphyllite), durchzogen von dünnen Schichtchen und Linsen von Quarz; einzelne Kalklinsen; 6—8 m.

Über dieser kalkarmen Schichtserie folgt — oder entwickelt sich aus ihr — auf der gegenüberliegenden Seite (Westseite) des Bahneinschnittes ein Schieferkomplex, bestehend aus einer Wechsellagerung von schwarz-blauen, reichlich von weissen Kalkspatadern durchzogenen Kalkbänken mit tonig-phyllitischen Zwischenschichten = „calizas alabeadas“, Ober-Silur; auf ca. 12 m aufgeschlossen; Str. 270°/80° N.

b) Grünlich-weiße, sericitische, stark zerdrückte Schiefer (Quarzphyllite), gleichfalls begleitet von blauschwarzen Tonphylliten.

2. Kreide.

c) Rote und grünlichweiße Kalkmergelschiefer, stark zerknittert, 2—3 m; die dem Paläozoikum direkt aufliegenden roten Kalkschiefer sind Rosalinenkalk (Oberkreide).

d) Vereinzelte, teils wohl verstückte, braune und mürbe Sandsteine; Tertiar-Flysch?

e) Rote und rotbraune, schwach sandige Mergel mit Zwischenschichtung dünner, brauner und mergeliger Sandsteinschichten; 8—10 m; Str. 100°/70—75° S.

f) Dünnschichtige, grünlich-graue und glaukonitische, mürbe Sandsteine; Kriechspuren und calcifische Ausfüllungen (Fossilspuren?), eine kleine Antiklinale formend.

g) Grünliche und rotbraune Mergel, saiger bis steil N fallend und übergehend in:

h) Neocomkalkschiefer; Wechsellagerung von dichten weiss- bis grünlich-grauen, linsigen Kalken und gleichartigen matschiefrigen Mergeln, ca. 22 m; Str. 270°/80°-saiger.

Über der Strichpunktlinie: Gesteine von Kreidetypus, unter derselben solche von Flyschtypus.

als zur Kreide geschlagen werden; ein solcher nerithischer Einschlag in die basale Kreide entspricht freilich der Fazies, wie sie bei dem Übergreifen der Formation auf den betischen Rücken nicht anders als zu erwarten ist; sie vermochte sich aber doch nicht durchzusetzen, denn die Kreidevorkommnisse, die weiter südwestwärts (Casarabonela) auf dem Paläozoikum liegen, zeigen die gewöhnliche mergelig-kalkige, mehr bathyale Fazies.

Von der paläozoischen Unterlage wenden wir uns zu den *Beziehungen der Kreide zum Tithon*. Zahlreiche gut aufgeschlossene Profile tun dar, dass von den obersten Jurabildungen zur unteren Kreide Kontinuität der Ablagerung vorhanden ist. Am Torcal z. B. sehen wir in den flachgelagerten Schichten der Synklinale von Los Navazos (s. Fig. 8), dass auf die massigen weissen Tithonkalke einige Meter mergelige Schichten sich legen, in welchen einzelne Bänke von graugrünen Mergelkalken nebst ockerigen Mergelplättchen abwechseln; aus dieser Serie gehen dann die roten mergeligen Kreideschiefer hervor. Solchen Übergang, der, wo die Schichten knollig werden, fast verunmöglicht, auf lithologischer Grundlage die Formationszugehörigkeit zu entscheiden, kennzeichnet auch die durch KILIAN und BERTRAND bekannt gewordene Übergangszone von Kreide (Berrias) zu Tithon bei der Stromquelle von El Manzanil bei Loja (18, p. 434); dass aber in unmittelbarer Nähe diskordante Auflagerung sich einstellen kann, haben jene Forscher betont und führend diese stets auf mechanische Ursachen zurück.

Neben den Profilen mit Übergang und sekundärer tektonischer Diskordanz liegen aber auch Beobachtungen vor, die anzeigen dürften, dass zwischen beiden Formationen eine Omission des Absatzes mit Auflösungserscheinungen des liegenden Kalkes vorauszusetzen ist. Sie betreffen hauptsächlich die Berggruppe des Chorro. Den tiefgreifendsten „Schnitt“ in die Jurakalkmasse bedeutet die äusserst starke Kalkreduktion im Südschenkel der Huma-Falte bei La Rejanada; das Profil ist im tektonischen Teil (Fig. 17, p. 227; Tithon-Kreide = Nr. 6—7) wiedergegeben. Ein anderes Profil des Formationskontaktes, das im Tithonkalkzug von Tunnel VIII in ca. 720 m (Sierra de Huma) angetroffen wurde, sei verkürzt hier angeführt:

1. Tithonkalke; Bänke von 10—15 cm eines hell-weissgelben, dichten Kalkes; die Oberfläche des Kalkes ist uneben wellig korrodiert (zwar nicht karrig), in deren Vertiefung blaugüne, sandige Mergel eingreifen; Oberfläche des Kalkes grün „infiziert“.
2. Schieferiger, blassgrünlicher Kalksandstein, fleckig durch gröbere Sandputzen.
3. Blaugüne Mergel.
4. Wechsellagerung eines bleichgrau anwitternden, dichten, weisslich-grünlichen Kalkes und gleichartiger Mergel; der makroskopisch gekörnelte Kreidekalk ist reich an Foraminiferen, vorwiegend

Globigerinen nebst einigen Nodosarien (sichere Rosalinen wurden nicht erkannt, wohl sind ähnliche Bruchstücke vorhanden); nach oben stellen sich die gewöhnlichen roten Kreidekalke mit zahlreichen Kieselknollen ein.

Wenn auch für diese „verdächtigen“ Übergänge von Jura zu Kreide, wobei die obersten Tithonschichten starke Reduktion, eine leichte Verfärbung und eine wellig-unebene Begrenzung der obersten Kalkschichtfläche aufweisen, nur vereinzelte Beobachtungen vorliegen, so reiht sich daran doch noch eine weitere Feststellung, die für einen gewissen Abtrag resp. Auflösung des obersten Tithon vor Ablagerung der mergeligen Kreideschichten spricht. In Fällen, wo die Lagerung beider Formationen nicht im geringsten auf tektonische Beanspruchung hinweist (Fallwinkel von 10—20°), stossen die hellen Tithonkalke plump in die roten Kreideschichten vor; es sieht aus, als ob letztere vorgebildete Unebenheiten ihres Untergrundes ausfüllen; diese brauchen nicht die scharfen Umrisse gehabt zu haben, worauf etwa die Auswitterung schliessen lässt, sondern es können milde, wannenförmige Vertiefungen vorgelegen haben; Beispiele für diese Lagerungsbeziehungen sind unschwer zu finden, sie zeigen aber wohl meist eine Übertreibung der ursprünglichen leichten Diskordanz, da gerade längs solchen sich die differentielle Bewegung zwischen massigem Kalk und Kalkschiefer ausgelöst hat. Die Art wie die höheren Schichtlagen zwischen die beiden Kalkklötze der Sierra de Ortegicar eingreifen (Prof. 26) illustriert diesen Fall; im Torcalgebiet zeigt das Tithon der kleinen Sierra Caracoles gleichartige unregelmässige Begrenzung und vielleicht ist auch die Bucht von Los Navazos im Westrand des Torcal (Fig. 8) dadurch vorbedingt. Die unregelmässige Begrenzung beider Formationen war dem Beobachter wohl oft Grund, zwischen beiden Verwerfungen anzunehmen (z. B. im Torcal-Ostende, am Puerto Caraguelas, durch ORUETA-AGUIRRE). Auch ausserhalb unseres Gebietes kennzeichnet das Lagerungsverhältnis von Tithon und unterer Kreide dergleiche oft tiefgreifende Unebenheiten, die gewöhnlich durch Störungen erklärt werden. Ich selbst neige zur Ansicht, dass in sehr vielen Fällen es sich um veränderte Sedimentationsbedingungen (Herausbildung eines Rückens) handelt.

Ausser der Stellung der Kreide zu den Liegendformationen fragen auch die *Beziehungen der Kreide zu den überlagernden Tertiärsedimenten* besondere Hervorhebung, obwohl solche erst nach Besprechung des Tertiärs besser einzuschätzen wären.

Der Transgressionscharakter des Tertiärs, zum mindesten der Schichten, die eigentlichen Flyschcharakter aufweisen und sich zu einem Teil als Oligozän erweisen dürften, geht am deutlichsten aus dem verschiedenen stratigraphischen Alter der unterlagernden Formationen hervor, wie dies schon durch die sich über ein grosses Gebiet erstreckenden Beobachtungen der Mission d'Anda-

lousie festgelegt ist, deren Forscher die Transgression in das tiefere Eozän verlegten, einer Auffassung, der ich mich in meinem „Versuch einer tektonischen Gliederung“ (75) angeschlossen hatte.

Längs der penibetischen Zone ist es der gewöhnliche Fall, dass die Kreide die Unterlage der Tertiärsedimente formt, wobei die Stufenzugehörigkeit der ersteren, wie zuvor angeführt, nicht näher präzisiert werden kann, es sei denn, dass die vorhandenen Rosalinenkalke auf die Oberkreide hinweisen. Allein der Nordsaum des Betikums zeigt die Tertiärsedimente über die zuvor entfernte Kreide hinweggreifen.

In der Betrachtung der Verbandsverhältnisse der beiden Formationen lassen sich zwei Fälle auseinanderhalten: eine mehr regionale Beurteilung und eine solche, die sich auf einzelne Aufschlüsse stützt. Der regionale Überblick zeigt, dass das Tertiär mit den verschiedensten Sedimentserien einsetzt. Die Verschiedenheit wird um so auffälliger, je näher wir uns an den betischen Saum begeben; hier formen die in unregelmässig begrenzten Massiven, teils auch nur in Blöcken einsetzenden weissen Kalke (Turonkalk) ein Schichtglied, das in Strecken, wo eine eigentliche Flyschformation die Basis formt (bunte Mergel und Sandsteine und Sandkalke mit Nummulinen), nicht vorhanden ist. Diese Verhältnisse tun dar, dass vorangehend der Ablagerung des Tertiärs, sowohl der tieferen Turonkalke als auch der Flyschformation, eine Periode des Abtrags sich einschaltet, welcher schon orogenetische Bewegungen zugrunde liegen dürften.

Obwohl in der penibetischen Zone, mit Ausnahme der Lagen auf dem betischen Rücken, Kreidesedimente zwischen Jura und Tertiär überall erhalten geblieben sind, zeigt sich an manchen Stellen die transgressive Überlagerung des Tertiärs deutlich an; immerhin sind die Verhältnisse von Ort zu Ort zu beurteilen, denn das schon erwähnte mechanische Verhalten der Kreidekalkschiefer bewirkt sehr oft ein Ausdünnen dieser Formation auf mechanischem Wege, weshalb an die Reduktionen in einem Steilschenkel keine stratigraphischen Schlussfolgerungen angeknüpft werden können. Wo aber in relativ ruhiger Lagerung sich die rote Kreide auf ein schmales Bändchen reduziert und darüber die faziell anders gearteten Flyschmergel vorgreifen, wird die transgressive Natur der letzteren augenfällig. So sehen wir z. B. in der kleinen Falte der Sierra de Caracoles (SE des Torcal) die rote Kreide auf 1—2 m reduziert und auch längs des Südrandes der Kette von Chorro-Valle Abdalagis dürften gleiche Beeinflussungen durch transgressives Übergreifen von Flyschschichten vorhanden sein. Recht augenfällig ist auch da, wo die Kreide stark kalkig entwickelt ist, — also ohne die mergelige, schon flyschartige Beigabe — der fazielle Gegensatz mit der detritogenen Sedimentserie des Flysch (externe Zone der Umgebung von Burgo, Ortegicar usw.).

Neben diese Beobachtungen mehr regionaler Natur stellen sich aber auch solche von lokalem Charakter, die denselben anscheinend widersprechen; sie beziehen sich auf Schichtprofile, woselbst Kreide und Tertiär durch eine durchgehende Sedimentation verbunden zu sein scheinen. Von der Anwesenheit bunter Mergel, die auch schwach sandig werden können, im obersten Abschnitt der Kreide war schon die Rede. Setzt man nun voraus, dass prä-tertiärer Abtrag gewisse Zonen nicht erreichte, oder aber darauffolgende Sedimentation mit gleichen mergeligen und tonigen Niederschlägen wiedereinsetzte, so verwischte sich das Grenzniveau beider Formationen vollständig. Einige Strecken dergleicher Beobachtungen, die aber durch die Nähe der Stellen, wo transgredierende Lagerung zu folgern ist, auffallen, mögen hervorgehoben sein.

Das Ostende der schon erwähnten kleinen Sierra Caracoles wird geformt durch eine wohl 30—40 m hohe Tithonkalkwand; an ihrer Basis (längs des alten Weges Málaga-Antequera) liegen in den Übergangsschichten von Kreide zu Flyschsedimenten:

1. Schiefrige rote Neocommergelkalke.
2. Rotbraune und grünliche Kalkmergel, ca. 1 m.
3. Grauschwarze ruschlige Mergel (Übergangsschicht).
4. Gleichartige Mergel, in denen sich aber alsbald die braunen Sandsteine der Flyschformation einstellen.

Ähnliche unsichere Abgrenzung findet sich auch in der Synklinale von Los Navazos (Fig. 8), woselbst man durch braunrote Mergel hindurchwandert und erst in den Kalksandsteinen der Hügelgruppe des Aguila mit ihrem Nummulitengehalt die Tertiärzugehörigkeit feststellen kann. Ähnliche Übergangszonen charakterisieren die Strecken mit Serien bunter Mergel wie das Gebiet nordöstlich Gobantes und am Puerto Martinez, wo der Zusammenhang mit der klastischen Fazies der Espildorazone schon hervorgehoben ist.

Eine Strecke, die von verschiedenen Autoren schon erwähnt, stratigraphisch aber ungleich eingereiht wurde, ist die morphologisch sich als Längsmulde ausnehmende Mergelzone bei El Chorro, die, am Guadalhorce beginnend, sich zwischen Castellones und Veredon entlang zieht. Sie kann als Beispiel dienen, wie zwischen der Zuteilung zu Kreide oder Tertiärflysch Unsicherheit bestehen kann. Von ORUETA wurden die Schichten dieser von ihm auch tektonisch als Synklinale aufgefassten „Mulde“ als Kreide erklärt (vergl. sein Prof. 5) und der mittleren Abteilung dieser Formation nach dem Schema der Mission d'Andalousie (b. p. 127) gleichgestellt; KILIAN und BERTRAND dahingegen hatten sie in schematischer Weise (Fig. 37, p. 539) dem „Nummulitique“ zugeteilt.

Durch die Schichtlagen dieser Terrainmulde setzt in weitem Bogen das Tunnel XII der Bahnlinie, nachdem das alte Tracé (Brücke)

auf den rutschigen Mergeln betriebsunfähig geworden war (s. ORUETA's histor. Notiz p. 378). Die Aufschlüsse in dem von einigen tiefen Furchen durchzogenen Terrain zeigen grüngraue Mergel, örtlich darunter auch bröcklige blaue Tone, hie und da durchsetzt von mürbem, gelbbraunem und schiefrigem Sandstein; die ganze Serie hat durchaus keinen Kreidecharakter und geht denn auch in ihrer östlichen Verlängerung in die typische ton- und mergelreiche Flyschbasis der Umgebung von Valle de Abdalagis über. Von dieser Formation bei El Chorro handelnd, erwähnt nun ORUETA (31, p. 378) *Am. Astieri* und *Aptychus Leranois* (muss wohl heissen: *Apt. Seranonis* COQ.!) und *Apt. Mortilleti*. Da genauere Ortsangabe von Fundpunkten fehlt, neige ich zur Auffassung, dass diese Funde sich allein auf die Randpartie der „Mulde“ beziehen, wo freilich die Kreide vorhanden ist. Auf der Nordseite wird diese somit als Flysch angesehene Zone von den steilstehenden Tithonplatten der Cartillones begrenzt, ohne dass Kreide aufgeschlossen wäre (Längsbruch; s. 1, Fig. 7 und Prof. 15a).

VI. Über die faziellen Beziehungen und die allgemeinen Zusammenhänge zwischen der penibetischen Jura-Kreideformation des Kartengebietes und der weiteren Umgebung.

Stratigraphische und tektonische Erforschung eines Landesteiles haben, wenn immer möglich, Hand in Hand zu gehen, um den darauf gegründeten Synthesen die allseitig bestgebaute Unterlage zu geben. Einseitig auf die eine oder andere Forschungsrichtung sich stützende Interpretation führt oft zu Irrtümern. Die komplizierte Fjordstratigraphie — und dies gilt besonders auch für Andalusien —, wie sie vor Erkenntnis des Deckenbaues zur Erklärung tektonischer und fazieller Eigenarten des Deckenlandes angewandt wurde, ist dafür ein Beispiel; aber auch die rein tektonische Behandlung ohne einigermaßen gesicherte stratigraphische Grundlage führt auf Irrwege. Dem geforderten Zusammengehen steht aber gar so oft die noch nicht hinreichende Kenntnis eines Landesabschnittes hindernd im Wege; und nicht zuletzt sind es auch Fossilarmut oder das Nichtzureichen des geologischen Aufschlusses, die zu einem gewissen Kompromiss leiten müssen. Solche Mängel treffen, je nach Ort und Gegenstand verschieden auch für andalusische Gebirge zu, woselbst seit jeher die Forschung überhaupt mehr nach geognostischen und beschreibend stratigraphischen Gesichtspunkten orientiert war. Bei der heutigen Kenntnis des Landes stösst die vergleichend tektonische und insbesondere auch vergleichend stratigraphische Behandlung allerorts noch auf Hemmnisse, die erst nach Jahren vereinter Forschung allmählich verschwinden können. Wenn hier deshalb in diesem Abschnitt über den Rahmen des engeren Kartengebietes hinausgegriffen wird, so kann nur von einem recht lückenvollen Versuch zur Anknüpfung an Gebiete der Umgebung die Rede sein.

Von der dürftigen Entwicklung des *Lias* im Penibetikum der zentralen Provinz Málaga war schon die Rede und ist darauf hingewiesen, dass östlich anschliessende Teile des vermutlichen Penibetikums eine viel reichere Entwicklung aufweisen, die den Mitgliedern der Mission d'Andalousie ermöglichte, alpin ausgebildeten *Lias* mit teils reicher Fauna, die das Toarcien und Aalenien (Murchisonae-Schichten) charakterisiert, nachzuweisen. In diese alpine *Lias*-Provinz ist unser Gebiet einzureihen, und zwar als ein solches, in dem möglicherweise eine untermeerische Schwelle ein Minimum von Sedimenten zuliegt. Wo die Stärke derselben wieder zunimmt, stellen sich reichlich Dolomite ein; das östliche und westlich anschliessende Penibetikum entsprechen diesen Mulden, die Lage der Gebirge von Loja und jener von Ronda (Sierra de la Hidalga) nehmen diesen Platz ein, wobei in letzterer Strecke Plattenkalke in tieferen Partien eine hervorragende Rolle spielen. Folgen wir weiter nach SW. dem betischen Rand, so ist ein neues *Lias*-vorkommen mit veränderter Fazies (Mergelkalke, Mergel und rötliche brecciöse Kalke mit *Arietiten*) zu verzeichnen, das ich im Tale des Rio Genal bei Gaucin, also schon im Nordrand des Campo de Gibraltar fand, während die nördlichen Kalkzüge des Tales des Rio Guadiaro (Sierra de los Pinos) einen kalkig-dolomitischen *Lias* aufzuweisen scheinen. In anderen Strecken des Penibetikums ist die Beteiligung des *Lias* an der einheitlichen Kalkfolge noch eher zweifelhaft, wie dies für die ausgedehnten Kalkgebirge der Sierra Endrinar südwestlich Grazalema zutrifft; erst in den Gebirgen nordwestlich Grazalema (Sierra San Cristobal etc.), die ich nach ihrer faziellen und tektonischen Charakteristik aber schon zum Subbetikum rechne, vermochte J. GAVALA einen wohlgegliederten und paläontologisch gut belegten *Lias* nachzuweisen (33). Dem *Lias* des Penibetikums dahingegen kommt mit seinen Hangendschichten (Dogger-Malm) jener für die stratigraphische Entwirrung so wenig sichere Resultate abgebende Charakter einer „série compréhensive“ zu, wie sie schon für das Profil des Guadalhorce namhaft gemacht wurde, und in welcher die hellen, gelblich-weißen, dichten Kalke den Grundschlag formen; auf solche Verhältnisse mag es deshalb zurückzuführen sein, dass in der analogen Zone, die vom Felsen von Gibraltar nach Tetuan weiter leitet, Arten des *Lias* (Gibraltar, Tetuan), des Dogger (Gibraltar) und des Tithon (Djebel Musa) angetroffen werden konnten.

Unsicher sind noch die Zusammenhänge in einer dem Betikum folgenden Zone nach entfernter östlich gelegenen Strecken der Cordilleren, da hier die tektonische Entzifferung den wirklichen Zusammenhang noch festzustellen hat. Immerhin dürften faziell gleichartige Sedimente auf weite Erstreckung die betische Permo-Trias überlagern. Aus der Sierra de Estancias, die jenseits der Sierra Nevada als tektonisches Homologon des Betikums von Málaga zu betrachten ist, erwähnt P. FALLOT (97) einen tieferen dolomitischen *Lias*, dem ein Oberlias mit Eisenoolith folgt.

Obwohl die Frage noch sehr verfrüht ist, mag sie immerhin gestellt sein, nämlich jene, ob die eben verfolgte Längsrichtung längs des betischen Randes, oder mit anderen Worten des Penibetikums, für die Liassedimente oder auch für die ganze Juraformation, in grossen Zügen einer isopischen Richtung gleichkommt. Die Ähnlichkeit des faziellen Gesamtcharakters der jeweiligen Formationen scheint mir eine dies bejahende Hypothese zu stützen. Die Faziesabänderungen, berücksichtigen wir erst allein den Lias, entfernen sich nicht so sehr von einem epikontinentalen Typus (Echinodermenbreccien, Dolomite), als dass dieselben sich nicht auf eine ähnliche Sedimentationsbedingungen aufweisende Längszone (Geosynklinalrand) beziehen lassen könnten; eine Vertiefung kennzeichnet erst den oberen Lias mit seinen Cephalopodenknollenkalken (Sierra Elvira). In der Richtung nach dem heutigen betischen Rücken zu fehlen die Ablagerungen des Lias; ob, und in welcher Ausbildung dieselben vorhanden waren, ist nicht sicher auszumachen; erst der Südrand des betisch-rifschen Massivs enthält wieder alpin ausgebildeten Lias in Marokko; es ist also best möglich, dass die axiale Zone dieses Massivs schon zu Beginn des Jura eine Schwelle formte.

Begeben wir uns von der penibetischen Zone in mehr äussere Teile der Cordilleren, so gelangen wir ins Subbetikum, in welchem im allgemeinen der Lias eine bedeutendere Rolle spielt und zu grösserer Mächtigkeit anschwillt. Aus diesen Gebieten stammt eigentlich der Typus des von KILIAN und BERTRAND nachgewiesenen alpinen Lias, in welchem die Kalke mit *Pygope aspasia* eine grössere Tiefe anweisen mögen. In die gleiche Zone, die sich durch ihre Fauna und reichliche Gliederung von der penibetischen Zone abhebt, gehören auch die durch JIMENEZ DE CISNEROS und FALLOT bekannt gewordenen Liasbezirke der Provinz Murcia. Immerhin dürften auch in dieser Hauptgeosynklinale verschiedene Schwellen vorhanden gewesen sein; einen mehr nerithischen Lias des Subbetikums hat neuestens P. FALLOT aus der Sierra Pedrosa (85, I) nachgewiesen. Die Berge von Jaén hinwiederum enthalten in der präbetischen Zone (Jurassique à faciès sombre von R. DOUVILLÉ [23]) eine monotone und mächtige Kalkfazies, während der subbetische Teil eine reichere Gliederung aufweist und ähnlich den Verhältnissen in der nördlichen Umrandung des Beckens von Granada in einer Kalk-Mergelserie ein fossilreicheres Toarcien (*Hildoceras bifrons*) enthält. Die Entwicklung des Lias der Berge von Grazalema (Provinz Cadiz) lehnt sich an diese subbetische Zone an. Diese wenigen Hinweise mögen genügen, um hervorzuheben, dass das Penibetikum als Gesamtheit sich gegenüber dem nördlich anschliessenden Gebiete als eine faziell und faunistisch verarmte alpin-mediterrane Provinz ausnimmt.

Die so geringe Kenntnis des Doggers innerhalb unseres Kartengebietes, wie im ganzen Penibetikum überhaupt — (die Sierra Elvira ausgenommen) —, verbietet an seine Ausbildung und Verbreitung

irgendwelche Beschauungen zu knüpfen. Der *obere Jura* (inklusive Tithon) ist die Formation, welche die reichste Fauna und best charakterisierten Faziestypus von allgemeiner Verbreitung aufweist; es kann sich deshalb an ihn eine kurze Umschau in die Nachbargebiete knüpfen. Hier ist die andalusische Fazies in typischer Entwicklung vorhanden, die als jene der „*fausse brèche*“ oder roten Knollenschichten namhaft gemacht worden ist. Freilich hat die Hervorhebung dieser Fazies der Einschränkung Rechnung zu tragen, dass dieselbe in verschiedenen Schichthöhen, vom oberen Lias bis ins Tithon wiederkehrt und im westlichen Mediterrangebiet von den Alpen bis Tunis sich zurückfindet; ein Vergleich hat sich also stets auf paläontologisch-stratigraphische Analogien zu stützen und vermag auch dann bei der erwähnten Ubiquität keine absoluten Anhaltspunkte zu liefern über eine ursprüngliche unmittelbare Nachbarschaft oder Identität des Sedimentationsraumes. Vielleicht, dass mehr den negativen Merkmalen als den positiven ein Leitwert zukommt, so dass das Fehlen der brecciös-knolligen Fazies und eine Vermergelung des oberen Jura bessere paläogeographische Stützpunkte abgeben können.

Soweit mir bekannt, ist der obere Jura der langen Erstreckung der penibetischen Zone von Nord-Marokko bis zur Sierra Nevada und darüber hinaus durch gleichartige Sedimente vertreten, in deren kontinuierlicher Kalkserie die Knollenkalkfazies im Tithon am besten entwickelt ist; je mächtiger die Schichtreihe, um so vielfältiger ist die Verbreitung sowohl in horizontalem als auch vertikalem Sinne; je näher dahingegen wir uns gegen den südlichen Rand der Ausbreitung der Jurasedimente begeben, um so dürftiger wird ihr Einschlag innerhalb der sonst gleichbleibenden Kalkentwicklung; sie kann überhaupt aussetzen, wie dies schon für die interne Zone angeführt wurde. Es ist von Interesse, zu erfahren, dass ähnliche Verhältnisse auch in recht entfernten, weiter östlichen Gebieten erkannt werden können; während in einem nördlichen Bezirk der Provinz Murcia (Gegend von Caravaca), wie P. FALLLOT in einer seiner vorläufigen Mitteilungen anführt (95), Niveaux von „*fausse brèche*“ sich im Bajocien, Bathonien, im Sequan-Kimeridgien und im Tithon vorfinden, setzen solche weiter südlich (Sierra de Pedro Ponce) aus. Solche Analogien, wiederkehrend auf grosse Längserstreckung der Cordilleren, können, gleich wie dies für liasische Sedimente angedeutet wurde, auf eine gewisse Parallelität einer isopischen Richtung mit dieser Richtung hindeuten, die durch alle späteren Zeiten hindurch auch die Hauptstreichrichtung der wichtigsten tektonischen Umwälzungen geworden ist.

Treten wir nunmehr von unserem Penibetikum in die Querrichtung über, so stossen wir in allen subbetischen Ketten auf eine Tithonfazies, die keinen merkbaren faziellen Unterschied bedeutet, ein Umstand, der der Auffassung, dass es sich in den beiden

Zonen um faziell und tektonisch zusammengehörige Einheiten handelt, recht zu geben scheint. Die angeführte Ubiquität der roten knollig-brecciösen Fazies setzt aber zu dieser Schlussfolgerung ein Fragezeichen und kann deren Gültigkeit oder Nichtgültigkeit erst nach einer abgeklärten Kenntnis des geologischen Baues sich zeigen. Analoge Faziesgebiete können übrigens in einander parallelen Längsräumen zur Ausbildung gekommen sein, wobei ein ganz bedeutender Querabstand sie getrennt haben kann.

Bekannt ist die „*faciès grumeleux ou brèche*“ im Tithon-Kreide-Übergang aus der subbetischen Zone von Cabra, deren reiche Fauna durch KILIAN (19) ihre allgemein bekannte Bearbeitung und stratigraphische Korrelation mit den Alpen (Strambergerschichten) erfahren hat. Die gleiche Fazies, und eine mehr oder weniger nie fehlende Cephalopodenfauna, behauptet sich im gleichen Niveau quer durch die subbetische Zone bis Jaén (Valdepeñas-Pandera). Die präbetische Zone bei Jaén (Jabalruz etc.) dagegen enthält ein anders entwickeltes, versteinungsloses Tithon (R. DOUVILLÉ); in der gleichen Fazieszone dürften wir uns wieder am äussersten Nordrand der Cordilleren, in den Sierran von Cazorla befinden, woselbst nicht mehr das Tithon (fehlend!), sondern, wie P. FALLOT in seiner neuesten Studie über dieses Gebiet nachweist (85, III), der Dogger (Argovien) die versteinungsreiche „*fausse brèche*“ führt. Durch gleiche Sedimente, wie sie sowohl das Penibetikum von Málaga, als auch die eben erwähnten Gebirge der Provinz Córdoba und Jaén aufweisen, ist das Tithon in den Bergstrecken von Grazalema und in den zahlreichen klippenförmigen Jura-Vorkommen der übrigen Provinz Cadix vertreten.

Dem kurzen Hinweis auf das fazielle Verhalten des oberen Jura nordwestlich unseres Penibetikums ist noch der Befund in entgegengesetzter Richtung, also betikwärts gegenüberzustellen. Hier befinden wir uns längs des ganzen internen Randes der Formation längs einem Erosionsrand. Wie in dem östlichen Teil der Cordilleren (Alicante) wird hier die transgressive Lagerung des Tithon deutlich. Das Vorkommen der isolierten Kalkklippe der Sierra Blanquilla, woselbst das Tithon ohne Zwischenschaltung tieferer Stufen auf den paläozoischen Schiefen aufliegt, gibt in dieser Hinsicht gute Auskunft. Wie weiter südlich die Grenzen des Tithonmeeres verlaufen haben mögen, bleibt Hypothese, da keine Ablagerungen, weder in tektonisch tiefer gelegenen Strecken (Málaga), noch weniger solche in den Kulminationsgebieten (Granada) erhalten geblieben sind; eine Bestätigung der Angaben von KILIAN und BERTRAND (18, p. 473) über das Vorkommen des oberen Jura längs der Küste von Málaga vermag ich nicht zu liefern. Nicht unwahrscheinlich scheint es mir, erwägend die allgemein gültige Tendenz der Reduktion und Verarmung in Fazies in der Richtung auf das Betikum zu, dass der obere Jura die betische Schwelle nicht mehr oder dann nur als Seichtmeer

überdeckte; waren seine Ablagerungen noch vorhanden, so sind sie dann späterhin einem voreozänen Abtrag zum Opfer gefallen.

Ähnlich wie im Jura, treffen wir auch in der *Kreide*, speziell in der Unter-Kreide, eine Schichtfolge, die von Mallorca bis Marokko und Algerien eine grosse fazielle Gleichartigkeit aufweist und deren stratigraphische Unterverteilung sich allein auf die oft spärlichen Fossilfunde stützen kann. Besonders innerhalb unseres Abschnittes des Penibetikums ist die Gliederung sehr schwierig durchführbar und müssen wir uns mit einer dürftigen Feststellung des Hautrivien bei Ardales und der Anwesenheit oberer Kreide (Senon) durch das Vorkommen der Rosalinenkalke begnügen. Dessen ungeachtet darf sicherlich die Zugehörigkeit der im grossen und ganzen bathyalen Habitus zeigenden Ablagerung zu ein und demselben Sedimentationsraum als ausser Zweifel stehend angesehen werden; dieser ist gekennzeichnet durch die Kalkmergelfazies mit, wenn vorhanden, meist limonitischen Cephalopoden und allmähliches Überleiten von der Unterkreide in die Oberkreide; in der letzteren scheinen die Rosalinenkalke ein, wenn auch nicht über jeden Zweifel erhabenes Leitsediment zu formen. Bis anhin wurden dieselben, das Penibetikum betreffend, bekannt aus der externen Zone, woselbst sie M. LUGEON (85, II) erstmals bei Montejaque erkannte und mit der analogen Fazies der „Préalpes“ verglichen hatte; schon die makroskopische Prüfung erlaubt meist den Schluss, dass in den gekörnelten roten Gesteinen das faunistisch gleiche Sediment vorliegt. So darf denn wohl gesagt werden, dass von Gibraltar bis an den Segura die gleiche Kreidefazies längs des betischen Randes hinzieht. Von Interesse ist es, dass, trotz der Nähe des betischen Rückens, den wir schon im Jura als mehr oder weniger prononciert erachteten, eine nerithisch-detritogene Sedimenteinschaltung eher zur Seltenheit gehört. Auf die sandige Unterlage der Kreide am Guadalhorce (bei El Chorro) wurde besonders hingewiesen; als ein fazielles Analogon kann der glaukonitreiche auf das Betikum transgredierende Gault mit Echiniden, den P. FALLOT in der Sierra Espuña entdeckte (95), aufgefasst werden. Äusserst feinsandige Lagen, abwechselnd mit dichten, kieselführenden Kalken, beobachtete ich auch im SW-Ende des Betikums zwischen Gaucin und Casares im Tal des Rio Genal. Die neuen Funde der faziell normalen, also bathyalen Habitus aufweisenden, aptychenführenden Kreide auf dem Rücken des Betikums (Casarabonela etc.) weisen daraufhin, dass das Kreidemeer bis zu einem gewissen Grade die betische Schwelle überwältigte, ein Vermuten, das seinerzeit schon ROBERT DOUVILLÉ aussprach; immerhin bleibt zu dieser richtigen Vorahnung Douvillé's die Einschränkung beizufügen, dass es sich allein um eine Überdeckung einer betisch-malagensischen Einheit handeln kann, nicht um solche granadiner Zugehörigkeit, da, wie dies die holländischen Geologen dartun, Kreidesedimente in den Strukturen der Alpujarriden abwesend sind, was durch dieselben auf vorangehende tektonische Bedeckung zurückgeführt wird.

Schreiten wir nun, wie zuvor für den Jura, in der Querrichtung, nach dem Subbetikum vor, so erhebt sich wiederum die Frage, ob ein kontinuierlicher Übergang die beiden faziell zueinander sehr verwandten Regionen aneinanderknüpft, oder aber ein tektonischer Hiatus die beiden in grosse ursprüngliche Entfernung abrückt. Die Frage ist sehr komplexer Natur und kann heute noch nicht entschieden werden; die tektonischen Komplikationen erlauben nirgends ein Verfolgen Schritt für Schritt; überall schaltet sich als Keil die citrabetische Trias zwischen die einzelnen Strukturen, wie ja überhaupt die Triaszone von Antequera das wesentlichste trennende Band zwischen Penibetikum und Subbetikum ausmacht. Da hingegen, wo beide Zonen resp. ihre Kreidesedimente in grössere Nähe zueinander gerückt sind, ist ein fazieller Gegensatz nicht zu verkennen. Solche Verhältnisse waren denn auch besonders bei meinem ersten Versuch bestimmend, um den früher seit den Arbeiten der Mission d'Andalousie sehr allgemeinen Begriff des Subbetikums in einzelne Teilzonen aufzuspalten und dem eigentlichen Subbetikum ein Penibetikum gegenüberzustellen. Die Gebiete dürften selten sein, wo zu sagen ist, dass vollkommen gleiche Kreidprofile in beiden Zonen vorhanden sind. Die penibetische Entwicklung ist kalkiger, einförmiger und sehr viel fossilärmer, die subbetische ist mergelreicher, mehr gegliedert, dies sowohl nach Sedimenttypus als auch durch ihre oft reiche Fauna. Am deutlichsten ist dieser Gegensatz dort, wo ein und derselbe Gebirgskomplex beide Kreideserien enthält, wie dies z. B. für die Berge der Umgebung von Grazalema in der Provinz Cadix zutrifft. Aber auch in den mehr östlichen Gebieten, in der Querrichtung unseres Kartengebietes, ist der Gegensatz zwischen den vorherrschenden roten kalkigen Kreidegliedern des Penibetikums und dem grünlichgrauen Mergel des Subbetikums nicht zu verkennen; überschreitet man die Gebirge zwischen Rio Turon und Rio Guadateba und gelangt dann nördlich über die Trias von Antequera in die isolierten Bergzüge von Roda und Estepa (Provinz Sevilla), so ist der Gegensatz der grüngrauen, mergeligen unteren Kreide in die Augen springend. Dass innerhalb der Kreideserien beider Zonen, deren Sedimente sich ja um das gleiche fazielle Grundschema gruppieren, lithologische und faunistische Analogien sich herausbilden, liegt auf der Hand. Das Vorhandensein der mergelig kalkigen Schichten mit den leitenden Foraminiferen (*Rosalina Linnei*) für Oberkreide ist ein Beispiel dafür; P. FALLOT hat sie aus roten Mergelkalken von Priego beschrieben (85, II) und glaubt, dass es sich eher um eine „*épisode fugace*“ dieser Fazies in einer stark mergeligen Oberkreideserie handeln dürfte.

Auf die Kreide einer mehr nördlichen Aussenzone, die ich als präbetisch zusammenzufassen versuchte, und deren Fazies wieder vorwiegend nerithisch ist, braucht hier kaum verwiesen zu werden, denn eine unmittelbare Beziehung zu penibetischen Gebieten besteht

nicht. Nicht unerwähnt seien aber am Schlusse unseres flüchtigen Ausblickes in die weitere Umgebung die faziellen Verwandtschaftsbeziehungen, welche die Cordillersedimente, insbesondere Jura und Kreide des Penibetikums an die gleichen Formationen der Südalpen knüpfen. Wenn schon die rote, knollig-brecciöse Fazies an die analogen Bildungen des ammonitico rosso erinnert, so ist es auch die an die Majolica der insubrischen Zone gemahnende Serie des Malm und der aus ihm im allgemeinen doch allmählich hervorgehenden Kreide (Calpionellenkalk), welche des weiteren diese Beziehungen hervorheben; die Radiolaritfazies der Südalpen vermochte sich aber nicht als solche durchzusetzen und äussert sich vielleicht nur in der oft starken Durchwirkung mit Kieselknollen und bunten Kieselbändern (Espildorazone); die Scaglia hat ebenfalls ihr zwar nur unfertig durchgeführtes Ebenbild in der Vermergelung der oberen Kreide, die so weit gehen kann, dass ein allmählicher Übergang in Form von Flyschfazies in tertiäre Sedimente sich einstellt. Nicht zuletzt sind es auch tektonische Überlegungen (höchste Einheit!), die diese Verwandtschaftsbeziehungen besonders unterstreichen.

VII. Die Tertiärformation.

Es läge in der Disposition dieser Arbeit der Stratigraphie und dem Bau des Tertiärs, das sich an der Zusammensetzung der betischen und penibetischen Einheit beteiligt, eine der bisherigen Besprechung gleichartige Behandlung zukommen zu lassen. Vorausbedingung dafür ist aber die Mitverwendung der Ergebnisse des gesammelten, wenn auch bescheidenen Foraminiferenmaterials. In sehr zuvorkommender Weise hat 1927 Herr Prof. Dr. L. RUTTEN (Utrecht) sich bereit erklärt die Begutachtung desselben zu übernehmen; umständehalber konnte dies aber noch nicht erledigt werden¹⁾. Aus diesem Grunde kann hier nur eine kursorische Übersicht der am Faltenbau sich beteiligenden Tertiärsedimente (Paläogen) gegeben werden, welche sich vorwiegend nur an lithologische Gliederung und Aufteilung in einzelne Regionen hält und durch spätere Ergänzung, eventuell in berichtigendem Sinne, nochmals zu behandeln sein wird.

1. Die Turonkalke (Eozän).

Vornehmlich längs des Nordsaumes des Betikums fügt sich zwischen die mesozoischen Formationen und das paläozoische Betikum eine Kalkzone ein, die, wo beobachtbar, meist den alten Schiefen direkt aufliegt. Sehr gewöhnlich liegt aber kein zusammenhängender Kalkzug mehr vor, wie dies allein auf der linken Seite des Rio Turon oberhalb Ardales (Castillo Turon-Cerro Romero) der Fall ist, sondern

¹⁾ S. Nachtrag, p. 155.

grössere Kalkklippen (Peñoncito, Fig. 24, 7) oder auch nur plumpe, isolierte Kalkblöcke, zeigen an, dass es sich um einen einigermassen kontinuierlichen, nur mehr defektiv erhaltenen Kalkhorizont handelt; wo jedoch mergelige Schichten von Kreide zu Tertiär überleiten, scheint der Kalkhorizont nie vorhanden gewesen zu sein. Diese Kalke zeichnen sich aus durch rein weisse Farbe und blaugraue Anwitterung, sind gewöhnlich massig oder nur dickbankig geschichtet, besser gebankte Vorkommen sind praktisch ununterscheidbar von Tithonkalken; wie diese werden sie auch mehr oder weniger oolithisch und brecciös; zum Unterschied von Jurakalken findet sich hie und da eine leicht tonig-feinstsandige Durchflaserung; fast nie fehlend ist das Zusammenvorkommen von Dolomiten mit diesen Kalken; es sind gewöhnlich feine graue Dolomitbreccien (Castillo Turon); bei Fehlen der Kalke treten auch monogene Kalkbreccien, gelegentlich übergehend in polygene Bildungen auf. Leider ist die Formation im Hauptkalkzug längs dem Rio Turon fossilleer, Lepidicyclinen führende Gesteine stellen sich erst in der höchsten, nach der eigentlichen Flyschformation überleitenden Partie ein; in vereinzelt brecciösen Kalkblöcken, die isoliert den betischen Schiefern bei Ardales eingefaltet sind, sind Nummuliten zahlreich (Fig. 11).

Die Kalke vom Typus der Turonkalke fehlen dem zentralen Teil des Betikums von Málaga; dahingegen sind teils mächtige riffartige Kalke längs der Ostküste von Málaga (Cerro San Anton, Cantal etc.) den älteren (Permo-Trias) Gesteinen aufliegend; sie sind nestweise dichterfüllt von *Alveolinen* (*Alveolina oblonga?*). Da die gleichen Alveolinenkalke auch abgetrennt von der Küstenzone gelegentlich etwas weiter einwärtsgreifen — die Kalkplatte des maleischen Felsendorfes Comares und jene von Casabermeja gehören dazu —, so liegt es nahe, bei der gleichen Lagerungsweise und sonstigen lithologischen Übereinstimmung anzunehmen, dass in den Turonkalken faziell und stratigraphisch die gleiche Formation vorliegt. Dies führt dazu, die Turonkalke in das Unter-Eozän (Ypresien, Lutétien?) zu stellen.

2. Die Flyschformation.

Als Flyschformation wird die gesamte tertiäre (paläogene) Schichtserie zusammengefasst, welche sich aus einem vielfachen Wechsel von bunten Mergeln, Mergeltonen, Sandsteinen, Kalken und Breccien zusammensetzt und stets über den Turonkalken liegt, wenn auch das durchlaufende Profil beider Tertiärstufen zufolge der klippenförmigen Isolation der Kalke nirgends deutlich erhalten geblieben ist.

Die transgressive Lagerung dieser Schichtserie über tiefere Formationen tritt besonders in der nördlichen Randzone des Betikums deutlich in Erscheinung, woselbst die Mergel und Sandsteine über

die penibetische Kreide hinweg auf die alten Formationen hinübergreifen. Verschiedentlich sind an der Basis des Flysch teils recht mächtige Basalkonglomerate entwickelt (Dehesa nördlich Almogia, geringmächtig bei Bombiche, bei Burgo), anderwärts können sie wieder ganz fehlen. Sehr deutlich hebt sich auch das „Überfluten“ des „Flyschmeeres“ über den alten Sockel an manchen Stellen morphologisch im Landschaftsbilde ab. Die Flyschsedimente greifen da und dort zwischen den orographisch über sie aufragenden Anhöhen paläozoischer Schiefer „landeinwärts“, so dass aus diesen Beziehungen auf eine recht tiefe Durchtalung des paläozoischen Untergrundes vor der Flyschtransgression, der mesozoische Schichten und wohl auch die Turonkalke gewichen waren, zu schliessen ist. Als grösster solcher Flyschfjord fällt der bis über Carratraca hineingreifende Tertiärlappen von Ardales auf; kleiner sind jener längs des unteren Arroyo de las Capellanes (Fig. 11) und jener bei Bombiche (Guadalhorce-Tal). Spätere alpine Faltung dürfte freilich die Art der Verkeilung zwischen Tertiär und betischen Schiefen noch belangreich verstärkt haben.

Die Flyschformation im weitesten Sinne ist zufolge des bunten Wechsels ihrer Gesteine, des abrupten Fazieswechsels, der wechselnden Schichtlage und der starken Bedeckung durch Ackerboden äusserst schwierig oder überhaupt nicht genauer stratigraphisch aufteilbar. Es seien darin die folgenden Schichtgruppen und Ausbildungstypen vorläufig auseinandergehalten.

a) Die Schichtgruppe von Valle de Abdalagis.

Im Ostabfall der bei Valle de Abdalagis absinkende Jurakalk-Antiklinalen (vergl. p. 228) gewinnen die Tertiärformationen weite Entwicklung und hängen von hier aus zusammen mit der breiten Flyschzone, welche sich zwischen den Südrand der penibetischen Falten und den Nordrand des paläozoischen Betikums schaltet (Zone von Colmenar), ferner mit der Flyschausfüllung der Hoya de Málaga und den gleichen Schichtlagen, die den Nordsaum der penibetischen Falten markieren.

In den tiefsten Lagen von Valle de Abdalagis ist eine Serie von bunten mehr oder weniger sandigen Mergeln (graugrün, grünlich, rot und rotbraun) bestimmend für die milden Oberflächenformen. In dieser Schichtserie wiederholen sich stets wieder sandige Schichten, bald sind es mürbe tonig-sandige, schiefrige Sandsteine, bald härtere Bänke von im Felde braun anwitternden Sandsteinen mit wulstig-unebener Schichtoberfläche; beide enthalten hie und da Pflanzenreste; mehr massige, weisse Quarzsandsteine finden sich in einer höheren Partie (Rio Guadalhorce); gelbe und weisslichgelbe, etwas poröse Kalkmergel mit vereinzelt Foraminiferen

(*Nodosarien* etc.) treten längs dem Guadalhorce (Bahnlinie) auf. Kalkbreccien von heller Farbe, verschiedentlich durchsetzt von Glaukonit und kleinen Schieferbrocken, formen die fossilführenden (Nummuliten) Lagen; sie spielen aber im gesamten Schichtaufbau eine ganz verschwindend kleine Rolle.

Eine höchst auffällige Fazies des Flysch, die dann jene tertiären Sedimente der citrabetischen Trias sehr ähnlich macht, findet sich im tieferen Teil der Serie von Valle de Abdalagis: konkordant zwischen Sandsteinen und Mergeln schaltet sich eine Aufeinanderfolge von Dolomit (teils zelliger Dolomit), Mergel und Gyps; sie findet sich im Flyschstreifen, der die penibetischen Schuppen zwischen Valle und Gobantes nördlich besäumt (Cortijo del Chopo) und nochmals unmittelbar südlich Valle (km 20 der Strasse nach Allora). Beiderorts könnte man in Zweifel über die Flyschzugehörigkeit sein und an liegende germanische Trias denken; die Wiederkehr solcher Schichten als ganz untergeordnete Einlagen (Gyps und Dolomitbreccie) in nummulitenführender bunter Flyschserie bestimmt aber, diese „Triasfazies“ dem Tertiär zuzuschlagen.

b) Die Aguila-Serie.

Ohne dass zur bunten Mergelserie von Valle de Abdalagis eine allgemein geltende genauere stratigraphische Beziehung geltend gemacht werden könnte, folgt in den östlichen Anhöhen von Valle (La Torrecilla, bei Nogales, Cerro de Aguila) eine Schichtserie, die sich, zwar bei Vorherrschen des Kalkgehaltes, durch eine grosse Variabilität ihrer Sedimente auszeichnet. Der Grundtypus dieser Serie mag gegeben sein durch einen braungrauen, feinkörnigen Kalksandstein, der oft eher als Kalk zu bezeichnen ist; er ist ausgezeichnet gebankt (dünnere Mergelzwischenlagen), wellig verbogen und kann ansehnliche Serienmächtigkeit (100—200 m) erreichen; kennzeichnend für diese Plattenserien ist auch, wie für so viele Flyschgesteine, ihr Nichtanhalten auf grösseren Abstand; sie zeigen linsenartige Mächtigkeitsanschwellungen. Wenn der Kalksandstein stärker kalkig (sandige Kalke) oder brecciös (Kalkbreccie mit kleinen Fragmenten) wird, stellen sich meist auch Nummuliten und Lepidocyclinen ein. Aus solchen Gesteinen stammt eine kleine Lepidocyclinen-Fauna, die P. FALLOT vom Ostende des Torcal erwähnt (86). In der Umgebung von Nogales stellen sich in dieser Serie grobe Kalkbreccien ein, deren Bestandteile ausschliesslich weisse Kalke formen; stellenweise liegt auch eine Nummulitenbreccie vor; ob die Kalkfragmente dem penibetischen Jura oder einem abgetragenen eozänen Turonkalk-Niveau zugehören, ist recht schwierig zu entscheiden; für das erstere spricht die Nachbarschaft der Jurakalkberge (Sierra Chimnea etc.), für das letztere eher das Fehlen der roten Kreide in der Breccie; auf alle Fälle dürfen wir in diesen grob-

klastischen Sedimenten den Hinweis auf gebirgsbildende Bewegungen erkennen, die sich im älteren Tertiär einstellten.

Während die Aguila-Serie als ganzes über der bunten Schichtfolge von Valle liegt, nähern sich südlich der Sierra Chimnea ihre Schichten stark der Kreide des Südschenkels jener Falte; in der näheren Umgebung von Valle sind grobklastische Nummulitengesteine noch in unmittelbarer Nachbarschaft der „Triasfazies“ aufweisenden unteren Flyschpartie zu finden, wie überhaupt die Plattenkalke in verschiedenen Niveaux vorkommen dürften.

Zur Orientierung über das stratigraphische Alter dieser Serie stehen bis anhin allein die Angaben von P. FALLOT (Bestimmung H. DOUVILLÉ) zur Verfügung (86); es wurden darin erkannt: *Lepidocyclina formosoides*, *L. praemarginata*, *L. inflata*; sie verweisen die Serie ins Oligozän, was somit der früheren Auffassung, dass die gesamte Hangendformation der Kreide dem Eozän zugehört, wie dies die Mission d'Andalousie vertrat und welcher Meinung ich mich erst auch angeschlossen hatte (78, p. 494), nicht mehr recht gibt. Nach dem geologischen Bau und der Art der faziellen Zusammengehörigkeit mit der Lepidocyclinen führenden Formation zu schliessen, dürfte dann ein grosser Teil der Flyschserie (zum mindesten die Schichtfolge über der Aguila-Serie [Aljibe-Sandsteinkomplexe etc.]) ins Oligozän zu stellen sein. Wo und welches Sedimente des Priabonien sind, bleibt noch aufzuklären. Schwierig fügen sich in dieses Schema die bei der Besprechung der Beziehungen der Kreide zu den Hangendschichten erwähnten Übergänge dieser Formation nach den Flyschschiefern; Resedimentation von Mergel auf Mergel oder andauernde, auf gewisse Zonen beschränkte Meeresbedeckung mit Flyschregime kämen zur Erklärung dieser Verhältnisse in Frage.

Neuerdings gibt R. v. KLEBELSBERG eine Tertiärstratigraphie für östlichere Teile der Zone von Colmenar, die mit einer eben angeführten Oligozän-Verallgemeinerung nicht harmoniert (89, p. 546). Sehr wahrscheinlich liegt in der Schichtserie der Sra. Prieta (P. 1274) unsere Aguila-Serie vor; in den „flyschartigen Bildungen“, worin Kreide vermutet wird, liegt grösstenteils ein zur Oberfläche kommendes Teilmassiv des Betikums vor.

c) Der Aljibe-Sandstein.

In der Provinz Cadiz wurde durch J. GAVALA (29, 33, 62) der höhere Teil einer Flyschformation als „Areniscas del Aljibe“ ausgeschieden. Der vollkommen gleiche Sandstein ist eher in einem höheren Abschnitt des Flyschs des Betikums und Penibetikums allgemein verbreitet, wie ja überhaupt die genannten Strecken der benachbarten Provinz der gleichen tektonischen Zone angehören. Aber auch hier ist eine einigermaßen schärfer abgegrenzte stratigraphische Fixierung dieser als Fazies aufzufassenden Schichtserie

nicht möglich. In einer weiteren Umgebung von Valle de Abdalagis folgt im wesentlichen über der tieferen bunten Mergelserie eine Schichtstufe massiger, mehr dickbankiger Quarzsandsteine; sie queren als Bergkamm die Zone von Colmenar zwischen dem Arroyo de las Piedras im N und dem Südrand (Fiscalá). Es sind fast rein weisse Quarzsandsteine mit wenig Bindemittel, das etwas tonig sein kann; die Anwitterung schafft eine braune, eisenoxydische Verwitterungskruste; durch Einsprengung von weissen Quarzbrocken entstehen konglomeratische Sandsteine. Der typische Aljibe-Sandstein wiederholt sich in ungezählten Schichthöhen; stetsfort herrschen aber wenig horizontbeständige Sandsteinlinsen vor; sie nehmen sich oft aus wie zwischen die Mergelformation eingestreute Klippen; sie sind stets fossilleer.

d) Die Schichtgruppe von Aloxaina-Ardite.

In der Flyschformation der Hoya de Málaga und ihrer Randhügel ragen gewöhnlich nur die braun anwitternden Sandsteine (meist Quarzsandsteine vom Typus des Aljibe-Sandsteins) aus dem von Äckern bedeckten Mergelgelände. Diese, wohl der Serie von Abdalagis entsprechende Flyschformation dringt westwärts bis an den Bergfuss der zentralen Serrania vor (Tolox) und transgrediert mit wenig mächtigen, grobklastischen Lagen (paläozoische Schiefer) und Mergeln auf die betischen Schichten. Die Kalke der Turonkalkfazies sind im ganzen Gebiet der Hoya de Málaga nicht vorhanden. In einer mittleren Schichthöhe (300—400 m über der Basis) schaltet sich im Querprofil Aloxaina-Ardite (Rio Grande) eine morphologisch stark sich abhebende Plattenkalksandstein-Serie ein, die wohl dem Niveau der Aguila-Serie entspricht; zum mindesten wiederholt sie ihre Fazies, obwohl zwar die grobklastischen Schichten weniger stark hervortreten; die gleichen grauen, eher dickbankigen zwischen Kalk und Sandstein variierenden Gesteine bauen den Berghügel auf, den das Dorf Aloxaina krönt; im Ardite enthalten brecciöse Kalke reichlich Nummuliten.

e) Schichtgruppe von Burgo-Peñarrubia-Ortegicar.

Auch in einer nördlichen Zone, in der Externzone des Penibetikums, ist der Flysch mit dem gleichen bunten Wechsel der Schichten wie in der Zone von Colmenar und in der Hoya de Málaga vertreten; der Fossilgehalt ist auf die feinen Kalkbreccien (Nummuliten, Lepidocyclinen) beschränkt. Den Südrand des penibetischen Flysches dieser Zone kennzeichnen die tithonähnlichen Kalke des basalen Tertiärs (Turonkalke); örtlich können sich grobe Konglomerate darüber einstellen (10, Fig. 24). Der Typus der Aguila-Serie ist durch die plattigen Sandkalke vertreten, die bei Burgo und östlich davon (Pilar) sich in

nächster Nähe über den roten Kreideschichten vorfinden (Fig. 23); weiter gegen den Puerto Martinez zu bedeuten bunte Mergel und Kalkbreccien den Übergang von Kreide zu Flysch (ohne Turonkalke), deren Reste immerhin durch die pisolithischen Kalke und gebankten weissen Kalke oberhalb des Carnino de Treviño (*e* der Karte) angedeutet sein dürften; in der innersten Ecke des Puerto Martinez sind Flyschschichten über die Kalke der Espildorakreide in stark diskordanter Lagerung.

f) Anschluss an die Umgebung.

Es liegt weit ausserhalb der derzeitigen Kenntnis der Stufenzugehörigkeit und der Verbreitung der Sedimente des Päläogens, um mit irgendeinem Nutzen die Beziehungen der besprochenen tertiären Serien mit solchen des Subbetikums zu erwägen. Die Fazies ist in den mehr benachbarten Teilen eine analoge, auf grössere Entfernung enthält das Subbetikum bedeutend mehr rein mergelige Sedimente. (Aquitaniemergel des Nordsaumes.) Nach der Auffassung der Mission d'Andalousie ist überall in den südwardigen Regionen das Eozän in transgressiver Lagerung vorhanden; eine einheitliche Bearbeitung dürfte aber für weite Flächen dartun, dass es sich um jüngere Ablagerung handelt. Gleich wie im Penibetikum ist die Formation der Flyschfazies die letzte, welche in den alpinen Bau der Gebirge einbezogen wurde.

Auf die Südseite des betischen Rückens, soweit es heute Festland formt, greift die Flyschfazies von Westen her gleichfalls über die paläozoische Basis (Küste von Estepona); in der Gegend von Málaga dahingegen ist dieselbe nicht mehr erhalten; in dieser Strecke ist es die tiefere Kalkfazies (Alveolenkalke, Dolomit und Zementmergel), welche die vollständige Überwältigung des betischen Rückens, der in altpaläozäner oder obercretacischer Zeit sich vollständig herausgehoben hatte, anzeigt.

Nachtrag zur Tertiärstratigraphie.

Erst nach Drucklegung dieser Arbeit gelang ich in Besitz einer vorläufigen Begutachtung der Nummulitengesteine durch Prof. L. RUTTEN, welche an dieser Stelle noch bestens verdankt sei.

Ohne auf deren Ergebnisse hier nunmehr noch ausführlicher eingehen zu können, sei hervorgehoben, dass aus derselben sich ergibt, dass das Flyschgebiet des Kartengebietes (insgesamt durch feingetüpfelte Flächen dargestellt) von stratigraphisch recht komplexer Zusammensetzung sein muss. Die Mehrzahl der untersuchten Proben (meist Kalkbreccien), verweisen nicht die ganze Flyschbildung ins Oligozän, sondern zur Hauptsache ins mittlere bis obere Eozän. Hr. Dr. RUTTEN fasst seinen Befund wie folgt zusammen:

„...die Kalksteine sind alle gekennzeichnet durch die Assoziation *Ortho-phragmina-Nummulina*; sie sind also ganz sicher eozän, umsomehr, als die typischen oligozänen, reticulaten Nummuliten abwesend sind. Andererseits ist Paleozän (oder unteres Eozän) ausgeschlossen, weil die Nummuliten der Elegans-Gruppe fehlen. Es ist selbst nicht wahrscheinlich, dass die Gesteine dem Lutétien

angehören, fehlen doch (mit einer einzigen Ausnahme) die grossen Nummuliten, die für das südeuropäische Lut tien so kennzeichnend sind. Die gewöhnlichste Nummulina in den Gesteinen weist ferner verwandschaftliche Beziehungen zu obereozänen Formen auf. Oberstes Eozän ist auch wieder ausgeschlossen wegen dem wiederholten Vorkommen von kleinen *Assilinen*; deshalb kommt mir *Auversien-Alter* als am wahrscheinlichsten vor.“

Unter den Proben, auf welche diese Alterszuweisung Bezug hat, fanden sich Gesteine aus der Aguila-Serie (Südrand der Sra Chimnea und eben westlich Nogales), ferner Nummulitenkalke des Ardite südlich Alosaina, Kalkbreccien aus der Nähe (und von ihr selbst) der Flyschbasis bei Ardales und bei Gobantes.

Neben dieser älteren, das Hauptareal einnehmenden Flyschformation, die wir somit am besten schon im oberen Eozän beginnen lassen, ist aber durch das öftere Vorkommen von Lepidocyclinen-Gesteinen auch eine oligozäne Flyschserie nachzuweisen; die solches anzeigenden, meist feinen Kalkbreccien stammen überwiegend mehr von einer nördlichen Zone des Flyschgebietes; „sie sind gekennzeichnet durch die Anwesenheit von *Lepidocyclina*, durch die Abwesenheit von *Orthophragma*, *Assilina*, *Alveolina* und grossen Nummulinen; ferner durch die Anwesenheit der mir ferner unbekannt, aber sehr kennzeichnenden *Rotalide E* (eine spitzkonische, dickwandige Form). Die Gesteine müssen nach unserer jetzigen Kenntnis als posteoazän und wahrscheinlich als digozän betrachtet werden“. (L. RUTTEN).

Die untersuchten Lepidocyclinengesteine stammen von der Nordseite des Torcal (bei km 528), von längs der Strasse Antequera-Valle de Abdalagis (km 10), von Colmenar (Peñones), vom Rio Guadateba (km 37, etwas fraglich) und aus Geröllen des Miozäns von Antequera.

Bei diesen Ergebnissen, nämlich dem Vorhandensein einer obereozänen und einer oligozänen Flyschserie, wird die Abgrenzung beider im Felde eine äusserst schwierige, wenn nicht unmögliche Aufgabe. Unaufgeklärt bleibt mir auch der Umstand, dass gerade die Lepidocyclinengesteine sich in unmittelbarer Nachbarschaft der Tertiärbasis befinden (Torcal), dass in der Aguila-Serie bei Nogales oberes Eozän, an der Boca del Asno dahingegen Oligozän vorliegen soll.

Für die im Vorangehenden als Turonkalke ausgeschiedenen Sedimente kommt Prof. RUTTEN auf Lutétien-Alter als das wahrscheinlichste (Proben des Alveolinenkalkes von El Cantal bei Málaga und von Comares; Alveolinen, mittel-grosse Nummulinen, einzelne Assilinen).

D. Die autochtonen Formationen.

1. Das Miozän (Burdigalien).

Die Formationen, welche das Becken von Granada ausfüllen, die Hochfläche von Ronda aufbauen und auch in allen zwischenliegenden, teils ausgedehnten Relikten in gleicher Fazies wieder zu erkennen sind, waren seit den Anfängen, da aus Andalusien geologische Nachrichten vermittelt wurden (Silvertop, 1836), stets wieder Gegenstand der Beschreibung und stratigraphischer Klassifikation.

Insbesondere war es das Becken von Granada, woselbst die dort faziell so sehr variablen Miozänsedimente eingehender erforscht wurden. Seit KILIAN und BERTRAND (18) lehnt sich fast jede Neubehandlung eines Teilabschnittes an die Ergebnisse jener Forscher an. Dies gilt auch für die Miozänablagerungen des zentralen Teiles der Provinz Málaga, die zuletzt von D. DE ORUETA in seiner Serrania de Ronda-Monographie (31, p. 389) eingehender abgehandelt wurden, weshalb hier auf dessen historischen Rückblick verwiesen sei.

In ihrer Verbreitung stellen die Miozänsedimente unseres Gebietes die Erosionsrelikte einer ehemals zusammenhängenden, mächtigen Schichtplatte dar. Diese überspannte das Erosionsrelief,

das über den zuvor geformten Strukturen alpiner Gebirgsbildung sich ausgebildet hatte. Von diesem alten Relief ist auch heute noch die Verbreitung des Miozäns abhängig. Die unter sich nicht mehr zusammenhängenden Miozänlagen fehlen einem höheren Gebirge, das sie nicht mehr eingedeckt haben; sie sind hauptsächlich da vorhanden — und dann in grosser Mächtigkeit —, wo die Hohlformen der miozänen Oberfläche eine starke Häufung des miozänen Detritus begünstigten. Es sind deshalb auch heute die Querrichtung des Guadalhorce und die Längszone am Nordrand der penibetischen Falten das Verbreitungsgebiet der Miozänsedimente.

Entsprechend dem Transgressionscharakter der Miozänsedimente, die bald in weiten Becken (Granada, Guadalquivir), bald in engen Meeresstrassen zum Absatze kamen, ist deren fazielle Beschaffenheit recht wechselnd, welche Variabilität zufolge andauernder tektonischer Unruhe auch in vertikalem Sinne sich stark ausprägt, so dass Parallelisationen weiter auseinander liegender Gebiete auf lithologischer Grundlage im allgemeinen schwierig durchführbar sind. Solche Verhältnisse gelten besonders für das Becken von Granada, mit welchem unsere tieferen Miozänlagen in sozusagen ununterbrochenem Zusammenhange stehen; P. VIENNOT hat neuerdings auf die faziellen Ungleichheiten derselben Stufen im E und W des Beckens hingewiesen (104, p. 167).

Demgegenüber ist der lithologische Charakter im Einzugsgebiet des Guadalhorce, als Ganzes genommen, ziemlich einheitlich; er bewegt sich innerhalb ein und derselben kalkig-sandig-konglomeratischen Nuance. Als Durchschnittstypus mag ein grober, gebankter Kalksand bis Kalksandstein gelten; dessen 10—30 cm dicke Bänke setzen sich zusammen aus einem Kalkgrus, ziemlich vorwiegend zoogenem Detritus, in welchem viele helle Quarzkörner, grössere Fossiltrümmer (Echinodermen, Bryozoen, Zweischaler- und Korallenreste), Gesteinsstücke der umgebenden älteren Formationen oder seltener kleine Erzkörner eingeschlossen sind. Diese Kalksandfazies (Grobkalk, „caliza tosca“, „molasse calcaire“) ist mehr in einer nördlichen Zone (Teba-Bobadilla-Antequera) verbreitet und leitet in gleicher Ausbildung in die analogen Formationen der Provinz Granada (bei Loja) und der Provinz Cadiz (bei Ronda) über. Bald ist das gelblichweisse, getüpfelte Gestein gut verfestigt, was für die bankbildenden Partien zutrifft, bald mehr lose und mürbe, was für die dünneren Zwischenschichten der Fall ist; auch stärker cavernöse, gut verfestigte Bänke sind vorhanden; seltener sind dichte, weisse oder gelblich-weisse harte Kalke. Innerhalb der Bänke und auch in Serien solcher zueinander ist Diskordanzschichtung gewöhnlich. Die Gesteinsserie neigt zu gestuften Steilabbrüchen; die malerischen Siedlungen auf diesen Felsklötzen — z. B. Arco de la Frontera, Alhama de Granada, Iznajar usw. (alle ausserhalb unseres Gebietes) — sind bekannt.

Diese kalksandige Fazies geht in der Gegend des Guadalhorce-Knies und weiter flusstalabwärts in eine grober klastische Ausbildung über. Hier sind mehr graue und graugrünliche grobe, stets auch kalkreiche Sandsteine vorherrschend, die mehrere Meter dicke Lagen formen können, dann aber stets konglomeratisch werden. Die massigen Konglomerate des Guadalhorce-Durchbruches enthalten als Komponenten die Gesteine der näheren Umgebung; sie besitzen Haselnuss- bis Kopfgrösse und sind gewöhnlich gerundet, deuten aber auf unweiten Transport, was auch die schiefriegen recht grossen und eckigen Bruchstücke kristalliner Schiefer anzeigen. Das Vorherrschen der Gesteine des Betikums und das Auftreten der Kalke der alpinen Trias zeigen an, dass diese Formationen schon im Miozän weitgehend abgedeckt waren. Eine bestimmte Gesetzmässigkeit in der Grössenordnung oder Zusammensetzung der Komponenten konnte ich nicht mit Bestimmtheit erkennen; wohl enthält der tiefste Teil der engen „Miozänschlucht“ am Südausgang der Chorro-Schlucht (z. B. an der Strasse nach Ardales) die grössten Einschlüsse (Jura-kalkblöcke), das Gipfelplateau des Hacho von Allora enthält aber in seinen obersten massigen Lagen eben so grobe Klastika wie sie schon an der Basis der nämlichen Miozän-Steilstufe sich vorfinden.

Besondere Verhältnisse zeigt auch die kalksandige Fazies bei Antequera. Den zufolge der Steilstellung und Härte seiner Schichtbänke über seine Umgebung aufragenden Cerro de las Torres (P. 840, ca. 5 km wsw Antequera, s. Kartenskizze Fig. 21) durchzieht eine Serie harter, sandiger Kalkbänke (angewittert gelbbraun, im Bruch hellblau), wie sie eher im Flysch zu Hause sind. An der Basis dieser Serie finden sich grobe klastische Gesteine, deren Komponenten kleine Nummuliten führen. Desgleichen enthält die Serie der typischen Miozänlagen des Hacho von Antequera in ihren tiefsten Schichten einzelne Bänke eines groben Konglomerates, begleitet von Kalksandem mit grossen Ostreen; die Kalkkomponenten haben den Typus der Sandkalke des unterlagernden Flysch.

Gleichartige grobklastische Bildungen ruhen auf dem Erosionsrelief der Trias, wie es durch die Einschnitte der Bahnlinie Bobadilla—Algeciras zwischen Campillos und Teba blossgelegt ist (km 17); Muschel- und Lithothamnienkalksande, Grobkalke und Konglomerate deren Komponenten zur Seltenheit kleine Lepidocyclinen enthalten, wechseln miteinander. Unbestimmt in der stratigraphischen Zugehörigkeit haben noch sandige Kalke zu gelten, welche in der Umgebung von Campillos der Trias auflagern.

Der Fossilgehalt des Miozäns unseres Kartengebietes ist besonders in der kalksandigen Fazies, was Anhäufung organischer Reste anbetrifft, ganz bedeutend; wie schon erwähnt, handelt es sich aber meist um Schalenrümmer, das Zerreibungsprodukt eines Kalksandstrandes. Da zudem die geologisch wenig belangreichen Miozänflächen nicht weiter durchgegangen wurden, stützt sich die Altersbestim-

mung nach Fossilinhalt auf recht wenige Funde, welche im wesentlichen sich auf muschelreiche Kalksande des Hacho von Antequera beziehen; über dieselben ist zuvor schon berichtet worden (102, p. 206, und 103, p. 149). Es wurden darin (nach freundlicher Bestimmung durch Prof. CH. DEPERET (Lyon) erkannt:

Chlamys subbenedictus FONT. (zahlreich),
Chlamys cf. nimius FONT.,
Chlamys cf. gloriamaris DUBOIS und
Aequipecten praescabriusculus FONT.

Die zahlreichen Ostreen waren für genauere Bestimmung nicht hinreichend (SILVERTOP erwähnt schon 1836 von Antequera *Ostrea longirostris* GOLDF.). Gastropoden (als Steinkerne), sowie den gleichen leitenden *Aequipecten praescabriusculus* lieferten auch die etwas tieferen Schichten des Cerro de las Torres. Vom Pantano des Rio Turon sei *Chlamys cf. varius* erwähnt. Die Zweischalerfauna von Antequera besitzt den Charakter des Burdigalien, welcher Feststellung um so mehr Gewicht zukommt, als sie sich auf das kompetente Urteil von Prof. DEPERET verlassen kann.

Die Zuweisung der tiefsten transgredierenden Lagen des Miozäns zum Burdigalien verdient besondere Betonung, da das Miozän dieser Gegend bis anhin in Anlehnung an KILIAN's und BERTRAND's stratigraphische Aufteilung des Tertiärs des Beckens von Granada wiederholt ins mittlere Miozän (Helvetien) gestellt wurde. Eine Konchylienfauna, in welcher *Pecten praescabriusculus*, *P. subbenedictus* und *Ostrea chicaensis* usw. vertreten sind, stellen wir aber nicht mehr ins Helvétien, wie es KILIAN und BERTRAND taten, sondern geben diesen Formen hinreichend Leitwert, um sie in die erste Mediterranstufe zu stellen. Schon vor geraumer Zeit hat RUD. HOERNES (22, p. 737) als erster auf die stratigraphische Verwirrung hingewiesen, welche durch die nicht ganz zutreffende Aufteilung des Tertiärs im Becken von Granada durch die Mission d'Andalousie entstanden ist, und betonte ihr gegenüber das Vorhandensein der ersten Mediterranstufe als transgressive Formation; nichtsdestoweniger blieb der Irrtum bestehen. An den Schluss der Besprechung des Miozäns der Umrandung der Serrania de Ronda stellte D. DE ORUETA eine Liste von Fossilfunden der „molasa y ademas rocas helveticas“ (31, p. 395). Aus der Art der Anführung geht nicht deutlich hervor, ob es sich nur um im betreffenden Gebiet gemachte eigene Funde handelt oder um eine verallgemeinernde Zusammenstellung nach anderen Autoren. Die fast völlige Übereinstimmung mit der Liste der Mission d'Andalousie lässt das letztere als wahrscheinlich erscheinen. Da die meist leitenden Burdigalien-Zweischaler und Seeigel darin gerade nicht anzutreffen sind, hielt auch ich mich bis anhin an das Helvetienalter dieser Transgressionssedimente. Die neuen Ergebnisse, die gleichartige Revision der Stratigraphie im Becken von Granada

durch P. VIENNOT und P. JODOT (104), sowie die Analogie zu weiter entfernten Strecken, woselbst in neuester Zeit gleichfalls ein grobklastisches Burdigalien als Basalformation (P. FALLOT: Sierra Espuña, Prov. Murcia 99, 98 II) festgestellt wurde, dies alles liefert die endgültige Bestätigung für ein höheres Alter der Neogentransgression im Innern und im Nordrand der betischen Cordillere. Im gleichen Sinne wartet auch die Stratigraphie der mehr westlichen Gebiete (Provinz Cadiz) einer Bereinigung, wo zwar L. GENTIL in Anlehnung an marokkanische Verhältnisse geltend gemacht hatte, dass das Burdigalien die transgredierende Formation darstellt, dabei aber doch Sedimenten von Burdigaliencharakter — die „caliza tosca“ von J. GAVALA (29), die dieser Autor für Helvetien erklärte — teilweise Tortonien-Alter gibt.

Rückblickend ist also zu sagen, dass der Standpunkt von R. DOUVILLÉ, welcher Forscher schon frühzeitig von der Mission d'Andalousie abwich und das Burdigalien als die Haupttransgressionsphase ansah (23, p. 96, 25, p. 93), mit dem nunmehr gewonnenen in völliger Übereinstimmung steht, eine Auffassung, die auch schon E. HAUG, das Becken von Granada betreffend, in seinem „Traité de Géologie“ zu der seinigen gemacht hatte (p. 1654). Die Feststellung, dass wir in den Basislagen des Neogens Burdigalien vertreten haben, ist deshalb von besonderem Belang, weil sie den Anhaltspunkt abgibt, das Alter der vorangegangenen paroxysmalen Phase der Gebirgsbildung festzulegen.

Der Umstand, dass an der Ausfüllung des Beckens von Granada das Neogen bis ins Pliozän in teils grosser Mächtigkeit sich beteiligt, und die Meeresstrasse, die das genannte Becken mit der offenen See des Guadalquivir verband, unser Gebiet berühren musste, legt es nahe, in demselben gleichfalls jüngeres Neogen, zum mindesten Helvetien, vorauszusetzen. Zwischen Burdigalien und Helvétien findet nicht nur im Becken von Granada ein Fazieswechsel statt (Pectiniden-Molasse zu blauen Mergeln mit Dentalien), sondern die gleiche Vertiefung der See scheint auch den ganzen Cordilleren-Aussenrand zu umfassen und ist in ganz Nord-Marokko vom R'arb bis zum Tor von Taza von Geltung. Unser Cordillerenabschnitt gibt dafür aber keine Anweisungen. Die Nähe des Gebirgsrandes bewirkte hier wahrscheinlich ein Anhalten des nerithischen Regimes mit teils grobklastischen Schichten; andererseits ist es aber auch möglich, dass eine allmähliche Hebung unsere Zone über die helvetische Meeresbedeckung brachte; wie dem auch sei, bis anhin fehlt der Nachweis eines sicheren Helvétien in unserem Gebirgsabschnitt.

Die Erörterung der oberen Begrenzung des Neogens führt zu einigen Bemerkungen über die Mächtigkeit des vorhandenen Miozän. Die Mächtigkeitsschätzung kann sich in den Strecken von praktisch horizontaler Lagerung so ziemlich an die relative Höhe der Ablagerungen halten. In der tiefst gelegenen Unterlage an der Mündung des Arroyo Granado (Südausgang des Chorro) erreicht das grobe

Konglomerat des mächtigen Miozänblockes der Mesa de Villaverde das Niveau des Rio Guadalhorce in ca. 180 m; im Hochplateau des genannten Berges finden sich die so ziemlich horizontal gelagerten Konglomerate und Sandsteine in einer Höhe von 680 m. Dieser grosse Mächtigkeitsbetrag von vollen 500 m stellt aber sicherlich nur eine örtliche Anhäufung dar, die da zu finden ist, wo die Vertiefungen des Untergrundes solche bedingten; in den Flanken zu solchen präexistierenden Depressionen nimmt die Dicke der miozänen Serie rasch ab; so kommt in der genannten Mesa de Villaverde ca. 1 km südlich (Tajo de la Encantada) den Konglomeratschichten nur noch ca. 300 m zu, um dann auf der Südseite der Mesa noch unter 100 m zurückzugehen. In den noch sehr ansehnlichen Abbrüchen der Zeugenberge des Hacho von Álora und des Hacho von Pizarra entspricht die Höhendifferenz (Durchschnitt) zwischen Unterlage und Gipfelplateau einem Betrag von 320 und 280 m, welcher Betrag gleichfalls als vorhandene Mächtigkeit gelten kann.

Neben dieser grossen, maximalen Schichtmächtigkeit der konglomeratischen Fazies bleibt im allgemeinen diejenige der kalkigsandigen (Gobantes-Teba) zurück (späterer Abtrag?); nicht aber gilt dies für die stärker gestörten Lagen von Antequera (vergl. p. 246). Nimmt man den hohen Einfallswinkel in Anmerkung und betrachtet sämtliche Bänke als wirkliche Schichtlage, so gelangt man zu einer erstaunlich hohen Schichtmächtigkeit (Prof. 1, Fig. 21). Allein in der westlichen Hügelgruppe, in der Serie des Cerro de las Torres, streichen schon volle 1000 m aus; im Bergrücken des Hacho sind es deren wieder weitere 500 m. Da zwischen den beiden Komplexen eine eigenartige unregelmässige Lagerung Platz greift (bei dem Exconvento Magdalena), ist schwer auszumachen, welcher Betrag der Torres-Serie in der Hacho-Serie nochmals enthalten ist; als Ganzes liegt die Torres-Serie mit ihren härteren Kalkbänken nördlich und unter der Serie des Hacho, in welchen beiden Serien der *Pecten praescabriusculus* gefunden wurde; auch wenn man die Täuschungen, welchen eine Schätzung der Schichtmächtigkeit in diesen ästuarisch abgesetzten Sedimenten (Deltaschichtung) unterliegt, in reduzierendem Masse in Rechnung bringt, so kann dieselbe doch kaum auf weniger als 1000 bis 1200 m veranschlagt werden, ein fast unglaublich hoher Betrag.

Die Verbreitung der Miozänsedimente in der Querrichtung des Guadalhorce gibt des weiteren einen paläogeographisch nicht unbelangreichen Aufschluss, auf welchen seinerzeit schon D. DE ORUETA hingewiesen hat, dessen Folgerungen gewöhnlich aber in paläogeographischen Skizzen nicht Berücksichtigung findet. Es ist bekannt, dass die atlantische und die mediterrane Region beiderseits des betisrifschen Massivs während eines langen Zeitraums miteinander, als noch keine Meerenge von Gibraltar vorhanden war, in offener Verbindung standen. Auf der Nordseite blieb die Verbindung durch die nordbetische Strasse bis ans Ende des Helvétien, möglicherweise bis

ins Tortonien (lagunäre Fazies), erhalten; auf der Südseite verband die südrifsche Strasse bei Taza beide Regionen und liess bis zum völliger Abschluss möglicherweise noch dem Sahélien-Meer Nordmarokkos freien Durchtritt nach jenem Ostalgeriens. (Das Fehlen der Sahélien-Sedimente kann zwar in anderem Sinne deuten.) Das Vorhandensein einer miozänen (Burdigalien) Verbindung, die durch die marinen Sedimente des Guadalhorce-Tales angezeigt ist, lässt erkennen dass das betisch-rifsche Massiv hier durch eine Querstrasse geteilt war, welche Mittelerranseite und Atlantikseite in Verbindung brachte die sich aber höchst wahrscheinlich früher schloss als die oben schon genannten Haupteingangstore.

Da im Guadalhorcebecken die Horizontalität der Ablagerung auf grössere Erstreckung erhalten blieb — dies im Gegensatz zu Umrandung der Sierra Nevada, woselbst das wieder kräftig aufgerichtete Miozän bis in Höhen von über 1000 m reicht —, kann die relative Lage zum alpin gefalteten Gebirge einen Anhaltspunkt liefern für den Grad der Eindeckung des prämiozänen Landes durch Miozän-sedimente. Da dieselben bis zu einer relativen Höhe von ca. 700 m hinanreichen, erhellt daraus, dass das betische Massiv, gemeint in seinem heutigen orographischen Sinne, in eine grössere Anzahl von Teilmassiven aufgelöst war, zwischen welchen, wie die heutige Verbreitung des Neogens anzeigt, sich wenig breite Meeresstrassen durchzogen.

2. Das Pliozän.

Diese Formation gehört zu den frühest und am besten bekannter Ablagerungen der Provinz Málaga, da sich mit ihr schon die ersten geologischen Publikationen (ANSTED 1857 und ORUETA-AGIRRE 1874) beschäftigten und reiche Fossilisten angeführt werden konnten. In der Folge bildeten die fossilreichen Mergel der Bucht von Málaga und der sogenannte Bizcornil von San Pedro Alcántara an der Südküste Hauptgegenstand der paläontologischen Forschung der in der Serrania de Ronda arbeitenden Mitglieder der Mission d'Andalousie (BERGERON, MICHEL-LÉVY [17]); spätere Autoren nahmen, teils ergänzend, teils vergleichend, stets auf ihre Ergebnisse Bezug (D. DE ORUETA, 31, p. 397; RUD. HÖRNES, 22, p. 737). Es braucht deshalb auf die durch vorangehende Autoren vermittelte Kenntnis in diesem Rahmen nicht weiter eingegangen zu werden (Zusammenfassung in R. DOVILLÉ's Handbuch [25, p. 108]), und es soll hier im wesentlichen nur auf die neugefundene Verbreitung von Pliozänsedimenten in unserem Kartengebiet hingewiesen sein.

Wie schon aus den Angaben der beiden ORUETA und der Mission d'Andalousie hervorgeht, liegt das Verbreitungsgebiet des Pliozäns allein längs der Küste und in den von dort landeinwärts greifenden Talbuchten. Die Lagerungsweise ist horizontal; eine typische Ästuarbildung, zwar von wechselnder lithologischer Beschaffenheit, liegt

vor, wobei die längs des mediterranen Littorals oft wiederkehrende Zweiteilung in eine mergelige, tiefere (subapenninische, Plaisancien-) und eine sandige, obere Abteilung (Astien-Fazies) sich erkennen lässt. Wir unterscheiden somit eine

Obere Pliozänstufe: Kalksande, Muschelbreccien (Astien?), und
Untere Pliozänstufe: blaue, feinstsandige Mergel und Mergel-
tone (Plaisancien).

Die *untere Pliozänstufe* greift längs der Depression des heutigen Guadalhorce-Tales (Hoya de Málaga) landeinwärts, hat aber lange nicht die grosse, flächenhafte Verbreitung (die höheren Sedimente auch darin einbeziehend), wie sie die Karte von D. DE ORUETA wiedergibt. Es sind, insbesondere innerhalb unseres Kartengebietes, mehr nur schmale Zonen, die in den tiefsten Tallinien erhalten geblieben sind. Die *Tejares-Mergel*, wie man die tiefere Stufe nach der Lokalität der bestbekanntesten und meistausgebeuteten Ziegeltongruben von Los Tejares in der Stadt Málaga nennen kann, dürften im Guadalhorce-Tal bis in die Gegend von Álora vorhanden sein, sind aber dort von jüngeren (diluvialen?) Schottern bedeckt oder aber wieder abgetragen. In dem zwischen dem Flussbett des Rio Guadalhorce und Rio de las Cañas liegenden Landvorsprung (westlich Pizarra) ist das folgende Profil durch das tiefere Pliozän entblösst:

Schotterterrasse (diluvial?), Höhe über Meer ca. 106 m;
5—6 m feiner loser Quarzsand, vereinzelt Globigerinen, kleinere Schieferbrocken;
nach unten Wechsellagerung mit Mergelton, übergehend in
12—13 m blaue, feinsandige Mergel, Tejaresmergel.

Die Tejaresmergel erstrecken sich von hier noch eine Strecke weit längs des Laufes des Arroyo de Casarabonela bergwärts, setzen aber oberhalb des Nordfusses der Sierra Gibargallo aus; ihnen gleichartige Mergel, aber in bedeutend grösserer Höhenlage, finden sich erst wieder bei Alozaina (2, Fig. 10).

Der Fossilgehalt der Tejaresmergel ist fast nie aussetzend; besonders hervorragend ist er aber in dem grossen Abbau von Los Tejares (Málaga), und formt deshalb ausschliesslich diese Fundstelle den Inhalt der reichen Listen, die seit den ältesten Zeiten geologischer Arbeit in Spanien vom unteren Málagapliozän veröffentlicht worden sind. Es sind Foraminiferen, Zweischaler, Brachiopoden, Gastropoden, Dentalien, Fisch- und Pflanzenreste, welche sich dort stetsfort wieder sammeln lassen; es sei insbesondere auf die Listen der Mission d'Andalousie, von D. DE ORUETA (p. 417, übersichtlich!) und die Ergänzungen von RUD. HÖRNES verwiesen. Seit BERGERON werden die Mergel von Málaga ins Plaisancien gestellt; Formen wie *Pecten scabrellus*, *Pecten comitatus* (nach HÖRNES häufigste Form, in älteren Listen jedoch nicht vorkommend!), *Xenophora crispa* (einzig ausschliesslich

pliozäne Form in der übrigens auch viele miozäne Mollusken führenden Fauna), viele *Pleurotoma*-Arten usw. charakterisieren diese Fauna.

Die obere Pliozänstufe ist durch ihre an Pectiniden reichen Muschelbreccien und Kalksande gekennzeichnet; sie enthält im allgemeinen die Fazies des Astien; konglomeratische Schichten, grobe Kalksande usw. zeigen, dass auf das ruhige Regime des tieferen Pliozän (die Mergel reichen bis an den Kontakt mit älteren, paläozoischen Schichten) eine weiter vordringende See transgressiv hinweggriff, was aus der in grössere Höhe hinaufreichenden Verbreitung dieser Stufe (bei öfterem Fehlen der Tejares-Mergelfazies) hervorgeht.

Im küstennahen Abschnitt des Ästuars von Málaga (Los Tejares) ist die obere Stufe (wohl aber noch den unteren Teil derselben ausmachend) durch gelbe Pectiniden-Kalksande vertreten (*Pecten latissimus*, *Janira Jacoboëa* usw.); in den von der Küste aus fjordartig in die Hügel der Montes de Málaga eingreifenden Pliozänbuchten (z. B. Limonar, Palo, Rincon de la Victoria usw.) ist diese Pectinidenfazies besonders reich vertreten; sie wird nach ihrer Fauna in das mittlere Pliozän (Astien) gestellt.

Nach Fazies und Lage gehört meines Erachtens auch der Typus des Bizcornils, jenes groben, mehr oder weniger verfestigten und geschichteten Kalksandes, hieher. Aus demselben stammt dahingegen die reiche Fauna von San Pedro Alcántara westlich Marbella, welche durch BERGERON ihre Bearbeitung gefunden hat (17) und, entgegen dem eben gemachten Vergleich, als eine spezielle Fazies des unteren Pliozän aufgefasst wird (60% der 58 erwähnten Molluskenarten sind noch rezente Typen, teils solche aus grösserer Tiefe; vergl. Fossillisten in [17] und in übersichtlicher Weise bei ORUETA [31, p. 418]). Eine Übereinstimmung in der stratigraphischen Zuteilung dieser Schichten scheint noch nicht zu bestehen; M. GIGNOUX nennt sie eine typische Fauna des älteren Pliozän (Thèse, 1913), R. HÖRNES hält sie für jünger, wie überhaupt dieser Autor den Nachweis des Vorhandenseins zweier Pliozänstufen in Málaga als für nicht erbracht erachtet.

In unserem Kartengebiet wurden, die Ausbreitung des Pliozäns betreffend, belangreiche neue Vorkommnisse der höheren Stufe, und zwar in einer anscheinend auffallend grossen Meereshöhe, angetroffen; sie sind in einer Fazies vorhanden, die diese Formation äusserst leicht mit diluvialen Schottern verwechseln lässt, wenn nicht zur Seltenheit einzelne Pectiniden auf die Zugehörigkeit zum marinen Pliozän hinweisen würden. Diese Vorkommnisse verteilen sich auf den Bergfuss der Hauptkette zwischen dem Arroyo de Casarabonela und Alosaina. Die Gegend von Alosaina zeigt, erst längs dem östlich des Dorfes gelegenen Arroyo Tejar ansteigend, dann weiter westlich gegen das Dolomitgehänge der Sierra Prieta zustrebend, das in Fig. 10 gegebene Pliozänprofil.

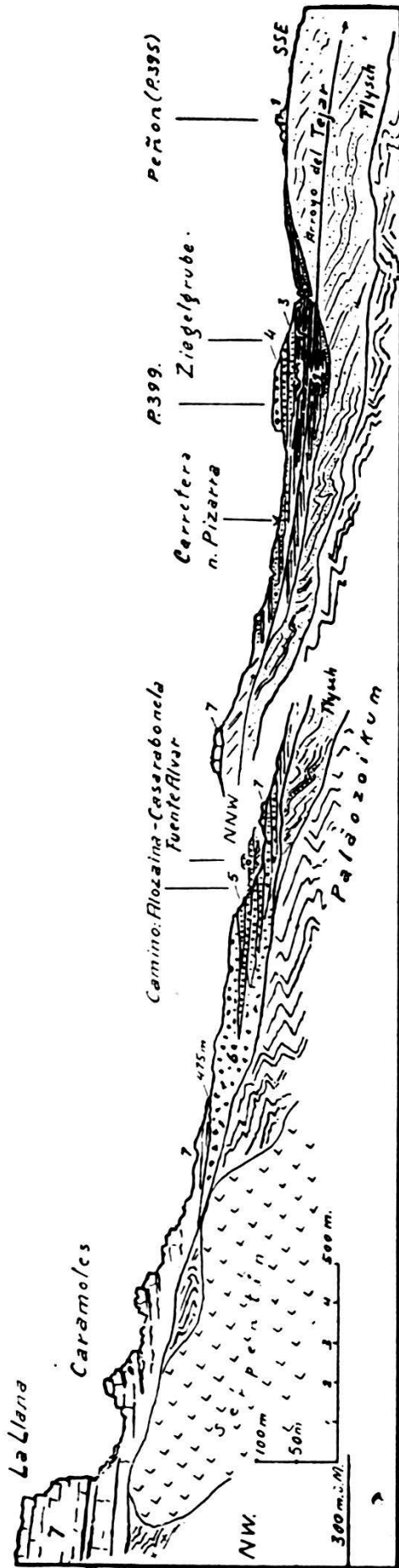


Fig. 10. Pliozän-Profil bei Alozaina.

Flysch (Oligozän): Wechsellagerung grünlicher, graugrüner oder brauner und braunroter Mergel mit schieferen (weniger oft) oder dickbankigen bis massigen, weissen Quarzsandsteinen; nordwestlich Alozaina solche als bis 20 m mächtige, stellgestellte, linsenförmige Schichtpakete vorhanden.

Pliozän.

1. Cavernöse, gelbliche Kalke (Travertin); wahrscheinlich diluvial oder jünger.
2. Feinstsandige blaue Mergel (Typus Tejaresmergel); enthalten Konkretionen von Mergelkalk und Einsparungen von sandig-konglomeratischen Partien. Kleine Ziegeltongrube, darin gesammelt: *Natica* sp., *Nassa* sp., *Natica* (*Nacca*) sp., *Chione* (*Ventricoloidea*) (cf. *multilamella* LMK., *Arca* (*Anadara*) sp., *diluvii* LMK., *Arca* sp. (cf. *compressoquibi* Grossi), sowie Pflanzenreste. Aufgeschlossene Mächtigkeit: ca. 15 m.
3. Wechsellagerung von Mergelsanden und etwas härteren sandigen Mergellagen, gutgeschichtet, horizontale Lagerung ausgeprägt; Sande mit Zweischalern und Gastropoden, Mergellagen mit Pflanzenhexsel, Mächtigkeit ca. 10 m.

4. Übergang in lose, teils grobkonglomeratische Sande mit Ostreen (in groben Lagen) und *Amussium* sp. und *Meretrix* sp., *Pinna* sp. und *Turbo* (*Botma*) sp. in mehr sandigen Lagen; ca. 8 m mächtig; bergwärts übergehend in lose Sande und nach oben zu gefolgt von losen Konglomeraten (pliozäne Schotter); ca. 25 m.

Das Profil wird nun, nach höheren Schichten zu, um ca. 650 m weiter westlich fortgesetzt:

5. Lose, gelbe Quarzsande, kalkdurchzogen, einzelne Schotterstreifen, Globigerinen, Zweischaler, Balanen.
 6. Rascher Übergang der Sande in ein grobes Konglomerat (Komponenten: Gesteine des liegenden älteren Gebirges, teils reichlich Serpentinbrocken; Zement sandig-kalkig); vereinzelt *Pectiniden* (*Chlamys* sp.) und Ostreen.
- Diluviale Bildungen.*
7. Grobe, verkittete Breccie, ausschliesslich zusammengesetzt aus den kristallinen Kalken und Dolomiten der Sra. Prieta (alpine Trias); keinen Serpentin enthaltend; die 1-2 m dicken Bänke zeigen horizontale Schichtlage oder sind ganz schwach bergabwärts geneigt; gegenteiliges dürfte auf Sackungen beruhen. Mächtigkeit im Abstrich der „Liana“ mindestens 80 m.

Das vorliegende Pliozänprofil von Alosaina zeigt, dass hier der Faziestypus der Tejaesmergel weit landeinwärts reicht und nach oben in grobe Konglomerate übergeht. Bemerkenswert ist die bedeutende Höhenlage, welche den Mergeltonen (ca. 320 m), wie überhaupt dem klastischen höheren Pliozän (bis 475 m), zukommt. Da die Ablagerungen praktisch horizontal liegen, wäre daraus auf eine bis in diese Höhe reichende Ausfüllung der Hoya de Málaga mit Pliozän-sedimenten zu schliessen. Eine Voraussetzung eines geringen Neigungswinkels (Ablagerungsschichtung oder schwache ungleiche Hebung) macht die Höhenlage weniger auffällig; so genügt z. B. schon eine Schichtneigung von kaum 2°, um die Tejaesmergel von Alosaina mit solchen, die in der Bucht des südlich verlaufenden Rio Grande einst gelegen haben mögen, in Beziehung bringen zu können. Nichtsdestoweniger ist aber die starke Ausräumung, welche die Pliozän-sedimente im Hügelland der Hoya de Málaga erfahren haben, bemerkenswert, da die Sedimente von Alosaina nur mehr in kleineren, meist konglomeratischen Resten erhalten geblieben sind.

In den Montes de Málaga ist in einer der Lage von Alosaina entsprechenden Meereshöhe nirgends mehr Pliozän erhalten geblieben. In der Strecke von Antequera ist überhaupt keine Ablagerung, die dem Pliozän zugehört, vorhanden. Das Becken von Granada dürfte zu dieser Zeit schon seiner Verbindung mit dem Guadalquivirbecken verlustig gegangen sein, und seine Ablagerungen weisen auf allmähliche Aussüßung und Verlandung hin (Alhambra-Konglomerat).

3. Diluviale und rezente Bildungen.

Ohne auf jüngere Ablagerungen, denen im Landschaftsganzen eine wenig bedeutende Rolle zukommt, näher einzutreten, verdient eine Bildung besondere Hervorhebung, da ihr Vorkommen sich wesentlich an die in unserem Gebiete stark hervortretenden Kalk- und Dolomitketten sich knüpft. Auf der Nordseite, besonders aber auf der Südseite des Hauptkammes westlich des Guadalorce findet sich am Fusse der steileren Böschungen eine an verschiedenen Stellen recht mächtige *monomikte Breccie* abgelagert. Auf den durch diese gebildeten, gewöhnlich schroff abgegrenzten Anhöhen liegen öfters in malerischer Weise — vornehmlich gilt dies für die Küstenkette — die Siedlungen oder zum mindesten das aus der Maurenzeit stammende Castillo. Schon diese ökologische Beziehung von Breccie und Ansiedlung gibt einen Hinweis auf Charakter und Entstehung derselben; denn Ansiedlung und Breccie finden sich hauptsächlich da, wo reichlich Quellaustritte vorhanden waren und noch sind, und deren Wasser die lose Schutthäufung verkitteten und späterhin auch die Veranlassung zur Niederlassung waren.

Die Breccie ist zusammengesetzt aus eckigen, seltener etwas gerundeten Stücken des kristallinen, triasischen Kalk- und Dolomit-

gebirges, also aus weissen und bläulich-weissen Kalken und Dolomiten; das Bindemittel ist kalkig oder dolomitisch, weiss oder auch gelbbraun, und ist gewöhnlich auch kristallin, da die Kristallindividuen der aufgearbeiteten kristallinen Karbonatgesteine in sehr wesentlicher Weise das Zwischenmittel ausmachen. Ich erinnere mich nicht in der typischen Breccie kristalline Schiefer begegnet zu haben, deren Fehlen bei der Vormacht von Kalk und Dolomit in der Trias des Hauptkammes und der Abwitterung des Betikums bis auf den Bergfuss nicht auffällt. In den kleineren Vorkommnissen, die ganz den Charakter von Gehängebreccien zeigen, ist die Ablagerung ungeschichtet und auch unvollkommen verkittet, in grösseren Vorkommnissen dagegen (Alozaina) zeigt sich Schichtung, aber ohne Zwischenlagerung anderen Gesteins. Zufolge Zusammensetzung, Verkittung und Mächtigkeit liegt in den grössten Anhäufungen dieser Breccie ein sehr resistentes und daher im Bergprofil auch hervortretendes Gestein vor, in welchem man nach seinem Habitus eine viel ältere Bildung vermuten könnte als wirklich vorliegt. Die grösste Entwicklung gewinnt die Breccie am Fusse der Sierra Prieta oberhalb Alozaina, wo sie mit einer 75—80 m hohen Wand über die tieferen, mehr oder weniger verstürzten Vorkommnisse des gleichen Gesteins hinausragt (7, Fig. 10); das Gehänge von Alozaina trägt die Breccie in ziemlich horizontaler Lagerung (im unteren Teil zwar nicht kennbar) von ca. 475 m bis ca. 800 m; die beobachtbare Dicke der Schutthäufung beträgt hier bis gegen 100 m. Solche mächtige Breccienmassen sind aber Ausnahme; eine grössere Fläche baut das Plateau von Yunquera auf, andere finden sich bei Joro und gegen Casarabonela zu; jene der Nordseite des Bergkammes sind unbedeutend. Stets ist die Schutthäufung mit Travertinabsätzen verknüpft; einzelne Vorkommnisse zeigen überhaupt nur Travertinabsätze (Carratraca, Casarabonela).

Gleichartige Bildungen sind von den Küstengebirgen Málagas schon seit langem bekannt. D. DE ORUETA gibt in seiner Monographie (31, p. 408) eine auf ein weiteres Gebiet sich beziehende Schilderung derselben.

Entstehung und Alter der Breccie lassen sich am besten in den grösseren Vorkommnissen beurteilen, was aber nicht zum Schluss führen darf, dass alle diese Bildungen gleichaltrig sein müssen. Die Auflagerung auf das konglomeratische obere Pliozän von Alozaina (6, Fig. 10) zeigt an, dass nach der Ablagerung der marinen, grobklastischen Sedimente ein anderes geologisches Regime Platz griff, dass Verlandung mit Überschüttung mit mächtigen Schuttmassen während eines Klimas, das wohl niederschlagsreicher als das heutige war (Transport des Detritus!), sich einstellte; es ist nicht wahrscheinlich, dass die Breccien noch lagunären oder sonst lacustrischen Ursprunges sind, dagegen spricht ihre Einheitlichkeit und Massigkeit und auch die so verschiedene Höhenlage ihres Vorkommens. Inner-

halb der nicht weiter abgesuchten Breccien unseres Gebietes sah ich keine Fossilreste. Dagegen erwähnt D. DE ORUETA (p. 413) aus dieser Formation (ohne Ortsangabe): *Helix Gualterina* LIN., *H. Hispanica* PARTSCH, *H. elegans* GMELIN und *H. Balearica* ZIEGLER; in den Kalktuffen bei Torremolinos bei Málaga beobachtete R. HÖRNES (21) *Melanopsis*- und *Helix*arten nebst Pflanzenresten. Ein zwingender Schluss über das Alter der Breccien unseres Gebietes ist daraus noch nicht abzuleiten. D. DE ORUETA hat dies seinerzeit auch hervorgehoben, doch entscheidet er sich bei der schematischen Eintragung in die geologische Karte für ein pliozänes Alter. Die lithologische Beschaffenheit des Gesteins, die Art seines Vorkommens an den Berghängen und seine Lage zu wirklichem Pliozän bestimmen mich entschieden, in demselben eine terrestrische Bildung des Diluviums zu sehen. Die vollkommen analogen Breccien, welche den Fuss der Dolomitberge im Osten der Provinz Málaga (bei Nerja) begleiten, führt VAN BEMMELEN (76, p. 78) als rezente Breccien, die vielleicht bis ins Diluvium zurückreichen, an.

Auch ein Vergleich der angeführten Breccien mit jenen, welche für die geologische Geschichte der Strasse von Gibraltar von Bedeutung sind, scheint mir statthaft zu sein. RAMSAY und GEIKIE (11) und neuerdings O. JESSEN in seiner vielseitigen Gibraltar-Monographie (74) haben dieselben, die gleichfalls einem prominenten Kalkrücken anhaften, beschrieben. Erstere, englische Autoren, denken für die Bildung des bis 100' mächtigen „older limestone agglomerate“ (p. 515) an ein kälteres Klima, an Frostwirkung (?), an Schuttströme und grössere Landfläche. Auch dort ist nach JESSEN eine Verknüpfung mit wahrscheinlich pliozänem Konglomerat vorhanden, das marinen Ursprungs ist, während die Breccie, die schichtungslos ist, nach dem eben genannten Autor als frühquartäre, subaerisch gebildete Schutthäufung aufzufassen ist.

Im Gegensatz zu dem höher aufragenden Triasgebirge fehlen in den Kalkketten des Penibetikums grössere Breccienanhäufungen; wohl umgürtet die Steilwände des Torcal und der Sierra Chimnea reichlich, teils auch verkitteter (rezenter) Kalkschutt; eine diluviale Bildung vom Ausmasse der geschilderten Breccie ist nicht vorhanden, was zu einem Teil auch mit der leichter vor sich gehenden Zertrümmerung der Triasgesteine zusammenhängen mag.

Ausser der Breccie sind jüngere Bildungen sehr wenig vertreten und aufgeschlossen. Sie beschränken sich auf einige *Schotterablagerungen* in der Hoya de Málaga und in geringerem Masse im Tal des Rio Turon und oberen Guadalhorce. Ihre relative Lage über dem heutigen Flussniveau ist jeweilen wenig bedeutend. In der Hoya de Málaga (bei Pizarra), woselbst ihre Erkennung wegen der Gleichartigkeit mit pliozänen Schottern nicht leicht ist, ist der Oberrand der Schotterterrassen in 20—25 m über heutigem Flussniveau gelegen;

bei Ardales (Fig. 11) liegen Flusschotter nächst des Dorfes 45—50 m über dem Rio Turon.

Quellabsätze knüpfen sich, wie die Breccien, an den Gebirgsrand; dass die letzteren an manchen Stellen stark von Kalkabsätzen überkrustet oder diese den wesentlichsten Teil der dem Gehänge aufsitzenden kavernösen Kalkmassen (Castillo Casarabonela) formen, ist schon erwähnt. Der Kontakt zwischen Kalk-Dolomitgebirge und betischen Schiefen entspricht der best ausgeprägten Quellenzone, und sind deshalb diese Ablagerungen stets auch in deren Nähe; diese Quellen (Yunquera, Joro, Casarabonela, Arroyo de los Pinos gegenüber Carratraca usw.) sind sehr konstant und ertragreich; sie müssen wohl insgesamt als Überlaufquellen betrachtet werden; das im Kalkgebirge versiegende Wasser sammelt sich längs der genannten Diskontinuitätsfläche (oder -zone) und gelangt längs derselben wieder zur Oberfläche.

E. Die citrabetischen Formationen.

Erst an den Schluss der stratigraphischen Besprechungen sei jene der nördlich anschliessenden Gebietsteile gestellt, die den äusseren Rand des hier zu behandelnden Cordilleren-Abschnittes ausmachen und deshalb mehr nur anhangsweise einbezogen seien.

I. Die subbetische Kreide bei Antequera.

Subbetische Strukturen beteiligen sich, wenn man die darin einigermaßen individualisierte Triaszone von Antequera ausnimmt, nur in ganz untergeordneter Weise am Aufbau des Kartengebietes; ihre Jurakalkklippen und die mehr mergelig entwickelte Kreide stellen sich erst in den nächst nördlichen resp. nordöstlichen und nordwestlichen Bergen von Archidona, Molina und La Roda-Estepa ein. Um so belangreicher ist deshalb die Feststellung einer kleinen Kreide-Insel, die nächst Antequera am Fuss der Triasberge (km 2 der Strasse nach Archidona bei der Fabrica San José) angetroffen wurde; sie stellt sicherlich nur einen, in niedrigen Hügeln aufragenden Teil jener Formation dar, die sonst unter den ausgedehnten Alluvionen der Hochebene des Guadalhorce (teils auch unter dem Tertiär) verborgen bleibt und mit dem Neocom, welches in der Umgebung von Archidona mit Aptychen festzustellen ist, in unmittelbarem Zusammenhange steht.

Der Strasseneinschnitt bei der Fabrica San José entblösst stark, aber sehr unregelmässig gefaltete grünliche und graugrünliche Kalkmergel, in denen einzelne härtere Lagen schwach kieselig sind; einzelne Schichten enthalten Hornsteinlagen; Fossilfunde wurden hier nicht gemacht; es ist aber unbedingt die gleiche subbetische Fazies von Archidona, deren gegenüber der penibetischen Kreide verschiedene Ausbildung hier unverkennbar ist.

II. Die citrabetische Trias.

Tektonische Lage und Fazies bestimmt uns, die Triasregion, die nördlich der penibetischen Formationen resp. längs ihrer Strukturen anschliesst, von der übrigen, südwärts gelegenen Trias resp. Permo-Trias zu trennen. Hier ist die typisch ausgebildete germanische Fazies der Trias entwickelt, wie sie von der Provence über die ganze Ostküste Spaniens bis nach Marokko sich durchzieht. Da im subbetischen Andalusien fast ausschliesslich nur die Fazies der oberen Trias ansteht und in derselben die bunten tonig-mergeligen Gesteine die hervorragendste Rolle spielen, ist gemeinhin nur von Keupermergeln die Rede, wenn die ganze, lithologisch recht bunte, vielleicht auch in tiefere Stufen der Trias hinabgreifende Schichtserie gemeint ist.

Die Verbreitung dieser germanisch ausgebildeten Trias knüpft sich in unserem Kartengebiet vorwiegend an die sogenannte Zone von Antequera, welche die Nordbegrenzung des Penibetikums ausmacht; einen relativ dolomitreichen obersten Teil der gleichen Fazies haben wir schon in den penibetischen Faltenkernen kennen gelernt. Weil diese germanische Trias ausserhalb des Penibetikums, vom Standpunkte des nördlichen Vorlandes aus betrachtet, diesseits der betischen Kernmasse liegt und auf derselben in gleicher Fazies nicht sich zurückfindet, wird ihre Position mit der Bezeichnung „citrabetisch“ umschrieben; diese gilt somit für sämtliche dem Betikum nicht auf- oder anliegenden (penibetisch!) Triasvorkommnisse. In dem ausgedehnten Raume Andalusiens kommt dieser Trias so ziemlich allüberall die gleiche Ausbildung zu: vielgestaltiger Gesteinswechsel bei Vorherrschen bunter, vorwiegend rotbrauner Mergel, Fossilarmut und eine äusserst chaotische Innenstruktur. Da die Abhandlungen zahlreich sind, welche über diese tektonisch undankbare Formation Auskunft geben (besonders 23, p. 29, und 25, p. 40), sei auf dieselben verwiesen und hier im wesentlichen nur einige Gesteinstypen aus der Zone von Antequera hervorgehoben.

Dolomite und Kalke.

In dem eintönigen Hügelgebiet zwischen Antequera und dem Guadalhorce-Knie, das, entsprechend dem vielfältigen Gesteinswechsel, ein ermüdend unruhiges, aber gleichartiges Relief aufweist, sind kalkig-dolomitische Einschaltungen allgewöhnlich; nirgends sind die losen „Klippen“ aber stratigraphisch horizontierbar; es finden sich ansehnliche, auf kurze Erstreckung wohlorientierte Schichtpakete, die aber plötzlich innerhalb dem „Gemenge“ von bunten Mergeln, Rauhwacke, Gyps und Sandsteinen aussetzen (Arroyo Adelfás, Castillo Antequera, Triasrand südlich Bobadilla). Immerhin kann gefolgert werden, dass ursprünglich zusammenhängende Struk-

turen vorhanden waren, wovon einige ganz wenige „Teilstücke“ noch vorhanden sind (Castillo von Antequera [Prof. 4]); auch die Längsanordnung etwelcher Kalkzacken (südlich Bobadilla) zeigt das Gleiche an.

Oft wird aus der Trias mehr Dolomit namhaft gemacht als Kalk; in unserer Zone herrschen aber kalkige Sedimente vor. Die mehr oder weniger bituminösen Triaskalke sind gewöhnlich von blauschwarzer Farbe mit hellgraublauer Anwitterung, dicht und wohlgebankt, ohne Mergelzwischenlagen; die Analysentabelle (p. 107) orientiert über einige Ca:Mg-Werte (Nr. 8, 7 und 6), woraus zu erkennen ist, dass natürlich nach Dolomiten zu alle Übergänge vorkommen können. Ausnahmsweise finden sich auch eher kristalline, reinweisse, dickbankige Kalke in der Trias, wie ein solcher am Flysch-Triasrand nächst der Strasse Gobantes—Sierra de Yeguas als auffällige Rippe hervortritt; die Lage nächst der Störungszone der eben genannten Kontaktlinie kann aber die Zugehörigkeit zur Trias überhaupt in Zweifel setzen.

Zur sicheren Altersbestimmung der Kalke und Dolomite konnten keine neuen Beobachtungen gesammelt werden; die aus dem Kartengebiet bekannten Triasfossilien stammen aus der penibetischen Region (p. 107). Worauf sich die Erwähnung von Gryphäen aus Kalken zwischen Antequera und dem Torcal durch D. ORUETA-AGUIRRE in seiner ersten Publikation (5) bezieht, ist mir nicht deutlich geworden. In ihrem lithologischen Habitus gleichen die dunklen Kalke unserer Zone jenen Kalkvorkommen der Trias von Jaén, in welchen R. DOUVILLÉ (23, p. 39) Infralias vermutet. Ob irgendwo die Muschelkalkstufe in den Karbonatgesteinen vorhanden ist, oder aber ob diese in der Mergelfazies einbegriffen ist, lässt sich mangels jeden paläontologischen Anhaltspunktes nicht aussagen.

Wie im Gesamtgebiet der germanisch entwickelten Trias, so findet sich auch in der Triaszone von Antequera eine öftere Verzerrung der Sedimente, insbesondere des Dolomites, zu Roteisenstein. An verschiedenen Orten links und rechts des Guadalhorce wurden Versuche gemacht, das Erz abzubauen¹⁾; da aber anschei-

¹⁾ Das Vorkommen des Roteisenerzes in der Trias hat eine nicht unbedeutende einheimische Industrie geschaffen, die Produktion der „Oxidos rojos“, die im wesentlichen in der Hafenstadt Málaga ihren Sitz hat (drei Etablissements in Málaga, eins in Jaén). Das hauptsächlich aus der Provinz Jaén (Cambil), zum geringeren Teil aus der Provinz Málaga (Salinas) stammende Erz dient als Ausgangsprodukt für rote Mineralfarben; dazu wird das angeführte Erz — (Fe-gehalt für verwendete Erze aus Jaén ist 59–63% [maximaler Fe₂O₃-gehalt 90%], für Salinas 57–63%) — unter Wasserzusatz gemahlen, geschlemmt, zu Kuchen abfiltriert, getrocknet und in Schlagmühlen pulverisiert und gelangt als äusserst feiner Staub — (Durchschnittsfeinheit 1½% Rückstand auf 10000 Maschensieb per cm²) — zur Versendung. Jahresexport (1928): 16000 Tonnen pulverisiertes Farberz und 17000 Tonnen Roherz (frdl. Mitteilung von Hr. FL. BARBLAN, Málaga).

nend sich hier keine so abbauwürdige Lager vorfinden, wie in der Trias der Provinz Jaén, sind diese Schürfungen ohne Bedeutung geblieben; die einzigen noch jetzt abgebauten Vorkommen unserer Zone finden sich östlich ausserhalb des Kartengebietes, bei Salinas. Die Erze sind metasomatischer Entstehung; der Übergang von reinem Dolomit in eisenschüssigen Dolomit und eisenreiches Rot-eisenerz konnte in einzelnen Handstücken und Aufschlüssen (z. B. bei einem kleinen Abbau am Cerro de Rodahuevos nördlich Gobantes) direkt beobachtet werden; Brauneisenstein findet sich da und dort als krustige Überzüge oder in sandvermengten Plättchen. R. DOUVILLÉ glaubt, dass die Erzführung in der Trias von Jaén auf thermale Einwirkung zurückzuführen sei; es findet sich daselbst das Erz als kleine Lager zwischen Dolomit oder auch als kleine Gänge und unregelmässige Anhäufungen in den Mergeln.

Die Keupergesteine.

Als solche möchte ich jene Gesteinsvergesellschaftung lagunären Ursprungs zusammenfassen, die von bunten Tonen und Mergeln über rote und grünliche, oft geschieferte Sandsteine zu massigeren Sandsteinen und zu Rauhacken und Gyps weiterführt, welche letztere Gesteine wieder mit dünnen, ockerigen Dolomitlagen, nicht aber den oben erwähnten kompakteren Dolomiten und Kalken zusammengehen. Diese eben erwähnte Gesteinsgesellschaft ist es, welche bei ihrer tektonischen Beanspruchung den gewöhnlichen Grad der inneren Zerrüttung und regellosen Durchmischung, wie sie der citrabetischen Trias so allgemein eigen ist, am meisten hervorhebt. Geordnete Gesteinssuiten sind in diesen Sedimenten Ausnahme; auffälligerweise ist es gerade die südliche, dem Penibetikum zugekehrte Randzone, welche an einigen Stellen wohlerhaltene, konkordante Schichtlage bewahrt hat (siehe z. B. Fig. 20). Einschlüsse von Gesteinen, die der Trias sonst völlig fremd sind, wie solche die gleiche Triasfazies des R'arb (Nordmarokko) kennzeichnen und dort in der genetischen Deutung der Triastektonik von grossem Belang sind (vergl. TERMIER, 88, p. 9), habe ich in unserem Gebiete nicht angetroffen, was noch kein Beweis ihrer Abwesenheit ist. Gelegentlich, zwar selten, findet sich ophitisches Material, als härtester Rückstand der Trias, woselbst nichts mehr von derselben übrig geblieben ist (Fund von Ophitstücken im Westende des Tajo de los Cabritos). Besondere Erwähnung finde an dieser Stelle die Beobachtung von R. v. KLEBELSBERG (89, p. 60); vom Nordabhang des Torcal werden Glimmerschiefer erwähnt, die meines Erachtens aus der einst höher aufragenden Trias stammen könnten. Die Beteiligung von Gyps ist allüberall vorhanden, wenn auch nur gewisse Strecken, die meist abgebaut werden, grössere Stöcke enthalten (westlich Arroyo Alcázar bei Antequera, Arroyo Adelfás usw.). Salzvorkommnisse habe ich keine angetroffen, doch

dürften dieselben wohl vorhanden gewesen sein und nur der Auflösung anheim gefallen sein.

Die „Ophite“.

In Anlehnung an den aus den Pyrenäen stammenden Sammelbegriff werden auch hier, wie dies für Spanien und Nordafrika gebräuchlich geworden ist, die basischen Eruptiva der Trias als Ophite zusammengefasst. Wie an den genannten Orten sind es gewöhnlich zu diabasischen Gesteinen gehörige Eruptiva, deren Hornblende uralitisiert ist, wie überhaupt die Grundmasse der Gesteine stets hochgradig umgewandelt ist; der Begriff der Ophite wird oft sehr weit gefasst; Gabbro, Diorite und Quarzdiorite werden darin untergebracht (GENTIL).

Wie in den übrigen Triasstrecken Andalusiens sind diese Ophite auch in der Trias von Antequera allüberall auffindbar, im Volumen wechselnd von handstückgrossen Brocken bis zu kleinen Stöcken. Eine deutliche gangförmige Lagerung oder deckenförmige Einschaltung in die Sedimente konnte an keinem Vorkommen erkannt werden, da die mechanische Durcharbeitung, die die Formation erfahren hat, auch die Eruptiva, deren Alter überall ein höheres ist als die alpine Hauptphase der Bewegung, in Mitleidenschaft ziehen musste.

Nur wenige Vorkommen wurden mikroskopisch geprüft, konnten aber nicht weiter als von andesitischen Eruptiva herstammend identifiziert werden, da die Umwandlung zu weitgehend ist. Aus der Umgebung von Antequera wurden seinerzeit schon durch MICHEL-LÉVY, BERTRAND und KILIAN (18, p. 527) Andesitporphyrite und Spilite erwähnt; sie beziehen sich auf kleinere, teils abgebaute Linsen (Beschotterungsmaterial) am Arroyo del Molino oberhalb der Stadt. Am Südrand der Stadt (Barrio fabril, gegenüber dem Castillo) fällt ein grösseres Ophitvorkommen auf, das einen regelmässigen, elliptischen Umriss zeigt und als Andesitporphyrit zu bezeichnen (zwar wenig ausgeprägt porphyrisch) ist; seine Form lässt auf einen kleinen Intrusivstock schliessen. Ähnlich stockförmig umrissen, einen kleinen Hügel formend, findet sich westlich des Miozänkomplexes des Cerro de las Torres (Arroyo del Valsequillo) ein grösseres Serpentinvorkommen, welches Gestein in der Trias sonst weniger oft anzutreffen ist.

Eruptive Primärkontakte wurden im Kartengebiet nirgends erkannt, sie dürften aber, wenn auch schwer erkennbar, nach Analogie zu den Angaben anderer Autoren (NICKLÈS, KILIAN und BERTRAND, AUGUSTIN MARIN u. a.) aus analogen Gebieten auch da und dort in der Zone von Antequera vorhanden sein.

Zur Feststellung der Zeitphase, innerhalb welcher sich die so universell verbreitete Durchsetzung der germanischen Triasprovinzen mit basischem Material vollzog, bietet das durchgangene Gebiet keine neuen Gesichtspunkte. Auf Gleichzeitig-

keit gewisser vulkanischer Vorgänge mit der Sedimentation schien mir ein tuffähnlicher Ophit nordöstlich Gobantes (sehr kleine Linse bei km 131, nordwestlich oberhalb der Bahnlinie) hinzuweisen; es ist ein graugrünliches, leicht fleckiges und poröses Gestein, das unter dem Mikroskop aber keine Bestätigung für seine Tuffnatur ergab (stark umgesetztes andesitisches Gestein, wahrscheinlich thermal verändert, dessen Mandelstruktur durch Hohlraumausfüllung durch Chlorit und sekundären Quarz bedingt ist). Neuerdings erwähnt P. VIENNOT in einer vorläufigen Mitteilung (104) das Vorkommen eines ophitischen Ergusses bei Antequera.

Mehr Anhaltspunkte zur zeitlichen Fixierung der ophitischen Eruptionsphase gibt die subbetische Zone und ihre vermutliche Fortsetzung nach den Balearen. Bekannt ist die Feststellung der Mission d'Andalousie (18, p. 528), dass ophitische Intrusion liasische Kalke mit *Harpoceras radians* betroffen hat (bei Campotejar, Provinz Granada); auch glauben die gleichen Autoren (BERTRAND und KILIAN), dass die untere Kreide bei Lojidia zwischen Priego und Montefrio noch von Ophiten primär berührt sein könnte (p. 532). Als neueste Entdeckung hat die Feststellung von Prof. FALLOT zu gelten, welche aussagt, dass noch obere Kreide bei Zarzadilla de Totaña (Provinz Murcia) die genannten basischen Gesteine enthält (freundliche briefliche Mitteilung).

Für ein Einsetzen der eruptiven Tätigkeit schon innerhalb der Trias sprechen auch die Feststellungen von P. FALLOT auf Mallorca (45, p. 33), welcher Forscher im nordöstlichen Inselteil (Calvera) erkannte, dass aufgearbeitete Eruptiva in Triasmergeln vorkommen (B. DARDER fand solche in Sequankalken); der Hauptteil der Ergüsse wird durch P. FALLOT auf Mallorca für submarin gehalten und vorwiegend der Muschelkalkstufe zugeschrieben mit allmählichem Abflauen gegen den Keuper zu. J. GAVALA (29, p. 40) bringt die Ophitdurchbrüche der Provinz Cadiz mit einer ersten gebirgsbildenden, präjurassischen Faltung in Zusammenhang. Den Hinweis auf ein noch höheres Alter ophitischer Intrusionen finden wir ausserhalb citrabetischer Strecken, indem MILANS DEL BOSCH und E. DUPUY DE LÔME Gangbildung durch die Konglomerate der Permo-Trias Nordmarokkos erwähnen (32, p. 53). Lassen wir die letzte Erwähnung noch ausser Betracht, so ergibt sich aus der kurzen Umschau, dass die ophitische Eruptionsphase Andalusiens sich über eine sehr lange Epoche erstreckte und von der unteren (?) oder mittleren Trias bis zur oberen Kreide angedauert haben kann.

In diesem Zusammenhang mag noch eine allen diesen Erfahrungen widersprechende Angabe durch O. JESSEN (50) Erwähnung finden, die auch ohne Nachprüfung im Felde unbedingt abgelehnt werden darf; in dessen geographischer Studie über SW-Andalusien wird nämlich erwähnt, dass die eozänen Mergel und miozänen Kalke kontakt-

metamorph verändert wären, ja sogar die Salsen der Umgebung von Conil (Provinz Cadiz) werden mit den Nachwirkungen eines jungen Vulkanismus in Zusammenhang gebracht. Es braucht wohl kaum noch betont zu werden, dass die ophitische Intrusionsphase allüberall älter ist als die Hauptphase alpiner Gebirgsbildung und selbstverständlich auch als die transgredierenden miozänen Sedimente.

III. Fazielle und räumliche Beziehungen der citrabetischen Trias zu den übrigen Triasbezirken.

Aus den vorangehenden Abschnitten geht hervor, dass die Ausbildung der Trias in unserem Cordillerenabschnitt sich nach verschiedenen Zonen aufgliedern lässt, die jeweilen wieder andere Fazies-eigentümlichkeiten aufweisen, teils einander zwar verwandt sind, teils aber in markantem Gegensatz zueinander stehen. Diese Trias-typen sind die betische Permo-Trias (malagensische Fazies), die von permischen Sedimenten ihrer Basis nicht zu trennen ist, ferner die penibetische Trias, die citrabetische Trias und die Kalk- und Dolomitfazies der alpin entwickelten Trias. Es ist unmöglich schon heute, wo manche dabei in Betracht kommende tektonische Probleme noch gar nicht abgeklärt sind, auf rein faziell-stratigraphischer Grundlage eine Lösung der Frage geben zu wollen, welche sich etwa die restlose Aufklärung über das ursprüngliche Nebeneinander und die faziellen Beziehungen dieser Triasbezirke zum Ziele setzt.

Im grossen und ganzen ist es ja deutlich ersichtlich, dass die mehr klastische, malagensische Fazies in jene der penibetischen Faltenkerne gegen N zu allmählich übergeht, dies unter stetiger, vielleicht auch sprunghafter Zunahme des rein lagunären, pelitisch-salinaren Einschlags. Wenn auch die Keuperfazies im Süden an einigen Stellen (Küste von Málaga) gewissermassen nur zaghaft einsetzt, so tritt diese dort, wie es dem germanischen Faziesschema entspricht, doch stets gegen die höheren Partien zu auf, freilich noch eng verbunden mit der klastischen Ausbildung; diese Ähnlichkeit des Schichtprofils lässt den Schluss zu, dass in der medianen und externen Zone des Penibetikums — die interne zeigt noch vollkommen malagensischen Charakter der Trias — eine mehr klastisch-sandige Ausbildung der Formation gleichfalls vorhanden sein dürfte. Andererseits ist aber auch zu erwägen, dass die Dolomite in der betischen Ausbildung gelegentlich schon in den tiefsten Teilen der Formation einsetzen, was anzeigt, dass im Betikum von einer so schematischen Aufteilung, wie sie das Modell der germanischen Trias vorzeigt, nicht die Rede sein kann; eine gleiche Charakterisierung gilt für die citrabetische Trias, woselbst keine strikte Dreiteilung, oder sei es auch nur Zweiteilung (Muschelkalk-Keuper), zu erkennen ist, sondern es mehr zu einer vielfachen Repetition der Grundtypen gekommen ist.

Es ist naheliegend, die Trias des betischen Komplexes über das penibetische Zwischenglied mit der mächtigen und regional so ausgedehnten citrabetischen Triasprovinz in unmittelbare Beziehung zu bringen, dermassen, dass die auf dem betischen Rücken vorhandene, mehr detritogene Ablagerung gegen N allmählich in die stets mächtiger werdende lagunär-salinare Sedimentationsfolge überginge. Dieses einfache Schema des Zusammenhanges findet noch seine Ergänzung in dem Vorhandensein einer analogen grobklastischen Trias (Permo-Trias) längs des Mesetarandes der Sierra Morena, wie sie die malagensische Fazies auf der entgegengesetzten Seite des heutigen Guadalquivirbeckens darstellt.

Zwischen die betische und citrabetische Triasregion schaltet sich jedoch die Störungszone, welche nordwärts das Betikum resp. seinen Sedimentmantel flankiert. Ein tektonischer Hiatus von tiefeinschneidender Bedeutung, so muss wenigstens nach der regionalgeologischen Analyse gefolgert werden, trennt hier die einander verwandten Faziesgebiete; ihr direkter Zusammenhang kann also als nicht so naheliegend, wie dies ein erster fazieller Vergleich ergibt, erachtet werden. Von regionalen Erwägungen ausgehend, bedeutet dieses „Auseinanderreißen“ der verwandten Faziesbezirke nichts Auffälliges, da der germanische Faziestypus der Trias eine im westlichen Mittelmeergebiet räumlich ja so allgemein verbreitete Ausbildung darstellt, die bei Fehlen engerer Beziehungen wenig sicheren Aufschluss über ursprüngliche Nachbarschaft gibt; ebensowenig wie z. B. die aragonische Trias mit der gleichartigen tunesischen aus demselben Sedimentationsraum zu stammen braucht, braucht auch die betische mit der citrabetischen direkt zusammengehungen zu haben.

Aus den beiläufig schon angeführten Lagerungsverhältnissen, deren engere Beziehungen erst im tektonischen Teil zur Besprechung kommen, geht hervor, dass in die Zone des eben erwähnten Hiatus die alpin ausgebildete Trias sich einschalten muss, liegt ja deren tektonische Einheit unter der betischen, also in ursprünglich davon nördlich gelegenen Gebieten. Diese auffällige Zwischenschaltung einer sehr mächtigen Kalk- und Dolomitformation zwischen die als ganzes germanisch-lagunären Faziesgebiete schafft ein Problem, über welches hier wohl die ersten, sicherlich aber nicht die letzten Worte niedergeschrieben sein dürften. Wie der Grad der Kenntnis der Lagerungsverhältnisse heute steht, muss also gefolgert werden, dass zwischen untiefen, epikontinentalen Faziesgebieten eine tiefere geosynclinale Wanne vorhanden war, in der die alpin ausgebildete Trias der Serrania de Ronda und analoger Strecken zur Ablagerung kam. Diese bei erster Erwägung recht auffällige, fast unwahrscheinliche Annahme hat aber auch anderwärts ihre Analoga. In den Alpen sehen wir, wie in den penninischen Einheiten mit spärlich entwickelter germanischer

Ausbildung sich in mächtiger Entwicklung eine Anschwellung der Trias in ostalpiner Fazies einschaltet; diese Lage kommt den Dolomiten der Schamserdecken zwischen der Trias der Margna-Decke und jener der Umhüllung der Suretta-Adula-Decke zu. Auch mag hier als ein Pendant aus den Westalpen auf die Einschaltung der in pseudoostalpinen Fazies vorhandenen Trias des Briançonnais hingewiesen sein.

F. Kurze Zusammenfassung des stratigraphischen Abschnittes.

Die geologische Formationsreihe lässt sich nach Zugehörigkeit zu den zu unterscheidenden tektonischen Zonen gruppieren. Dementsprechend werden unterschieden: **1.** die kristallin-paläozoischen Formationen des Betikums; **2.** die penibetischen Formationen, als die mesozoische Sedimenthülle, sich anfügend an den Nordsaum des die Unterlage formenden Betikums; **3.** die citrabetischen Formationen, die eine mit bezug auf das Betikum mehr externe Lage einnehmen; eine Sonderstellung nimmt **4.** die alpin ausgebildete Trias ein.

A. Betische Formationen (Fig. 3). Die Schichtreihe erstreckt sich von den tiefsten Gneisen der Serrania de Ronda durch ein zusammenhängendes und einheitliches, älteres Paläozoikum nach den nur in Relikten vorhandenen Sedimenten der Permo-Trias, von Jura und Kreide, worüber das Tertiär transgrediert und von betischen Schichten nach dem Penibetikum überleitet.

1. Abteilung der kristallinen Schiefer. Als Tiefstes kommen in der Berggruppe zwischen Rio Guadalorce und Rio Turon Augengneise, biotitreiche „Schiefergneise“, Biotitquarzite, Glimmerschiefer usw. zutage; in anscheinend kontinuierlicher Folge leiten die tieferen kristallinen Serien in höhere mit Sericitphylliten, Tonphylliten, Quarziten über. Grosse Mächtigkeitsschwankungen kommen vor, so dass die weit über 1000 Meter umfassende Gesteinsfolge auf wenige Meter reduziert sein kann.

2. Paläozoische Schichtserie. Eine genauere Abgrenzung gegenüber einer tieferen kristallinen Abteilung, in welcher sehr wohl schon Kambrium enthalten sein kann, ist nicht durchführbar; sie wird in eine Übergangszone gelegt, wo Phyllite mit Quarziten und Grauwacken sich einstellen. Auf eine Serie blauschwarzer Phyllite (Phyllite von Rauchfarbe) folgt nach oben eine Schichtgruppe, die als „calizas alabeadas“ bezeichnet wird (schwarzblaue, stark wellig gefaltete Kalke und Schiefer); obwohl diese Kalkserie mehr nur eine fazielle, immerhin stets auf höhere Schichtlagen beschränkte Einschaltung formt, ist sie bestimmend für die stratigraphische Aufteilung; eingelagerte, rotbraune Kalke zeigen durch ihren Gehalt an Orthoceren Ober-Silur an. Gröber klastische Schichten stellen

sich besonders in den höchsten Lagen ein (polygenes Konglomerat mit Kalkkomponenten).

3. *Permo-Trias*. Die roten klastischen Gesteine, die als erstes regional-diskordant aufgelagertes Sediment die tieferen, herzynisch gefalteten Formationen überdecken, werden als Permo-Trias zusammengefasst, da eine Trennung von permischem und triasischem Anteil nicht ausführbar ist. Über den Quarzkonglomeraten und Sandsteinen der Basis folgen meist helle Dolomite, die aber auch in nächster Nachbarschaft zu den paläozoischen Schiefen sich einstellen können.

4. *Eruptivgesteine*. Die basischen Eruptiva (Peridotite), die ein gewaltiges Volumen im Gesamt-Betikum einnehmen, kommen in einer Längszone mit verschiedenen stockförmigen Anschwellungen zum Ausstrich; sie liegen fast ausschliesslich in tieferen Gesteinsserien. Während ihre Intrusion mit alpinen Bewegungen in Zusammenhang zu bringen ist, kommt den dioritischen Gangintrusiva spätherzynisches Alter zu; jüngere saure Nachschübe sind an die peridotitische Intrusion geknüpft.

B. Die alpine Trias. Eine über 1000 m mächtige Folge von Dolomiten und Kalken, die unter den tiefsten Lagen der kristallinen Schiefer zum Vorschein kommt und dementsprechend stets den ältesten Formationen zugeteilt worden war, wird als triasische Schichtserie erkannt; die Begründung dafür liegt in tektonischen Beobachtungen, Analogieschlüssen und besonders in der Feststellung triasischer *Rhynchonellen*. Neben weniger oder auch nicht metamorphen Gesteinen (plattige Kalke mit Kieselknollen oder -schlieren, bituminöse Kalke, Dolomite und Mergelschiefer) nehmen hochmetamorphe Gesteine bedeutenden Anteil; die grobkristallinen Dolomite und Kalke sind hauptsächlich auf eine innere (mediterrannwärts gelegene) Randzone beschränkt; dünne Einschaltungen kristalliner Schiefer sind dieser alpin ausgebildeten Trias-Serie nicht fremd.

C. Penibetische Formationen.

1. *Die Trias*. Als Kernformation der Jurakalkfalten kommt die Trias allein im Durchbruch des Rio Guadalhorce zum Vorschein; sie besitzt germanische Fazies mit bemerkenswertem Hervortreten von bituminösen Dolomitbänken in den höchsten Schichtlagen; aus dieser Schichthöhe ist eine kleine Keuperfauna bekannt.

2. *Lias und Dogger*. Beide Formationen sind von geringwertiger Bedeutung im Aufbau der Gebirge; ihr Auftreten ist gleichfalls nur auf die Faltenkerne beschränkt, wo sie mit dem höheren Jura sich zu einer „série compréhensive“ zusammenfügen, aus welcher nur in der Chorro-Schlucht die blaugrauen, nerieenführenden Kalkbänke sich einigermaßen hervorheben. Gegenüber mehr östlichen und westlichen Gebieten mit mächtigeren und teils stratigraphisch wohl gliederbarer Schichtfolge nimmt sich das Kartengebiet als eine

Zone fazieller Verkümmderung aus. Für eine Auffassung, dass die Dolomite an der Basis des höheren Jura einem triasischen Hauptdolomit entsprechen könnten, gibt das Gebiet keine Bestätigung.

3. *Malm und Tithon*. Die mächtige Schichtfolge (grösste aufgeschlossene Schichtmächtigkeit im Torcal ca. 500 m) setzt sich zusammen aus hellen schwach cremegelben Kalken; zwischen dieselben schalten sich, rifförmig einsetzend, weisse massigere, sehr gewöhnlich oolithische Kalke, die seitlich auskeilen; vielfach wiederkehrend, aber nicht horizontbeständig (keilförmig auskeilend) finden sich in der Kalkserie knollig-brecciöse Kalke (Knollenschichten, „fausse brèche“), die stets fossilführend (Cephalopoden) sind; diese speziell die andalusische Juraformation charakterisierende Ausbildung (faciès andalou) dürfte als eine submarine Auflösungserscheinung mit gelegentlicher Umlagerung aufzufassen sein; sie ist im Kartengebiet allein in Schichten vom oberen Tithon bis hinab ins Kimmeridge durch Fossilfunde belegt. Die südwärtige Begrenzung des auf die paläozoischen Schichten des Betikums übergreifenden Jura entspricht einem Erosionsrand, er ist angedeutet durch kleinere Formationsrelikte; aus der Zugehörigkeit derselben zum Tithon ergibt sich ein Übergreifen des oberen Jura über tieferen Jura in der Richtung auf das Betikum; der betikwärts gelegene Jura zeigt gerne starke Anreicherung von Kiesellagen, auch sind in dieser Zone (Grenzniveau zwischen Jura und Kreide) Calpionellenkalke aufgefunden worden.

4. *Kreide*. Der Normaltypus der penibetischen Kreide ist ein hellroter, dichter und dünngeschichteter, meist mergeliger Kalk bis Kalkschiefer; weiss-grünliche Abänderungen ersetzen denselben und sind besonders in einigen kleinen Relikten auf dem betischen Paläozoikum und längs dessen Nordsaum vorherrschend. Die Gesamtschichtfolge formt eine lithologisch einheitliche, nicht gliederbare Serie von bathyalem Faziescharakter, die nach oben allmählich mergeliger wird. Stratigraphische Aufteilung wurde nur insofern möglich, als sich Unter-Kreide durch eine kleine Hautrivienfauna und Ober-Kreide durch Rosalinenkalke erkennen liessen. Eine stark brecciöse, kieselreiche Ausbildung kennzeichnet eine Zone südöstlich des Rio Turon. Eine durchschnittliche Mächtigkeit liegt für die mediane Zone zwischen 50—100 m; in der externen Zone finden sich Vielfache dieses Betrages.

Recht verschiedenartig sind die Beziehungen der Kreide zu den Nachbarformationen. Von N nach S, besonders längs des betischen Randes, greifen Kreidesedimente auf stets ältere Sedimente über, wobei aber im allgemeinen keine Faziesveränderung Platz greift; kalkig-mergeliges Neocom liegt auf silurischen Schiefen und Kalken. Im Hauptareal des Penibetikums herrscht von der Kreide zum Tithon Übergang, dabei gibt es aber auch Fälle, die auf einen örtlichen Abtrag der liegenden Kalke hinweisen. Das überlagernde Tertiär greift transgressiv über Kreide und tiefere Formationen hinweg, was sich

am deutlichsten aus der regionalen Übersicht ergibt; im Einzelprofil dahingegen ist auch ein kontinuierlicher Übergang innerhalb mergeliger Schichten zu beobachten.

5. Eine *Umschau nach Jura und Kreide der weiteren Umgebung* lässt die faziellen Beziehungen in grossen Zügen unschwer erkennen; für genaueren Vergleich ist die stratigraphisch-tektonische Kenntnis nicht hinreichend. Für Lias-Malm-Tithon dürfte die heutige Lage dieser penibetischen Formationen von Nord-Marokko bis an den Segura in grossen Linien einer isopischen Richtung in einer cordillerrischen (betischen) Geosynclinale entsprechen; eine Südbegrenzung ist gegeben durch einen allmählich sich prononcierenden betischen Rücken; die Kreide, die in der gleichen Längsrichtung auch wieder analoge Fazies aufzuweisen scheint, überdeckt denselben wieder bestimmter; der Beginn des Tertiärs bedeutet wieder stärkere Hervorhebung und Abtrag. In der Querrichtung, also nach dem Subbetikum zu, ist gleichfalls grosse Faziesverwandtschaft vorhanden, was jedoch noch nicht bestimmt die Zugehörigkeit zum gleichen Sedimentationsraum folgern lässt. Insbesondere die Kreide beider Gebiete (peni- und subbetisch) lässt sich im allgemeinen gut auseinanderhalten, indem die südlichere Zone einheitlicher, kalkreicher, viel fossilärmer ist, die nördlichere (Subbetikum) dagegen im allgemeinen mergeliger entwickelt ist.

6. *Tertiär*. In vorläufiger Weise wird ein tieferes, nur mehr in isolierten Blöcken oder beschränkten Zonen vorhandenes Kalkniveau (Turonkalk) einer höheren, sehr mächtigen Flyschformation gegenübergestellt. Die Kalkfazies dürfte das Eozän repräsentieren (Alveolinenkalke ausserhalb des Kartengebietes), während die Serie bunter Mergel, Kalksandsteine und Breccien (Serie der Aguila) nach den nächst der Basis vorhandenen Lepidocyclinen dem Oligozän zuzuweisen ist.¹⁾ Geringe horizontale Beständigkeit kennzeichnet die einzelnen Formationsglieder; Triasfazies findet sich örtlich in derselben wieder zurück; Quarzsandsteine (Aljibe-Sandstein) bilden, im allgemeinen eher in höheren Lagen, unzusammenhängende Gesteinsrippen.

Als erste, vom alpinen Paroxysmus nicht mehr betroffene Sedimente legen sich Konglomerate und Kalksande des Miozäns über sämtliche vorangehende Formationen, meist in horizontaler Lagerung; in vorgebildeten Vertiefungen erreichen die Konglomerate bis 500 m Mächtigkeit; noch grösser scheint die Mächtigkeit in den wieder gefalteten Kalkmolassen am Nordrande des Penibetikums zu sein. Die Pectinidenfauna verweist diese postorogenetischen Ablagerungen ins Burdigalien.

Das Pliozän ist allein im unteren und mittleren Teil des Guadalhorce-Beckens vorhanden als eine tiefere mergelige Abteilung (Tejares-

¹⁾ Die Hauptmächtigkeit des Flysch ist jedoch eozänen Alters (Auversien?).

Mergel, Plaisancien) und eine höhere aus Sanden und Muschelbreccien (Astien), welche letztere längs des Bergfusses in der Hoya de Málaga sich zu Konglomeraten entwickelt und bis in relativ grosse Höhe (475 m) hinanreicht.

Unter den diluvialen Bildungen tritt besonders eine grobe Breccie landschaftlich mehr hervor; sie ist hauptsächlich an den Bergfuss des triasischen Dolomit- und Kalkgebirges geknüpft.

D. Citrabetische Formationen.

1. *Kreide*. Grüngraue Mergel, stark gefaltet und der subbetischen Zone zugehörig, finden sich allein in der Hochebene bei Antequera.

2. *Trias*. Die tektonisch eigenartige Zone von Antequera enthält die germanische Trias in vorwiegend Keuperfazies. Nur ganz ausnahmsweise ist ein kurzes, zusammenhängendes Schichtprofil vorhanden, gewöhnlich herrscht die wirr-chaotische Struktur, die regellos die verschiedenen Gesteinstypen (bunte Mergel, blauschwarze Kalke, Dolomit, Rauhwaacke, Gyps, Ophite und Sandsteine) nebeneinander stellt.

3. *Die räumlichen und fazialen Beziehungen der einzelnen Triasgebiete* zueinander sind schwierig endgültig aufzuklären. Von der Permo-Trias des Betikums ist anzunehmen, dass sie die basale, mehr klastisch-terrigen Abänderung der penibetischen Entwicklung formt, welche letztere sich aus ihrem oberen Teil unter Ausbildung einer Keuperfazies ableitet. Ein gleicher unmittelbarer Zusammenhang mit dem Gesamtgebiete der citrabetischen Trias ist jedoch nicht plausibel, denn, nach tektonischer Lage zu schliessen, schaltet sich zwischen betische und subbetische Region die mächtige Kalk- und Dolomitserie der alpin ausgebildeten Trias.

Dritter Abschnitt: Tektonik.

Die Aufteilung des Kartengebiets und angrenzender Regionen in einzelne zonale Einheiten ist in der orientierenden Einleitung (p. 50) und in früheren Mitteilungen schon dargetan worden. Es sind dies nicht allein Zusammenfassungen, die für die Bequemlichkeit des Ausdrucks ihren Wert haben, sondern es sind darin jeweiligen Teilstücke der betischen Cordilleren zusammengezogen, die sowohl in morphologisch-geographischer Hinsicht als auch in ihren stratigraphischen Merkmalen eine bestimmte Zusammengehörigkeit bekunden und jeweiligen auch für sich eine bestimmte tektonische Individualität besitzen. Ihre Begründung mag sich aus der vorliegenden tektonischen Darstellung eines Teilstückes ergeben. Betont mag werden, dass eine genaue Abgrenzung der tektonisch gedachten Zonen freilich nicht möglich ist, denn einesteils liegt dies in der Art der Gliederung, andererseits aber auch in der noch nicht hinreichenden Kenntnis der Cordilleren, die eine regionale Behandlung auf einigermaßen sicherer Grundlage noch nicht zulassen. Übersichtshalber

seien die zu unterscheidenden Einheiten der westandalusischen Cordilleren hier vorangestellt (vergl. Profilschema Tafel XXX, 84). Fortschreitend von einer südlichen, mediterranen Region gegen den iberischen Mesetarand können unterschieden werden:

- I. Das **Betikum von Málaga** (mit seiner Tertiärbedeckung und Kreide-Relikten) ;
- II. Das **Penibetikum**, aufteilbar in:
 - a) *interne Zone*,
 - b) *mediane Zone*, und
 - c) *externe Zone*,
 sämtliche mit gemeinsamer Tertiärbedeckung mit I;
- III. **Citrabetische Triaszone (Decke) von Antequera**;
- IV. **Subbetikum** (Schuppen und Deckfalten, teils in ursprünglichem Verband, teils in Überschiebung auf citrabetischer Trias);
- V. **Präbetikum** (Schuppen-Randzone von Jaén-Cazorla usw.).

Während Sub- und Präbetikum teils weit ausserhalb unseres Kartengebietes liegen, formen Betikum und das ihm anliegende Penibetikum den integrierenden Bestandteil des zu behandelnden Cordillerenabschnittes. Deren einzelne Teile werden nach verschiedenen Landschafts-Abschnitten gegliedert besprochen.

A. Regionale Einzelbeschreibung.

I. Über den Bau des Betikums von Málaga.

1. Allgemeiner Faltungscharakter.

Die stratigraphische Beschreibung veranlasste, verschiedentlich auf den Faltungscharakter der betischen Schichtserie hinzuweisen. Die mächtige Schiefermasse mit ihren eingelagerten Grauwacke- und Quarzitbänken verhielt sich gegenüber der Gebirgsstauung als ein Medium, das sich nicht in Strukturen von grossem Krümmungsradius falten liess; sie gab vielmehr derselben durch Formung einer Unmenge kleiner Runzeln und Stauungen nach, und, da die Faltung von alpiner Intensität war, kam es alsbald zu Zerreissungen, inneren Verschiebungen und vielleicht auch zu beschränkten Überfaltungen. So sehen wir denn in jedem grösseren Anriss eine wirre Kleinfaltung, in welcher es oft sehr schwer hält, oft überhaupt unmöglich ist, den Hauptgrundzug zu erkennen und zu bestimmen, welcher Art der etwas mehr regionalen Orientierung sich das konfuse Einzelbild einordnen lässt; dementsprechend müssen natürlich auch gemessene, teils in der Karte eingetragene Schichtorientierungen bewertet werden.

Eine typische Erscheinung im Gesamt-Betikum ist die Durchsetzung der Schiefermasse mit einer grossen Anzahl von kleinen Verwerfungen, die aber kaum von regionalem Ausmass sind; es sind lauter auf engen Bezirk beschränkte Verschiebungen, ge-

kennzeichnet durch glatte Harnische, Schleppungen und Zertrümmerungen von Schiefen und Grauwacken; die gestörten Schichtpakete dürften meist nur um geringe Beträge verstellt sein, denn es ist dabei oft zu beobachten, dass beiderseits der Störung die allgemein geltende Schichtorientierung bestehen bleibt. Solche Störungen verlaufen in allen Richtungen und mit verschiedensten Einfallswinkeln; steilgestellte sind gegenüber flacher verlaufenden eher in der Minderzahl. Da vorauszusetzen ist, dass sowohl alpine als auch herzynische Gebirgsbildung ihre Wirkung auf die Schiefermassen aufprägte, so ist wohl vorstellbar, dass es insbesondere die alpine Stauung war, auf deren Rechnung die genannten Zerreibungen und Verschiebungen zu stellen sind, da diese spätere Bewegung schon eine gefaltete, bewegungsträge Masse vorfand.

Mechanische Zertrümmerung einzelner Lagen ist in solchem Gebirge natürlich gewöhnlich. Manche grünlich-braune, brecciöse Grauwacke dürfte überhaupt als mylonitisches Gestein aufzufassen sein: In dünnschichtigen „Olivenschiefern“ ist beobachtet worden, wie aus der lagenförmigen Beschaffenheit direkt eine Schieferbreccie durch Zertrümmerung hervorgeht. Die Quarze der Grauwacken zeigen im mikroskopischen Bilde kataklastische Struktur; daneben gibt es aber auch Grauwacken, denen die mechanische Bearbeitung nicht viel antat (höhere Schichten bei Málaga). Im ganzen Schichtsystem, besonders aber in phyllitischen Lagen des unteren Paläozoikums, findet sich sehr viel weisser Quarz, der mehr oder weniger lagenweise, mehr untergeordnet gangförmig, sich in das Schichtganze fügt und alle Verbiegungen mitmacht; auch an den älteren Dioritgängen setzt der weisse Quarz ab; die Verquarzung ist also älter als alpine, vielleicht auch als die hercynische Faltung.

Es ist erklärlich, dass bei den angeführten Komplikationen die Erfassung der inneren Hauptstrukturlinien recht schwierig ist und die Details des Baues überhaupt nicht aufzuklären sind; erschwerend fällt dazu noch in Betracht, dass weite Flächen von Tertiär bedeckt sind. Eine Möglichkeit, den alpinen und den herzynischen Anteil auseinanderzuhalten, wurde nicht gefunden. Dermassen kann es nicht verwundern, dass frühere Darstellung des geologischen Baues (MACPHERSON und auch noch D. DE ORUETA) sich mit sehr schematischen Linien begnügte. Und auch in der neuen Darstellung kann weitgehendes Schematisieren nicht vermieden werden. Bei Innehalten einer generellen Hauptorientierung ist in den begleitenden Profilen eine Art Sammelfältelung angedeutet worden.

2. *Der Nordrand zwischen Ardales und Valle de Abdalagis.*

Beiderseits des Rio Guadalhorce verläuft der Nordrand des Betikums (in seinem paläozoischen Anteil) auf eine Erstreckung von ca. 15 km E-W (mit 15° Abweichung nach SW), um dann von

Ardales ab auf weitere verfolgbare 5 km gegen SW abzubiegen. Der Nordrand zwischen Ardales und den Konglomeratbergen der Mesa de Villaverde ist gegeben durch ein schmales Band mesozoischer Formationen (vorwiegend Kreide), sowie östlich des Guadalhorce durch die klippenförmig aufragende Kalkzone von Verdon. Auf dieser ganzen Strecke, und bis weit einwärts in die paläozoisch-kristalline Masse, findet sich, bei aller Abweichung im einzelnen, doch eine gewisse Übereinstimmung in der Streichrichtung mit der vor- resp. aufgelagerten, jünger gefalteten mesozoischen Randzone, dem internen Penibetikum. Eine tektonische Diskordanz zwischen Betikum und Penibetikum, wie sie weiter westlich deutlicher wird, ist hier also einigermaßen verdeckt.

Die relative Einfachheit in diesem Sektor des Betikums ermöglichte auch, von hier aus beim Versuch einer stratigraphischen Aufteilung auszugehen (Arroyo Zahurda, p. 58). Auf eine Breite von 2 bis 3 km bleibt das allgemeine N bis NE gerichtete Fallen in den paläozoischen Schiefen unverkennbar; es ist steil, stellenweise stellt sich sogar überliegende Schichtstellung ein (Prof. 17); in den Höhen der Berge stimmt dieselbe oft nicht mehr mit jener der Tiefe überein (Azulejo); es zeigt sich dort Neigung zu geringerem allgemeinen Einfallen. Von der tief ins Paläozoikum eindringenden Flyschbucht von Ardales (Fig. 11) verfolgen wir so die Serie der „calizas alabeadas“ und der liegenden Phyllite bis zu den Abstürzen der transgressiv auflagernden miozänen Konglomerate.

In der tieferen Abteilung der kristallinen Schiefer ist in den Hauptlinien, wenn bei der so unübersichtlichen Kleinfaltung überhaupt von solchen die Rede sein kann, in der Gegend des Arroyo Zahurda eine allgemeine Übereinstimmung mit dem höheren Paläozoikum vorhanden; sie bleibt bestehen bis in die Nachbarschaft des grossen Serpentin-Stockes der Sierra de Agua; nur im Osten hebt sich ein Abbiegen gegen SE hervor, wo streckenweise ein gewisses Parallelgehen zwischen Schiefen und Serpentinrand vorhanden ist. Gleichfalls eine Konkordanz zum Liegenden zeigen die kristallinen Schiefer im Ostrand der kristallinen Dolomite der Sierrezuela de Carratraca, welchem Gebiet wir uns erst nach Besprechung der Dolomitgebirge zuwenden wollen (p. 205).

Aus der skizzierten Lagerungsweise dürfte sich somit ergeben, dass das Betikum zwischen Ardales und Guadalhorce eine weitgeschwungene, fast domförmige Struktur formt, in deren Tiefstem der Aguas-Batholith sich einlogiert hat. (Von einer E-W verlaufenden „Kambrium“-Antiklinale mit „Estratocristallino“-Kern, wie dies ORUETA's Karte [31] enthält, kann hier nicht die Rede sein, das Schichtstreichen steht dazu stellenweise gerade lotrecht.)

Jenseits, östlich, des Guadalhorce verschmälert sich an der Oberfläche der Anteil des paläozoischen Betikums am Aufbau; es verschwindet dieses noch vor Valle de Abdalagis unter seiner Tertiär-

bedeckung (vergl. p. 224). Zwischen den Schiefeln beiderseits des Guadalhorce herrscht ununterbrochener Zusammenhang. Wenn auch im Schichtfallen ein Gegensatz besteht, so liefert derselbe noch keine Unterlage zur Stütze einer grösseren Querstörung, die hier nach Annahme älterer Autoren das Gebirge durchsetzen sollte (siehe p. 233). Die Schichtserien sind beiderseits El Chorro dieselben, und das vorwaltende Südfallen auf der Ostseite, gegen Valle de Abdalagis zu, kann mit einer nächst nördlich anschliessenden paläozoischen Faltung in Zusammenhang gebracht werden (Prof. 13—17).

Wie ein Fremdgebilde in den älteren Schichten nimmt sich inmitten der Hügelketten am Arroyo Zahurda die weisse Kalkklippe der Sierra Blanquilla aus, die als Tithon erkannt werden konnte (p. 124). Die weissen Kalke sitzen diskordant auf den nordfallenden Schiefeln des Azulejo auf, eine Lagerungsdiskordanz, die wahrscheinlich durch alpine Faltung noch verstärkt wurde.

Besondere Beachtung gebührt in der durchgangenen Strecke auch den Beziehungen zwischen der roten Permo-Trias, den älteren betischen Schiefeln und dem jüngeren Mesozoikum. Von der Tertiärbucht von Ardales bis zum Chorro, sowie auch turon-aufwärts, finden sich die roten Konglomerate und Sandsteine bald in langgezogenen Bändern in steiler Schichtlage zwischen den höheren paläozoischen Schiefeln, bald aber liegen sie in kleineren Relikten auf den Schiefeln; ein bedeutsames Vorkommen schliesst das „betische Gewölbe“ in seinem Ostende bei Valle de Abdalagis (p. 224). Die kleineren Vorkommnisse zeigen das Verhältnis zum Liegenden, die Diskordanz, meist viel deutlicher als die längeren Zonen; diese letzteren nehmen sich oft aus wie konkordant den Schiefeln eingelagerte Serien. Die Übersicht über das ganze Gebiet macht aber die diskordante Auflagerung evident; es handelt sich sicherlich um tiefe, keilförmige Einfaltungen in die präpermischen Schiefer (vertikale Schichtlage kommt verschiedentlich vor). Welche Faltung diese Verfaltung bewirkte, ist nicht sicher zu entscheiden. Da nirgends mesozoische oder tertiäre Schichten sich daran beteiligen — was bei der „Tiefe“ der Einfaltung eigentlich zu erwarten wäre —, so kann der Schluss gezogen werden, dass es sich um eine frühe Faltung handeln kann, die freilich noch nicht den Grad der „Wechselagerung“ roter Gesteine und älterer Schiefer, wie sie heute vorliegt, bewirkt zu haben braucht.

Einen anderen Rückschluss auf ältere Bewegungen und Abtrag erlauben auch die Beziehungen von Permo-Trias zu dem Saume jüngerer Formationen am Nordrand des Betikums. An verschiedenen Stellen kommt die Kreide in Berührung mit der Permo-Trias (vergl. Karte Fig. 11, z. B. bei km 2 der Strasse nach Andrade, am Arroyo Secco, ferner in Fig. 16). An andern Orten liegt aber Kreide bzw. Tithon auf betischer Unterlage ohne Zwischenschaltung der im allgemeinen doch recht mächtigen Permo-Trias. Mit andern Worten ist also zu

sagen, dass die betische Unterlage schon vor Ablagerung der mesozoischen Sedimente, aber nach Ablagerung der Permo-Trias, eine recht weitgehende Erosion erlitten hat; diese setzt tektonische Bewegungen voraus. Ob dieselben orogenetischer oder epirogenetischer Natur waren, lässt sich nicht bestimmen. Solche Überlegung, wie auch die vorangestellte des Fehlens jüngerer Einfaltungen in den Verteilungen der Permo-Trias, können somit den Schluss auf alte, präjurassische (alkimerische?) tektonische Inanspruchnahme des betischen Massivs zulassen.

Bevor wir uns dem Hauptkomplex der betischen Masse unseres Gebietes zuwenden, fragt die Gegend der Südostecke noch einige kurze Betrachtungen.

3. Die Umgebung von Almogia (Montes de Málaga).

Schon die älteren geologischen Karten — zwar mit grosser Übertreibung — enthalten bei Almogia einen grösseren Relikt der das tiefere Betikum bedeckenden Trias. Bei näherem Zusehen löst sich derselbe auf in ein buntes Nebeneinander von Dolomitklötzen und roten Sandsteinkuppen, ein Formationsganzes, das stark an den Landschaftscharakter germanischer Triasgebiete erinnert. Im Gegensatz aber zu den vorerwähnten Vorkommen analoger Gesteine (Rio Turon-Ardales) finden sie sich in den Montes de Málaga von Almogia ganz bedeutend schwächer mit dem paläozoischen Untergrund verfaltet; Neigungen von 20° bis höchstens 40° kommen vor. Die Diskordanz ist im allgemeinen ausgesprochen, sie betrifft an einigen Stellen sogar die sonst höheren Dolomite in ihrer Lage zu den alten Schiefen. Ein einheitliches Faltungsbild lässt sich aus den zerstreuten Triasbergkuppen nicht rekonstruieren.

Nach ihrer Lage zu den weiter südlichen Permo-Trias-Hügeln von Campanillas (westlich Málaga) formen die Vorkommnisse von Almogia mit denselben eine N-S verlaufende, ca. 3—4 km breite Zone, die hauptsächlich den westlichen Anhöhen des Rio Campanillas folgt (siehe Karte lit. 18). Einzelne rote Sandsteinkomplexe dieser Zone nehmen eine auffällige Tiefenlage in der Talrinne des genannten Flusslaufes ein, was zur Annahme führen könnte, die Erhaltung des Nord-Süd-Streifens der Permo-Triasbildungen sei durch eine meridional verlaufende Bruchzone bedingt. Kleinere Brüche, die die Umgrenzung einzelner Sandsteinflächen ausmachen, sind wohl vorhanden (z. B. nw Málaga); als Ganzes haben wir aber nichts, das einer grabenartigen Bruchzone gleicht, vor uns; die tiefe Lage verschiedener Vorkommnisse ist bedingt durch das Relief der alten Oberfläche und, zum geringeren Teile, die spätere Faltung mit den paläozoischen Schiefen.

Für sich allein betrachtet gibt eine wenige Quadratkilometer grosse Oberfläche der betischen Schiefer selten deutliche Auskunft

über die wesentlichen Baulinien; so auch die Bergzüge von Almogia. Fassen wir aber das ganze Gebiet der Ostseite des Guadalhorcetales zusammen, so ist eine auch in der Topographie des Landes, besonders westlich Málaga, zum Ausdruck kommende Hauptstreichrichtung zu erkennen. Diese weist einen NNE- bis NS-Verlauf auf mit stetigem Schichtfallen gegen W, wodurch eine gewaltige Mächtigkeit silurischer Schiefer zum Ausstrich kommt. Gesteinsserien vom Typus der „calizas alabeadas“ schalten sich wiederholt ein, ohne dass von einer tektonischen Wiederholung dieser Schichtstufe gesprochen werden könnte. Aus der ganzen Anlage der in sich zwar vielfach gewundenen Schichtorientierung ist ein Abtauchen der paläozoischen Schichten gegen W und NW und somit einer durch sie geformten oder umrandeten Struktur höherer Ordnung zu erkennen; es ist ein die gesamte Aufwölbung der Montes de Málaga beherrschendes westliches Axialgefälle. Die westlich anschliessende tektonische Depression, die daraus folgern muss, wird durch die starke Entfaltung der Flyschsedimente westlich des Guadalhorce deutlich gemacht.

Zufolge des breiten Tertiär-Korridors, der sich zwischen die Montes de Málaga und die nördliche betische Randregion (Ardales usw.) zwischenschaltet, sind die unmittelbaren Beziehungen der Strukturen beider Gebiete nicht zu erkennen. Beiderseits sind aber, geht man von dem untertauchenden „Gewölbe“ bei Valle Abdalagis aus, stratigraphisch ziemlich gleichwertige Schichtserien am Aufbau der Oberfläche beteiligt. Ein südöstliches Abschnen der alten betischen Faltung bei Valle de Abdalagis gegen die Montes de Málaga zu scheint mir nicht ausgeschlossen; vielleicht dass in der derartig verlaufenden Richtung der Flyschsandsteine (Alhaja Prieta) daran eine Anpassung vorhanden ist.

4. Die Hoya de Málaga (nördlicher Abschnitt: Álora–Pizarra–Casarabonela–Tolox).

Die fruchtbare Talweitung des unteren Guadalhorce und seiner rechtsseitigen Zuflüsse, die als die Hoya de Málaga bekannt ist, wird hier in einem etwas weiteren Sinne gefasst, indem das ganze Gebiet bis an den Fuss der zentralen Bergkämme darin eingeschlossen wird. Von diesem zwischen der Sierra de Alcaparain-Prieta im Norden und den Gebirgszügen von Mijas und Coin im Süden gelegenen Hügelgebiet beschäftigt uns hier nur dessen nördlicher Teil. Im Vorangehenden ist schon erwähnt, dass die weite Ausbreitung, die hier jüngere Schichten gewinnen, mit tektonischer Tiefe zusammenhängt, welcher vermutlich schon die Sedimentation des Tertiärmeeres, zum mindesten des jüngeren, nachfolgte. Wenden wir uns erst den paläozoisch-kristallinen Formationen längs dem nördlichen Rande zu.

Die Anhöhe, welche das malerische Städtchen Álora trägt, formt eine zusammenhängende Schichtserie 30—50° N fallender

„calizas alabeadas“ und liegender Schiefer. Ihr Auftreten hier weist darauf hin, dass wir uns schon jenseits des Komplexes tieferer Schichten befinden, der ungefähr mit dem erweiterten Raume des Serpentinstockes der Sierra de Aguas zusammenfällt. Das Nordfallen der Schichten von Álora, die unter die braunen Flyschmergel und die miozänen Konglomerate des Hacho einfallen, kann mit einer der vielen Undulationen in Zusammenhang gebracht werden, die den betischen Rücken beherrschen; sie ordnet sich der Nordbegrenzung der grossen, komplexen Aufwölbung ein, welche für die Montes de Málaga geltend gemacht wurde. Eine gleichartige tektonische Einordnung, wie dem Sporn von Álora, kommt der NE und NW einfallenden Schichtserie der inselförmig aus dem Tertiärland aufragenden Sierra Gibargalla zu.

Die tieferen kristallinen Schiefer finden sich in der Nachbarschaft des Serpentinstockes der Sierra de Aguas, in kleinen Flecken sogar noch dem Serpentin aufliegend (km 8); grössere Ausbisse liegen im Durchbruch des Rio de las Cañas und seiner tief eingeschnittenen Nebenbäche. Die Serpentinmasse der La Robla dürfte eher innerhalb etwas höheren Schichtlagen liegen als diejenige des östlichen Nachbarberges.

Etwas besser lassen sich die Hauptbaulinien der alten Formationen in der zwar recht schmalen Zone zwischen Tertiärland und dem höheren Kalkgebirge erkennen. Aus der Gegend von Carratraca zieht ein vorwiegend recht steilgestelltes, einigemal zwar unterbrochenes Band von Schiefergneisen und Phylliten in die Gegend von Casarabonela (Prof. 19, 21). Eine Schichtfolge, die auffälligerweise von den „calizas alabeadas“ in die Gneise überleitet, zeigt im Dorfe Casarabonela mit 50—60° SE gerichtetem Einfallen die Hauptorientierung in jener Gegend an. Die bis Casarabonela geltende generelle N-S-Streichrichtung schwenkt von hier mehr gegen SW zu ab und ist zwischen Yunquera und Alozaina mit NE-SW-Richtung und 40—50° SE Fall sehr wohl ausgeprägt. Dieser Allgemeinverlauf in den betischen Schichtlagen, der weitgehend mit den „tieferen“ Kalken und Dolomiten der überragenden Sierras übereinkommt, kann hier also sehr wohl, wie dies stets getan wurde, bei Ausserachtlassen der genaueren Kontaktverhältnisse und regionalen Gesichtspunkte dazu führen, Kalk und kristalline Schiefer in ein und dasselbe Schichtsystem unterzubringen.

Zwischen Alozaina und dem oberen Rio Grande bei Tolox verflacht sich die Schichtlage paläozoischer Schiefer zusehends und macht sich eine synklinalartige Lagerung geltend, wobei der wellig gefaltete, im ganzen aber doch fast horizontal liegende Alabeadas-Kalkkomplex zwischen Rio Grande und Rio Horcajos die Muldenlage einnimmt (Prof. 24, resp. südöstlich davon). Nach Norden zu, in der Richtung auf Yunquera, löst sich der betische Komplex in eine Anzahl Exklaven auf, deren tektonische Bedeutung uns im nächsten

Kapitel beschäftigen wird. Das Verhalten des auflagernden Flysches verlangt zuvor ein kurzes Eingehen.

Wie ein buchtenreiches Meer schalten sich die mildgeformten Landflächen mit Flyschgesteinen zwischen die umgebenden und höher aufragenden Härtlinge (Serpentin, betische Kalke und Schiefer, kristalline Kalke und Dolomite) ein. Die Art der Bebauung hebt diese Verteilung ausgezeichnet hervor. Die Ursachen dieser Verteilung liegen, wenn auch in erster Linie in der Mergelvormacht der Tertiärsedimente begründet, auch im Relief des prätertiären, teils tieferodierten betischen Untergrundes, dessen Unebenheiten sich durch die tertiären Deckschichten hindurch geltend machen (Sierra Gibargalla, Cerro Cantareros usw.; vergl. p. 196).

Über den inneren Aufbau des meist aufschlussarmen Flyschgebietes sind fast nur dessen härtere Schichten (Quarzsandsteine und die graubraunen Kalksandsteine) einige Auskunft gebend. Da dieselben aber gewöhnlich nur linsenförmig im Flysch verteilt sind, lassen sie auch alsbald im Stiche; die Anzahl der betraubaren Aufschlüsse reicht nicht hin, um sich über das Faltungsbild genauer zu orientieren. Viel unregelmässige Kleinfaltung beansprucht die Mergel. Dermassen können nicht mehr als einige Leitlinien hervorgehoben werden.

In dem nördlichsten Tertiärraum, der uns hier beschäftigt, sind Hinweise auf E-W streichende Falten vorhanden, die keine stärkere Steilstellung der Schichtlagen erkennen lassen (südlich Sierra de Aguas und zwischen Álora und Rio de las Cañas, Prof. 18). Etwas steiler gestellt, zwar auch nur partienweise, und mehr NE-SW-Richtung einnehmend, sind die Sandsteinausbisse südöstlich des Rio Casarabonela. Auffällig ist es hier, dass auf eine grössere Austrichbreite nur bergab gewandte (d. i. SE) Schichtlage zu beobachten ist, was bei geschlossener isoklinaler Schichtlage eine unwahrscheinlich grosse Mächtigkeit der Sedimente abgäbe; es ist deshalb wohl anzunehmen, dass kürzere, NW gerichtete Faltenschenkel der Beobachtung entgehen, so dass wohl eine Anzahl auch in der Längsrichtung kaum lange anhaltende Faltenzüge hintereinander liegen. Als Ganzes kann dem Bau der westlichen Hoya de Málaga eine von Faltenzügen durchsetzte Mulde zugrunde gelegt werden; deren zentraler, zwar auch dort nicht sehr ausgeprägter Teil ist im Querprofil Aloxaina-Rio Grande einigermassen hervorgehoben durch die Sandkalke von Aloxaina im Norden und die Nummulitenkalke des Ardite im Süden (Prof. 24). Von hier streicht diese Mittelzone in der Richtung gegen den Gibargallo (an demselben anscheinend abstossend!), um von dort durch die Gegend der Mündung des Rio Casarabonela nordwärts abzuschwenken und gegen die Zone von Colmenar zu tendieren; dort ist sie nicht mehr vorhanden; die Zusammenstauung ist stärker.

Die Frage nach der Art der Zusammenfaltung von Flyschgesteinen und betisch-paläozoischem Untergrund lässt sich schwierig genauer definieren, da grössere aufschlussgebende Einschnitte nicht blossgelegt sind. An einigen wenigen Stellen, die wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung schon hervorgehoben sind, finden sich mesozoische Sedimente unter der Tertiärbedeckung. Das wichtigste Vorkommen ist jenes unterhalb Casarabonela (Prof. 21). Mit dem Flysch scheinen jene Kreideschichten konkordant gefaltet zu sein, zu den paläozoischen Schiefen ist natürlich ausgeprägte Faltungsdiskordanz vorhanden; auf die ca. 2 km Längserstreckung dieses Kreiderestes fallen dessen Schichten gegen die paläozoischen Schiefer ein (Str. 200, ca. 35° W).

Die Tertiärausfüllung der Hoya de Málaga enthält, wie bekannt, auch jüngere Sedimente, Miozän und Pliozän, die an der alpinen Faltung nicht mehr teilgenommen haben. Die Zeugenberge des Hacho de Álora und jenes von Pizarra (Cruz) wurden schon im stratigraphischen Teil erwähnt (p. 156). Hier bleibt nochmals hervorzuheben, dass ihr „nichttektonischer“ Charakter ausgesprochen ist und auch eine Kippung, hervorgerufen durch ungleichmässige Hebung, nicht feststellbar ist; die vorhandenen schwachen Neigungen lassen sich sehr wohl mit Ablagerungs- und Diskordanzschichtung erklären. Es war also eine sehr gleichmässige, en bloc vor sich gehende Hebung, welche das Betikum in diesem, seinem zentralen Teilstück im jüngsten Tertiär erfahren hat.

Ein Gleiches gilt selbstverständlich auch bei Erwähnen der Pliozän-Ablagerungen der Hoya, die mit dem neu festgestellten Verbreitungsgebiet bei Aozaina und längs dem Rio Casarabonela recht weit und in belangreiche Höhe in das ältere Tertiärgebiet hineinreichen. Der stratigraphische Teil enthält die gemachten Beobachtungen. Von der jüngsten Ausfüllung resp. Überdeckung des Betikums wenden wir uns wieder zu den tiefsten Lagen, die längs dem Südrand des Hauptkammes entlang ziehen.

5. Tektonische Beziehungen des Betikums zum Kalk- und Dolomitgebirge der Sierras Alcaparain-Prieta (Mediterranseite).

Der für alle gefalteten, landeinwärts der Hoya gelegenen Zonen mehr oder weniger geltende Isoklinalcharakter im Grundzug ihres Aufbaues trifft ganz besonders auch für die Dolomit- und Kalkserie zu, welche als hoher Bergkamm die Hügel der Hoya west- und nordwestwärts abschliesst. Es erhebt sich derselbe unvermittelt rasch bei Ardales, steigt in den „Capellanes“ (Punkte 1050, 1140 und 1160 m) zum Hochplateau der Sierra de Alcaparain an (1290 m) und zieht sich über die Sierra Prieta (1505 m) mit veränderter SW-Richtung in die zentrale Serrania de Ronda weiter. Um diesen Hauptkamm schmiegt sich auf der ganzen mediterranwärtigen Seite das Betikum,

umgibt das spitz auslaufende Nordende bei Ardales und besäumt den Nordwestabsturz der Sierra de Alcaparain bis zur Störungslinie von Andrade; die paläozoisch-kristallinen Formationen, die bis hierhin den Kontakt mit der Kalkformation formten, setzen hier unvermittelt ab, so dass im wesentlichen von hier ab Flyschmergel den Nordwestfuss des hochaufragenden Hauptkammes begleiten.

Im stratigraphischen Abschnitt ist schon die für die Gesamtgeologie der Cordilleren belangreiche Auffassung der Zugehörigkeit der dieses Gebirge aufbauenden Kalke und Dolomite zur Trias in ostalpiner Fazies zu begründen versucht worden; es bleiben hier nun davon unabhängig vorerst die tektonischen Beziehungen zum Betikum zu erwägen, und zwar hauptsächlich allein auf der Mediterranseite, da der Bau der landeinwärts gekehrten Nordwestfront dermassen mit dem Penibetikum verknüpft erscheint, dass deren Besprechung besser mit dieser Zone geschieht (p. 248).

Auch der innere Aufbau dieses sich uns vorerst als geschlossene Einheit darstellenden Gebirgszuges sei in anderm Zusammenhang erörtert (p. 201).

Der ost- und südostwärts gekehrte Abfall der Sierra Prieta zeigt auf lange Strecken die auf grosse Schichtmächtigkeit isoklinal verlaufenden kristallinen Kalkbänke unter die betischen Schichten von Casarabonela und Aozaina einfallen; das Gleiche gilt für die steiler aufgerichteten Dolomite der Ostseite der Sierra de Alcaparain; nur die Umgebung von Yunquera zeigt kompliziertere Verhältnisse, dennoch aber stets die gleichen Beziehungen von Liegendschichten (Kalke und Dolomite) zu Hangendschichten (Gneise). Diese Lagerungsweise erweckt natürlich ohne weiteres den Eindruck, dass es sich in den meist auch stark kristallinen Carbonatgesteinen um eine in die betische, also altpaläozoische bis „archaische“ Schichtfolge einzuordnende Kalk-Dolomitserie handelt. Dieser Auffassung waren alle Vorgänger, die sich mit der Serrania de Ronda abgaben (MACPHERSON, MICHEL-LÉVY-BERGERON und D. DE ORUETA) zugetan. Ich selbst betonte erstmals, zwar auf anderer Voraussetzung als heute, in meiner ersten Mitteilung über diese Gebirge (75, p. 41) die Wahrscheinlichkeit der Nichtzugehörigkeit der Kalke zum betischen Komplex, indem ich dieselben als eine höhere, mit den kristallinen Schiefen verfaltete Überschiebungsmasse („suprabetische“ Alcaparainkalke) auffasste.

Ausgehend von der Mediterranseite des Gebirges, woselbst der Saum zwischen altem Betikum und „tieferen“ Carbonatgesteinen auf ca. 40 km Länge innerhalb unser Kartengebiet fällt, kommen die folgenden Beobachtungen und Feststellungen zur tektonischen Charakterisierung der beiden so verschiedenen Gesteinsserien in Betracht.

a) Die anscheinend durchgehends vorhandene tektonische Konkordanz zwischen betischem Kristallin und

den Kalken und Dolomiten ist nur eine scheinbar örtliche; sie wechselt ebenso oft in eine ausgeprägte Diskordanz.

Der Weg von Casarabonela nach dem Puerto Martinez schneidet längs dem Berghang, nachdem er die betischen Schiefer und Serpentine verlassen hat, die weissen und teils blau gebänderten kristallinen Kalke in prächtig aufgeschlossenem schieferm Längsschnitt an. Obwohl die Streichrichtung der Kalkbänke des öfteren um $10-20^\circ$ wechselt, so ist trotzdem deutlich zu erkennen, dass diese meist spitzwinklig zum Kontaktsaum Schiefer/Kalk ausstreichen. Es folgert daraus eine ausgesprochene Diskordanz zwischen betischen Linien und dem Verlauf der Schichtbänke des Kalkes; in der Karte der Fig. 13, welche in schematischer Weise die Ausstrichlinien einzelner Bänke im Kalkgebiet angeben soll, kommt dies insbesondere nördlich Casarabonela zum Ausdruck, wo die horizontale Winkeldiskordanz bis zu 40° beträgt. Eine gleiche tektonische Diskordanz ist auch nördlich des Puerto Martinez zu folgern, wenn man die gewaltige Schichtmächtigkeit, die in der Nordhälfte der Sierra de Alcaparain zum Ausstrich kommt, mit der geringen Schichtdicke beim Puerto Martinez in Beziehung bringt; die tektonischen Hilfslinien in Fig. 13 bringen dies zum Ausdruck, vernachlässigen aber eine gewiss auch vorhandene ursprüngliche Schichtreduktion in den Dolomiten und Kalken.

Noch bedeutend auffälliger, wegen der sehr undeutlichen Schichtlage in den dortigen Dolomiten nicht so leicht erkennbar, ist die tektonische Diskordanz der Alcaparainformation mit dem Betikum auf der entgegengesetzten Bergseite, gegen den Rio Turon zu. Hier setzen die steilgestellten, E-W verlaufenden Schichten der Capellanes an einer N-S-Linie gegenüber den betischen Formationen plötzlich ab (Fig. 13). Ein gewöhnlicher Bruchkontakt mit Vertikalbewegung liegt nicht vor; ein solcher aber dürfte auf unbestimmbare Erstreckung die NW-SE gerichtete Begrenzung der Sierra de Alcaparain bewirkt haben. Ähnliche Diskordanzen, wie die auf der Ostseite erwähnten, kennzeichnen bei näherem Zusehen an vielen Stellen den Saum zwischen betischen Schiefen und den scheinbar stratigraphisch tieferliegenden Kalken der Sierra.

b) Harnische und lokale Mylonitisierung der Gesteine kennzeichnen den Saum zwischen Kalken und kristallinen Schiefen.

Die Stellen sind zahlreich, wo die direkte Auflagerung von kristallinen Schiefen auf glattgeschliffene Kalkflächen beobachtet werden kann. Die letzteren sind dann gewöhnlich belegt mit einer Haut oder dünnen, polierten Schicht von Fe-Mineralien, die eisenhydroxydisch sind. Auf diesen Erzharnischen sind Rutschstreifen und -kehlen recht gewöhnlich; sie zeigen, soweit mir erinnerlich,

nur eine vertikale Komponente stattgehabter Bewegung. Die gleiche mechanische Bearbeitung zeigen natürlich neben der Hauptkalkmasse auch solche Kalkpartien, die von derselben abgetrennt sind und bald dem Gneis, gelegentlich auch dem Serpentin des Betikums angepresst erscheinen. Für das Gesagte finden sich Beispiele im Anstieg zum Puerto Martinez und dort selbst oder auch zwischen Burgo und Yunquera (am Weg) oder auch westlich Carratraca. Solche Gesteine zeigen nicht nur die gewöhnliche Kristallinität, sondern sind innerlich stark zertrümmert, zu einer kompakten feinkörnigen Breccie verwandelt, die an der Oberfläche eine weissgelbliche Farbe annimmt.

c) Kalke und Dolomite begleiten in kleineren Schuppen den Saum der Hauptmasse, oder aber letztere greift keilförmig in die betischen Schiefer hinein.

Insbesondere in der Gegend, wo die Beziehungen von Betikum und Kalkgebirge einer ungestörten Isoklinallagerung zu entsprechen scheinen, erweist sich bei näherem Zusehen eine solche wohl als vorhanden, sie wird aber durch teils schwierig zu erklärende Komplikationen bereichert. Gneisschiefer, die der allgemeinen Streichrichtung parallel gehen, trennen von der Hauptmasse eine mit derselben sonst gleich orientierte Kalkplatte ab; dabei können die kristallinen Schichten zu dünnen Lagen, die leicht übersehen werden, reduziert sein. Das westliche Berggehänge ob dem Dorfe Casarabonela liefert dafür ein Beispiel (Fig. 13). Ein ähnliches losgetrenntes kristallines Kalkpaket „schwimmt“ innerhalb dem betischen Serpentin nordwestlich oberhalb Aozaina (Los Lajares bei P. 636); diese sicherlich durch komplizierte Bewegungen von der Hauptkalkmasse abgetrennte Kalkklippe zeigt aber nicht den gewöhnlichen SE-Fall, sondern ist in sich muldenförmig verbogen. Andere als losgetrennte Stücke zu betrachtende kleinere Kalkpakete liegen zwischen Casarabonela und dem Puerto Martinez, an diesem selbst und in der Richtung gegen Carratraca.

Auf die Art der Entstehung dieser isolierten Kalkpakete mögen jene Kalk- und Dolomitkeile einen Hinweis geben, die, im Gegensatz zu den eben erwähnten, mit dem Hauptkalkmassiv noch in Verbindung sind und nur einseitig in die betische Masse hineinstossen; sie erwecken stark den Eindruck, faziell bedingt zu sein. Mögen solche Kalkkeile — auch die Sierra de Mijas enthält deren typische — vielleicht bei genauem Verfolgen sich etwa noch als abgetrennte Schuppen erweisen (Arroyo Hedionda südlich Casarabonela?), so kann solches nicht zutreffen für die Verhältnisse bei Yunquera. Schon im Aufstieg nach dieser Ortschaft von Aozaina aus konstatiert man den öfteren Wechsel von Glimmerschiefer, Gneis und Dolomiten, die in recht wechselnden Kontaktverhältnissen zueinander stehen; im wesentlichen bleibt aber doch die Auflagerung

der kristallinen Schiefer auf die Dolomite bestehen. Obwohl junge Kalksinterüberkrustungen den Zusammenhang etwas verdecken, ergibt sich aus den komplizierten Verbandsverhältnissen bei Yunquera, dass die stets S-SE fallende Kalkserie durch die kristallinen Schiefer gewissermassen lobenartig zerschlitzt wird. Dass es sich bei diesen Schieferapophysen nicht allein um der Kalkserie normal eingelagerte Schieferserien handelt — wie solche auch vorkommen —, zeigt ihr Zusammenhang gegen W mit der Hauptmasse der betischen Schiefer (Fig. 13). Wir stehen hier vor intensiven Bewegungen, die das hangende Paläozoikum und die Kalke miteinander verschuppt und im einzelnen wohl weiter wieder miteinander verfault haben (Prof. 24 und 24a).

Die Durchdringung beider Einheiten, wie sie die Umgebung von Yunquera zeigt, mag wohl auch abhängig gewesen sein von der Art der Oberfläche und der Störungen, welche die liegende Kalkmasse vor einer Überlagerung resp. Überschiebung durch die betische Masse betroffen hatten; solche wiesen derselben ihre Bahn und können auch das nordwestliche Vordringen betischer Masse bei Yunquera einigermaßen erklären.

Den eben genannten Kalkkeilen auf der Nordostseite der in nordwestlicher Richtung vordringenden betischen Bucht von Yunquera stehen andere, aber verschieden gebaute auf der Südwestseite derselben gegenüber. Einen der markantesten Kalkkeile beobachtet man südlich unter Yunquera (nächst der verlassenen Fabrica de Paños am Rio Grande): eine mit dem übrigen Kalkkomplex zapfenförmig zusammenhängende weisse Kalkmasse endigt gegen E mit schön geschwungener Kalotte mitten in dem grünscharzen Serpentin.

Kleinere Buchten der Gneiszone in die steilgestellten Dolomite bedingen auch in der Ostseite der Sierra de Alcaparain einzelne auch morphologisch sich anzeigende Nischen. In einem der Quellarme des Arroyo de los Pinos (Casa Fernandez, südwestlich gegenüber Carratraca) greifen die N-S orientierten schiefrigen Gneise unvermittelt buchtörmig in die steilgestellten, gleichfalls mehr oder weniger N-S verlaufenden Dolomite ein; die mechanische Diskordanz beider Gesteine im Einzelaufschlusse ist ausgesprochen. Andere Gneisbuchten stellen sich in dem sonst geradlinigen Verlauf des Kontaktes westlich bei Carratraca beim Eintritt der Arroyos Regajo in den Gebirgsstock ein. Ein eigenartiger Fall des Gneis-Dolomitkontaktes zeigt sich beim Puerto Acebuche (südwestlich P. 719), woselbst die kristallinen Kalke über die steilgestellten Gneisschiefer zu liegen kommen und diese diskordant abschneiden.

Von der zentralen Partie der Mediterranseite der Kalkkette ausgehend und gegen SW und NE weitersuchend, haben wir uns nunmehr sicherlich von den Spuren stattgehabter intensiver Bewegungen zwischen Kalk-Dolomit und kristallinen Schiefen überzeugen können.

Gewiss kann zugegeben werden, dass auch bei einer stratigraphischen Zusammengehörigkeit beider separate Bewegungen der bewegungsmechanisch verschieden sich verhaltenden Komplexe sich vollzogen haben müssten. Die gefundenen Verhältnisse weisen aber auf einen solchen Grad differentieller Bewegung, dass schlechthin nicht von einer in sich geschlossenen tektonischen Einheit, die betische Schiefer und Kalkserie umfasst, gesprochen werden kann. Schon hieraus ergibt sich der Schluss auf das Vorhandensein zweier tektonisch und stratigraphisch fremder Massen, die durch mächtige Bewegungen in ihre heutige Lage gekommen sind; abgesehen von der schon anderwärts erbrachten Triaszugehörigkeit der Kalke und Dolomite sind es aber auch noch die folgenden Feststellungen, welche auf Überschiebungslage des Betikums hinweisen, denn:

d) Grössere Überschiebungsrelikte kristalliner Schiefer auf dem Kalkgebirge formen den Beweis für die tektonische Auflagerung des Betikums.

Der nordöstliche Abschnitt der Kalk-Dolomit-Sierra bietet zufolge seines hohen Aufragens über die Umgebung wenig Möglichkeit für Erhaltung von Resten einer überschobenen betischen Masse. Dort aber, wo das Gebirge und auch seine tektonische Achse gegen SW zu merkbar abfällt, konnten sich dieselben erhalten. Schon zwischen Alosaina und Yunquera liegt auf den Kalcken ein kleiner Relikt von Serpentin und begleitenden kristallinen Gesteinen. Es folgt weiter die schon angeführte Bucht betischer Gesteine, die bei Yunquera weit gegen NW vordringt; sie ist der in eine wohl schon präexistente Vertiefung hineingezwängte Teil einer betischen Überschiebungsmasse, deren auf den darunterliegenden Dolomiten liegenden nördlichen Ableger wir jenseits der Wasserscheide in den kristallin-paläozoischen Hügeln, südsüdwestlich Burgo (beiderseits der Cañada Breñuela) wiederfinden. Es ist eine regelrechte Überschiebungsscholle, die mit glattem Überschiebungskontakt dem tieferen Gebirge aufliegt und sämtliche Abteilungen der betischen Schichtfolge enthält (siehe Prof. 23 und p. 256).

Der Nordsaum der betischen „Bucht von Yunquera“ zeigt dahingegen eine Lagerungsform, die anscheinend der deckenförmigen Auflagerung betischer Gesteine widerspricht. Auf längere Erstreckung fallen Gneisschiefer und Quarzitgneise nordwärts unter den gleichfalls nordfallenden Kalk ein (Prof. 24a). Die Erklärung dafür dürfte die sein, dass es sich um eine Art Unterschiebung, wahrscheinlich mit Bruchbildung, handelt.

Die weitere Verfolgung des Kontaktes zwischen betischer Masse und tieferem Kalk- und Dolomit-Gebirge nach SW liegt ausserhalb dem Rahmen dieser Arbeit. Es sei allein betont, dass es gerade das Südwestende der dolomitischen Einheit ist, welches am klarsten an-

zeigt (z. B. bei Igualeja, vergl. Tafel XXX, 84), wie der betische, von gewaltigen Serpentinmassen durchsetzte Komplex die allmählich untertauchende und nach N sich ausdünnende Dolomitserie überlagert.

Die Durchsicht der Beziehungen zwischen Kalk- und Dolomitgebirge ist, wenn auch in knapper Weise, erledigt. Die Einzelercheinungen wie auch der Gesamtbau, und in vorderster Linie natürlich auch die schon früher dargelegten stratigraphisch-paläontologischen Befunde (p. 100) tun somit eindringlich dar: **die paläozoisch-kristalline Schichtreihe und die Dolomit-Kalkserie formen keine durchlaufende Schichtreihe: es sind zwei einander tektonisch fremde Komplexe; das Betikum von Málaga in höherer und südlicherer Lage, die triasische Einheit der Rondaïden in tieferer Lage. — Die betische Einheit ist über die rondaïde hinübergeschoben — oder, was vielleicht zutreffender ist, die tiefere hat sich in die höhere hineingeschoben; — ein kristallin-paläozoisches Massiv überdeckt ein triasisches Kalk- und Dolomitgebirge; ein Deckenbaustil charakterisiert diesen Abschnitt der Cordilleren.**

6. *Das Betikum des Sektors Ardales-Rio Turon.*

Bevor zum inneren Bau der Rondaïden und zur penibetischen Zone übergegangen sei, erübrigt noch ein letzter Abschnitt des Betikums der Besprechung; er formt mit Ausnahme der schon erwähnten Deckscholle von Breñuela den einzigen auf der Nord- resp. Nordwestseite der Hauptkalkkette liegenden Abschnitt der betischen Masse. Dieses Gebiet umfasst das Hügelland südwestlich Ardales, das zugleich den weitest nach NW vorspringenden Teil des in sich zusammenhängenden Betikums formt.

Zusammensetzung und Schichtstreichen in diesem Abschnitt passt sich in allgemeinen Zügen an die schon besprochenen Verhältnisse der Strecke Ardales—Guadalhorce an. Das vorwiegende Streichen, das hauptsächlich durch die steilgestellten Permo-Trias-Zonen markiert ist, biegt aber von Ardales gegen SW ab; der direkte Zusammenhang der paläozoischen Serien bleibt aber durch die bis Carratraca hineingreifende Flyschbucht unterbrochen. Diese Flyschbucht von Ardales zeigt, wie schon angeführt, das fjordartige Eindringen dieser Formation längs einem vorgebildeten Relief in den betischen Rumpf in bester Weise. Eine gegenüber der Flyschbucht noch weiter südwärts liegende Tertiärexklave findet sich südlich Carratraca, von ersterer geschieden durch einen Querriegel der Phyllitformation und umgeben von überragenden paläozoischen Hügeln; auf der Ostseite überragt diese Flyschexklave der Serpentin der Sierra de Aguas dermassen, dass man hier aus den morphologischen Beziehungen (die für sich isolierte Schichtorientierung in den

Tertiärgesteinen dabei in Anmerkung genommen) den Schluss auf ein gegenüber dem Flysch jüngeres Alter der Peridotitintrusion ziehen könnte; eine Kontaktwirkung an den Tertiärgesteinen fehlt aber.

Der Bau des Betikums beiderseits der Flyschbucht — in welcher übrigens nur einige unzusammenhängende Beobachtungen über das Tertiär möglich sind — dürfte auch von einigen „Unregelmässigkeiten“ gekennzeichnet sein; vielleicht war durch solche die Anlage der Bucht überhaupt vorbedingt (vergl. die ganz hypothetischen Strukturlinien in Fig. 13); auch kleinere Brüche dürften hier vorhanden sein.

Eine tektonisch sehr reizvolle Lage nimmt der Ort Ardales ein, weshalb dessen geologische Verhältnisse auch in einer Detailkarte (Fig. 11) zusammengestellt wurden. Wenn auch durch vielerlei Windungen und Verbiegungen verdeckt, so bleibt aus dem Verlaufe der Kalke und Schiefer (Alabeadas-Serie) doch zu erkennen, dass bei Ardales ein nordwärts gerichtetes Abfallen die höhere betische Schichtserie beherrscht; diese macht sich bis in die tiefsten Partien geltend; die tieferen Schiefergneise scheinen um die abtauchenden, von einem wohl nur lokalen Längsbruch begrenzten Kalke und Dolomite der Sierra de Alcaparain nicht weiter auf deren Westseite einzuschwenken. Die aus solcher Anordnung sich ergebende Kongruenz betischer und rondaïder Struktur ist sehr bemerkenswert, wenn auch zu betonen ist, dass sie zufolge der vielen sekundären Faltung nicht scharf nachweisbar ist; eine Fortsetzung einer Störung über die Nordspitze der Formation der Sierra de Alcaparain hinaus konnte nicht festgestellt werden.

Eine bunte Musterkarte von Formationen oder Formationsrelikten bietet die unmittelbare Umrandung des Dorfes Ardales. Der überragende Kalkklotz des Castillo (Orthocerenkalk) und seine Beziehung zu den „calizas alabeadas“ wurde schon besprochen (p. 68). Wenn auch die Verteilung der Orthoceren- und der mit ihnen verbundenen Tentaculitenkalke in der Landschaft und ihr Aufsitzen auf den Schiefen erst etwa Zweifel an deren tektonischer und stratigraphischer Einordnung in die umgebenden paläozoischen Schichten aufkommen lassen kann, so weist der erwähnte Verband mit den Alabeadas-Schichten (Arroyo de las Viñas, p. 70), sowie die Gesamtanordnung, die sich dem Hauptstreichen einfügt, sicherlich auf die Beheimatung innerhalb der benachbarten Schichtreihe, die durch den Fossilgehalt dieser Gesteine als Ober-Silur bestimmt werden konnte.

Gleicherweise klippenartig verteilt wie die eben genannten Gesteine enthält die Umgebung von Ardales des weiteren auch kleinere Relikte von Nummulitenkalk und kleine Kreidefetzen, beide nicht an die gleichen Vorkommnisse gebunden, sondern jeweils absonderlich vorkommend und teils in steiler Lage in den silurischen Untergrund eingefaltet (siehe Karte Fig. 11). Unklar blieb mir die

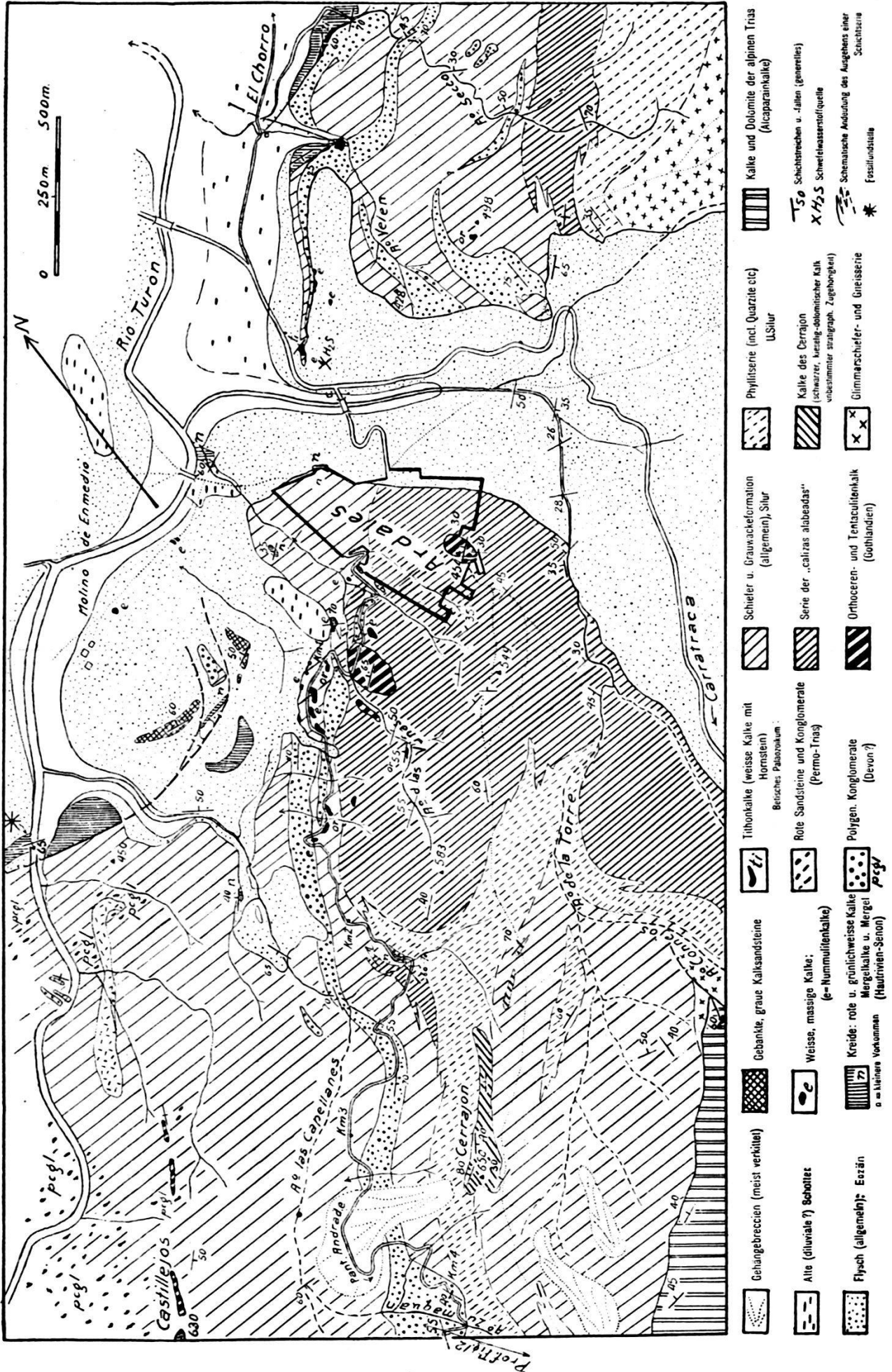


Fig. 11. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Ardales.

Zugehörigkeit eines anscheinend synklinal liegenden mächtigen Kalkriffes (dolomitischer, etwas kieseliger Kalk), das den scharfen Bergsporn des Cerrejon (P. 650) südwestlich Ardales formt. Am ehesten könnte es sich um Triasdolomit betischer Zugehörigkeit handeln.

Aus der Gegend von Ardales leiten die teils steilgestellten Zonen von roten Permo-Triasgesteinen, gewissermassen als Ordner in der wirren Faltung, turonaufwärts. Rechtsseitig (SE) des Tales überragen die Kalke der Sierra de Alcaparain die betische Schichtfolge, die im Profil der Fig. 12 wiedergegeben ist. Erst kennzeichnet beide Komplexe eine „verdächtige“ Konkordanz, die, für sich allein betrachtet, wieder stark für die Zusammengehörigkeit der paläozoischen Schiefer und der triasischen Kalke ins Feld geführt werden könnte, dies zumal, da die betische Schichtreihe Kalk enthält (5, Fig. 12) und die triasische Schichtreihe Gesteine, die vollkommen betisch aussehen (10, Fig. 12). Weiter gegen SW wird dagegen der Gegensatz der Schichtlage wieder auffälliger, wenn auch die Dolomite wegen ihrer Massigkeit nicht viel Auskunft geben. Auf ansehnliche Breite fallen die betischen Gesteine gegen den triasischen Komplex zu ein, dessen Schichtlage in höheren Teilen der Berge dazu lotrecht steht (vergl. Fig. 13 und Prof. 19). Auf eine erste Permo-Triaszone (1, Fig. 12), die sich gegen SW zu schwierig abgrenzen lässt (sich verbreiternd und verschiedenste Gesteine enthaltend), folgt gegen den Rio Turon eine zweite Permo-Triaszone mit steiler Schichtlage; ob zwischen den beiden, denen sicherlich Muldenform zukommt, in den betischen Lagen Gewölbebau vorkommt, kann zufolge der recht wirren Faltung nicht mit Sicherheit erkannt werden. Zur Erhöhung der Komplikationen findet sich hier eine Anzahl isolierter, teils hochaufragender (Tajo Bermejo), teils in der Tiefe der Flussrinne (Tajo de los Aviones) liegender Klippenberge eines weissen dichten oder nur feinst kristallinen Kalkes, der ganz den Eindruck von Tithonkalk macht; sie liegen den betischen Schiefen direkt auf und sind in sie hineingefaltet; nach ihrer stratigraphischen und tektonischen Zugehörigkeit sind sie sicher identisch dem Turonkalkzug.

Als Turonkalkzug ist schon im stratigraphischen Teile der Gebirgsrücken bezeichnet worden, der linksseitig des Rio Turon das Paläozoikum begrenzt, also den Saum gegenüber der Kreide und dem Tertiär des nach aussen zu anschliessenden Penibetikums ausmacht (Castillo Turon–Cerro Romero–Tajo de Laja). Die weissen Kalke und Dolomitbreccien, die nicht dem Tithon, wie ich früher annahm, zugehören, sondern die Basis des Tertiär ausmachen, stehen natürlich zum Betikum in ausgesprochener Diskordanz, weisen aber für sich eine Eigentektonik auf, welche aber nicht von weiterem Belang ist.

Noch viel schärfer gezogen als die nordwestliche Begrenzung des Betikums durch den Turonkalkzug sind die seitlichen Ränder des über den Turon vorspringenden Kompartiments; beiderseits sind es steil stehende Brüche, die Paläozoikum von Kreide und Tertiär

Teile um das Nordende des Kalkrückens der Sierra de Alcaparain ist ein durchgehender; der Deckencharakter, der für das Betikum auf der Mediterranseite gefolgert wurde, muss also auch für den nordwestlichen Vorposten Geltung haben. Der Turonsektor nimmt nun aber gegenüber der in Form eines gewaltigen Fensters unter dem übrigen Betikum hervortretenden triasischen Einheit nicht allein die Lage der nordwärtigen paläozoischen Flanke ein, sondern erscheint gegenüber der Triasmasse auch in eine tiefere Lage versetzt (Prof. 19). Da zwischen beiden kein vertikaler Längsbruch vorhanden ist, ergibt sich aus dieser Lagerung, dass die Triaseinheit sich über die vorgelagerte betische Masse weiter überschoben hat; eine Spätphase der Bewegung mag die Rondaïden über die ihnen sonst auflagernden betischen Serien hinweg bewegt haben. Diese recht komplizierten Vorgänge, zu deren Annahme die bis anhin festgelegten Zusammenhänge leiten, finden in den Lagerungsbeziehungen des Penibetikums, das weiter im SW in die gleiche Lage gerät wie das Betikum des Turonsektors, eine bestätigende Stütze. Bevor wir uns aber dem Penibetikum zuwenden, sei versucht, den inneren Bau des bis anhin als geschlossene Einheit behandelten Triasmassivs zu deuten.

II. Der geologische Bau der Bergkette alpiner Trias (Rondaïden).

Es ist auffällig, dass die prominente Bergkette, die in diesem Abschnitt der Cordilleren die Hauptkammlinie darstellt, noch so wenig tektonische Aufklärung erhalten hat. In den ältesten Darstellungen galten ihre Formationen als Teil ausmachend der Gewölbe der kristallinen Formationen (MACPHERSON); den Autoren, die ihre Sedimente, zwar ohne weitere Begründung, für mesozoisch hielten (ORUETA-AGUIRRE, siehe Übersicht p. 96), mussten sie wohl als normale Auflagerung auf dem Kristallin vorkommen. Mehr Aufmerksamkeit schenkte diesen Bergzügen D. DE ORUETA, kommt dabei aber in seiner sonst so verdienstvollen Bearbeitung der Serrania de Ronda zu einer Darstellung ihrer Bauweise, die nicht gegensätzlicher zu der unsrigen sein könnte (nach S überliegende Gewölbe!).

Im allgemeinen ist die Bauweise des Kalk- und Dolomitgebirges nicht so leicht entzifferbar; sie hat etwas „Zerhacktes“, Unzusammenhängendes an sich. Auf Strecken leichter Übersichtlichkeit folgen Strecken, die wieder gar keinen Aufschluss geben, teils wegen der Schichtungslosigkeit dolomitischer Partien, teils wegen verworrener Schichtlage in stärker gefalteten Kalk- oder Schieferserien. Diaklase durchsetzt die Kalke oft, so dass die Schichtlage kaum erkennbar ist. Clivage ist nicht besonders hervortretend und betrifft etwa die plattigen Kalke. Der Dolomit zeigt mehr eine splittrige Zertrümmerung und dort, wo er sehr kristallin-grobkörnig ist, ein Zerfallen in einen sandig-körnigen Grus.

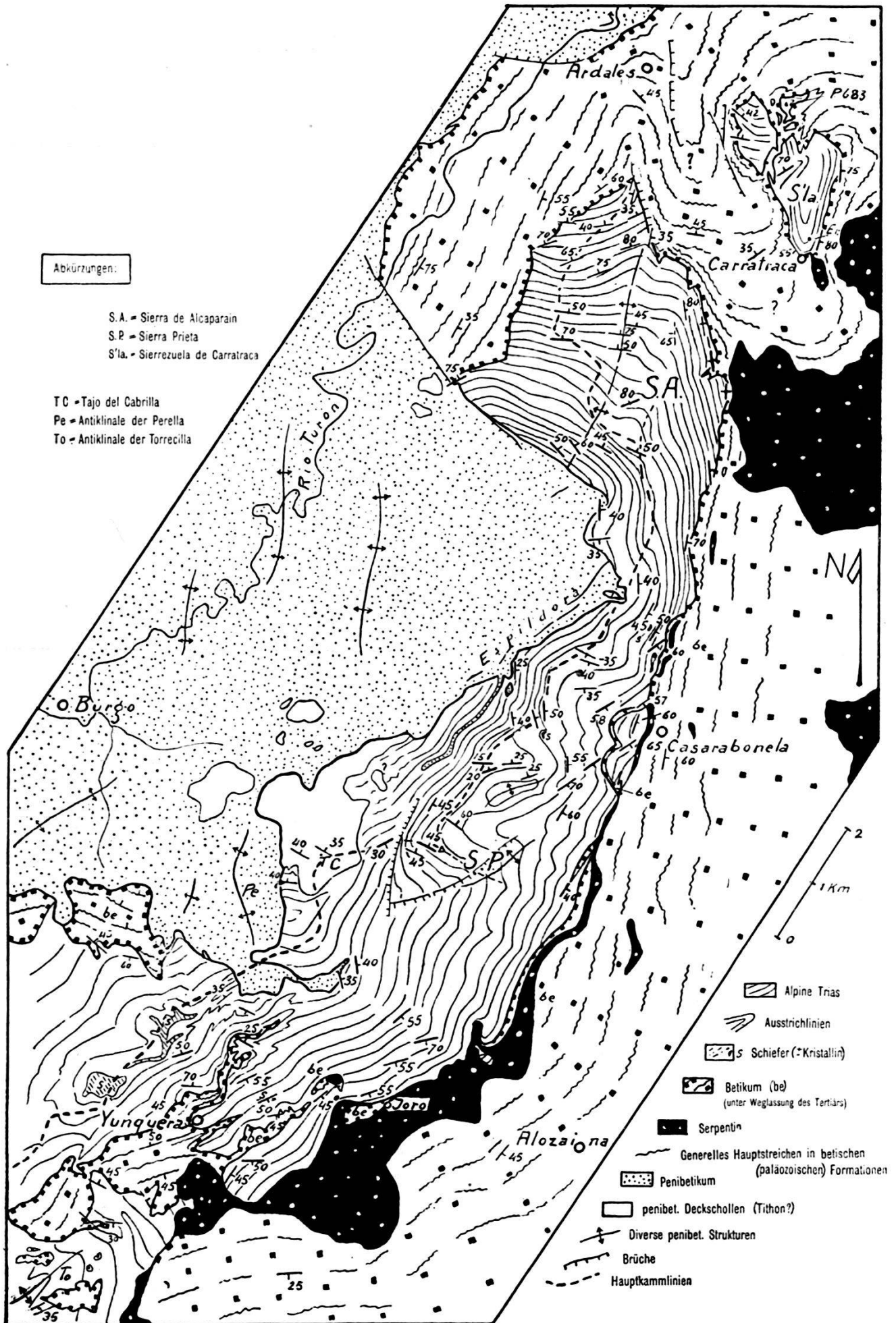


Fig. 13. Entwurf einer tektonischen Karte der Sierras Prieta und Alcaparain (Rondaides).

Der regelmässig gebaute Teil des Gebirges verleitete dazu, in einer Kartenskizze den Bau durch tektonische Hilfslinien zu veranschaulichen (Fig. 13); in vielen andern Teilen konnte dies aber nur mit sehr viel Hypothese durchgeführt werden. Eine jede Linie soll in ganz schematischer Weise den Ausstrich einer Schichtbank angeben, also ihre Intersektion mit der Oberfläche.

1. Die Sierra de Alcaparain.

Mit schroffen, pinienbesetzten Felspartien erhebt sich dieser Bergstock westlich Carratraca und gibt durch das Vorwiegen der Dolomite wenig sicheren Aufschluss. Insbesondere die höheren Partien zeigen aber, dass steile Schichtlage vorherrscht, die auf grosse Breite quer (W-E) durch das ganze nördliche Gebirgsdreieck durchsetzt (siehe Fig. 13). Eine Strukturform, der diese gewaltig mächtige Schichtserie angehören könnte, ergibt sich in diesem Bergabschnitt nicht. Westlich des Kulminationspunktes, dem Tajo del Grajo, bricht die Bergmasse mit hohem Abbruch gegen das tieferliegende Flyschgebiet ab. Dieser Abbruch bringt stets noch tiefere Schichten zum Ausstrich, die sich der oben genannten Orientierung mit NW-SE-Streichen und Bergeinwärtsfallen anpassen. Anders aber ist die Orientierung in den kristallinen Dolomiten, die den äusseren Ost- rand der steil aufragenden Sierra formen; hier herrscht, wo Beobachtung möglich, die meridionale Streichrichtung, die gegen den Puerto Martinez zu die ganze Ausstrichbreite der Triasserie in sich einschliesst. Diese Anordnung der Schichten lässt auf ein die ganze Berggruppe umfassendes, konvex nordostwärts gerichtetes Umbiegen, ein weitgeschwungenes Antiklinal-Segment schliessen. Der nach SW gerichtete Abbruch der Sierra enthält dazu die innersten Schichten; die tiefsten Bänke repräsentieren das weitgeschwungene, bergwärts, also NE fallende Gewölbe einer solchen, nur in einem Teilstück entwickelten „Falte“ der Sierra de Alcaparain (Prof. 20a).

Diesen Verhältnissen entsprechend sollte auf der Nordostseite der Bergmasse die antiklinale „Rundung“, das periklinale Abfallen einer Falte erkennbar sein. Die ungeschichteten Dolomite und kleinere Störungen vereiteln eine einwandfreie Feststellung. Dahingegen ist da, wo der sich gegen Ardales wendende Arroyo Connejos das Dolomitgebirge verlässt (westlich Carratraca), im Aussenrand desselben eine Orientierung der Schichtlagen vorhanden, die mit dem Nordostabfall der Triasantiklinale in Zusammenhang gebracht werden kann (siehe die Streichmarken in Fig. 13).

Aus dem Gesagten kann sich somit ergeben: die Trias der Sierra de Alcaparain formt einen grossen nordostwärts absinkenden Antiklinaltorso, der fast durchgehend zu seiner betischen Umrandung in ausgesprochener tektonischer Diskordanz steht. Seine Umgrenzung ist als ein Überschiebungskontakt mit nachheriger

Verfaltung zu werten; reine Bruchbegrenzung ist immerhin auch vorhanden (Fortsetzung des Andrade-Bruches), doch nicht so sehr bestimmend, wie es das isolierte Aufragen des Kalk- und Dolomitberges erwarten lässt. Die Beziehungen zum vorgelagerten Penibetikum werden im Zusammenhang mit dieser Zone besprochen (p. 248).

Die Ursache der Ablenkung der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges durch den N-S-Verlauf der Sierra de Alcaparain ist schwierig zu erklären und dürfte auch komplexer Natur sein; unmittelbar daran beteiligt ist die Orientierung der Ostflanke der Triasstruktur des Gebirges; allgemein gesprochen mag eine gewisse tektonische Prädisposition vorhanden gewesen sein, indem die Orientierung im Bau der rondaïden Gebirgsteile hier eine andere war als die der betisch-penibetischen.

2. Die Sierra Prieta.

Mit dem Abschnitt der halsartigen Verengung, die das Triasgebirge beim Puerto Martinez erleidet, hängt der Kammabschnitt P. 803-Sierra Prieta-Puerto Chaparralejos mit der eben geschilderten Bergmasse zusammen. Die Bauweise ist hier bedeutend übersichtlicher. Von genanntem Passe (= Puerto!) bis in die Gegend von Yunquera ist im grossen und ganzen isoklinales ESE- bis SE-Fallen herrschend, oft ausgeprägten „slop dip“ formend und die ganze Schichtmächtigkeit bis an den nordwestlichen Bergfuss umfassend. Nur flachere Verbiegungen und kleinere Faltungen erschweren besonders in der Nähe des Kammes etwas die Übersichtlichkeit (flache Aufwölbung südsüdwestlich des Puerto Jácara). Eine Bruchbildung am Puerto Martinez, wie sehr man sie dort erwarten könnte, ist nicht vorhanden. Südlich des Gipfels der Sierra Prieta wird auf eine flache kuppelförmige Aufwölbung geschlossen (Prof. 22), die durch eine Bruchlinie, welche durch den Puerto Mogajores läuft, begrenzt wird. Weiter südwestwärts verunmöglichen die Dolomite des Tajo del Cabrilla die Erkennung der Baulinien, und eine unregelmässige Faltung mit teils steiler Schichtlage beherrscht die Kalke bei Yunquera (Arroyo del Sauce). Bei Besprechung der penibetischen Schuppen ist erwähnt (p. 254), dass die hellen Kalke des Gipfelplateaus und der NW-Abstürze des Tajo del Cabrilla, die dem triasischen Dolomit auflagern, als Tithon aufgefasst werden könnten. Unter diesen Kalken des Gipfelplateaus, die aber gerade hier sich wie eine durchlaufende, also triasische Dolomit-Kalk-Aufeinanderfolge ausnehmen, zeigt der weisse Kalk im Westabhang genannten Bergstockes eine deutliche Abbiegung nach Art eines Gewölbekopfes, der auf den Flysch der Zone Perella-Posilo überschoben ist (vergl. p. 202 und Prof. 21).

Als Gesamtheit formt der Abschnitt der Triaskette der Sierra Prieta eine durch Undulationen und etwelche Brüche beeinflusste südostwärts geneigte Kalkplatte. Umso mehr setzt es in Staunen.

wenn D. DE ORUETA die Sierra Blanquilla (d. i. der Gebirgsabschnitt mit dem Tajo del Cabrilla) als ein gutes Beispiel anführt für das Vorkommen der südwärts (d. i. gegen den Serpentinstock zu) überliegenden Antiklinalen (31, p. 487); sie wird als ein kambrisches, bruchbegrenztes Gewölbe mit kristallinem Kern dargestellt (Prof. 4).

3. Die Sierra de las Nieves.

Die tektonische Lage von Yunquera, wo sich der Gebirgskamm stark erniedrigt (Puerto Abejos, Puerto Chaparralejos), ist schon hervorgehoben (p. 195). Sie entspricht nicht nur einer orographischen Depression, sondern auch einer tektonischen. Darüber gibt weniger der innere Aufbau des Triasgebirges Aufschluss als die Lage der Überschiebung, mit welcher die Trias dem nördlich vorgelagerten Flysch aufliegt. Während diese Auflagerung am Fusse des Tajo del Cabrilla (beim Ursprung des Arroyo Perella) in ca. 1125 m liegt, ist sie in 1 km streichender Verlängerung, über dem Puerto Chaparralejos, noch in ca. 940 m, auf der Nordseite des Bergrückens sogar nur mehr in ca. 760 m zu beobachten; dabei liegt letztere Höhe freilich nicht mehr in der allgemeinen Streichrichtung. Aber auch aus der Breite, welche bei Yunquera das Dolomitgebirge gewinnt, ist der Rückschluss auf das südwestliche Gefälle der Gesamtmasse zu ziehen.

Das Gebiet, das südwestlich Yunquera sich in vielen Bergzügen nach dem Zentralpunkte der ganzen Serrania zu hinzieht, wurde keiner weiteren Aufnahme mehr unterzogen, und es beruht der Überblick nur auf kursorischer Exkursion. In den oberen Verzweigungen des Rio Horcajos und in den anschliessenden Kämmen der Sierra de las Nieves ist in der hier vorwiegend aus Plattenkalken sich zusammensetzenden Trias eine breitgespannte Antiklinale zu erkennen, die gegen E zu abfällt, nach W zu im Südflügel die schiefrigen Kalke der Torrecilla trägt und nordwärts, anscheinend etwas abbiegend, den penibetischen Tithonkalkschuppen des „Enamorados“ (P. 1783 m) und des Peñon de Ronda aufliegt (siehe Fig. 5). Der Überschiebungscharakter ist hier ausgesprochen; die Überschiebungslinie und mit ihr die auf ihr liegenden Strukturen sind hier wieder in einen merklichen westlichen Anstieg übergegangen (grösste Höhe der nordwärts austreichenden Überschiebungslinie der Trias ca. 1370 m).

4. Die Sierrezuela von Carratraca.

Abgetrennt von der Hauptkette der Rondaiden findet sich östlich deren Nordostende bei Carratraca ein kleines Dolomit- und Kalkmassiv, dessen Gesteine lithologisch vollkommen mit jenen der Hauptkette übereinstimmen. Es ist aber kein geschlossener Kalk- oder Dolomitstock, wie dies bei flüchtiger Übersicht erscheint, oder wie man nach früherer Kartierung als Kambrium (ORUETA) vermuten

könnte, sondern es setzt sich aus einem Hauptkamm, der eigentlichen fast N-S verlaufenden, dolomitischen Sierrezuela, und einer Reihe von Exklaven, die durch schmale Korridore schiefrig-kristalliner und quarzitischer Gesteine davon abgetrennt werden, zusammen (siehe Fig. 14).

Es ist dies eine kleine Berggruppe, deren tektonische Erklärung zu den schwierigsten Fragstücken des Cordillerenbaues gehört; sie ist auch durch mich jeweilen anders beurteilt worden, je nachdem ihre Gesteine in die betische Schichtfolge gestellt oder auf die benachbarte alpine Trias bezogen wurden; als endgültige Auffassung muss denn auch eine recht hypothetische Annahme gegeben werden. Dies sind teils die Gründe, weshalb in vorangehender tektonischer Beschreibung die Klärung des Baues dieses innerhalb tieferer kristalliner Schiefer auftauchenden kleinen Gebirgsstückes stets nicht einbezogen wurde; die Bekanntschaft mit dem Triasgebiet der Rondaïden setzt nun die Beurteilung der klippenförmig auftretenden, aber mit den kristallinen Schiefen eng verbundenen Gesteine in ein anderes Licht.

Der Hauptkomplex, bestehend aus vorwiegend weissen, grobkristallinen Dolomiten (auch Dolomitbreccien und blaugraue dolomitische Kalke), erhebt sich am Nordrand des Badeortes Carratraca aus der betischen Masse. Auf West- und Ostseite ist die steilgestellte Auf- resp. Anlagerung der betischen Gesteine (Ostseite: Harnische mit oxydischer Vererzung am Dolomit im Liegenden von Gneisen) feststellbar; nächst dem Bade-Etablissement erscheinen betische Schiefer mit Serpentin nischenförmig in Unebenheiten der Dolomit-Oberfläche hineingezwängt; westlich davon (Cimiterio) kommen Gesteine der Phyllit- und Alabeadas-Serie auf die 40—50° W fallenden Dolomitbreccien zu liegen. Um den massigen Dolomitstock des Bergrückens der Ermita (P. 669—686) legen sich im NE gutgebankte kalkige Dolomite (P. 704), welche einen steilen NW-Fall angeben (Fig. 14); ob nun der Hauptrücken der Ermita eine Antiklinalstruktur enthält, kann nicht sicher ausgemacht werden; nehmen wir solches an, so kann dieser Abschnitt der Sierrezuela als eine, wie die Hauptmasse der Rondaïden, von unten in den betischen Komplex hineingeschobene, mit ihr verschuppte Masse aufgefasst werden. Die Verhältnisse der nordwestlich anschliessenden Bergköpfe (P. 725, P. 695, P. 683 und P. 672) komplizieren aber diese Vorstellung in schwierig zu erklärender Weise. Das begleitende Teilkärtchen der Sierrezuela (Fig. 14) gibt eine Vorstellung von der vorhandenen und verwirrenden Durchdringung von Dolomiten und Kalken mit kristallinen Schiefen.

Folgende Hauptpunkte müssen daraus hervorgehoben werden. Zwischen den südöstlichen Dolomitkomplex der Ermita und einen nordwestlichen Kalkkomplex von Calinoria (P. 672, P. 658, P. 651) schaltet sich eine Art Mischungszone, die vom Arroyo Zahurda bis zur Landstrasse Carratraca—Ardales (bei km 16) durch die Sierrezuela zieht. Die Bezeichnung als Mischungszone ist nur ein Notbehelf

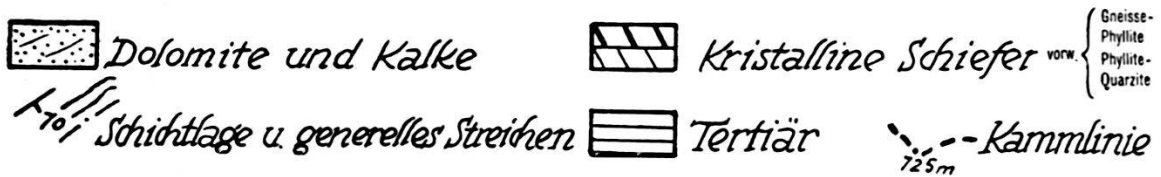
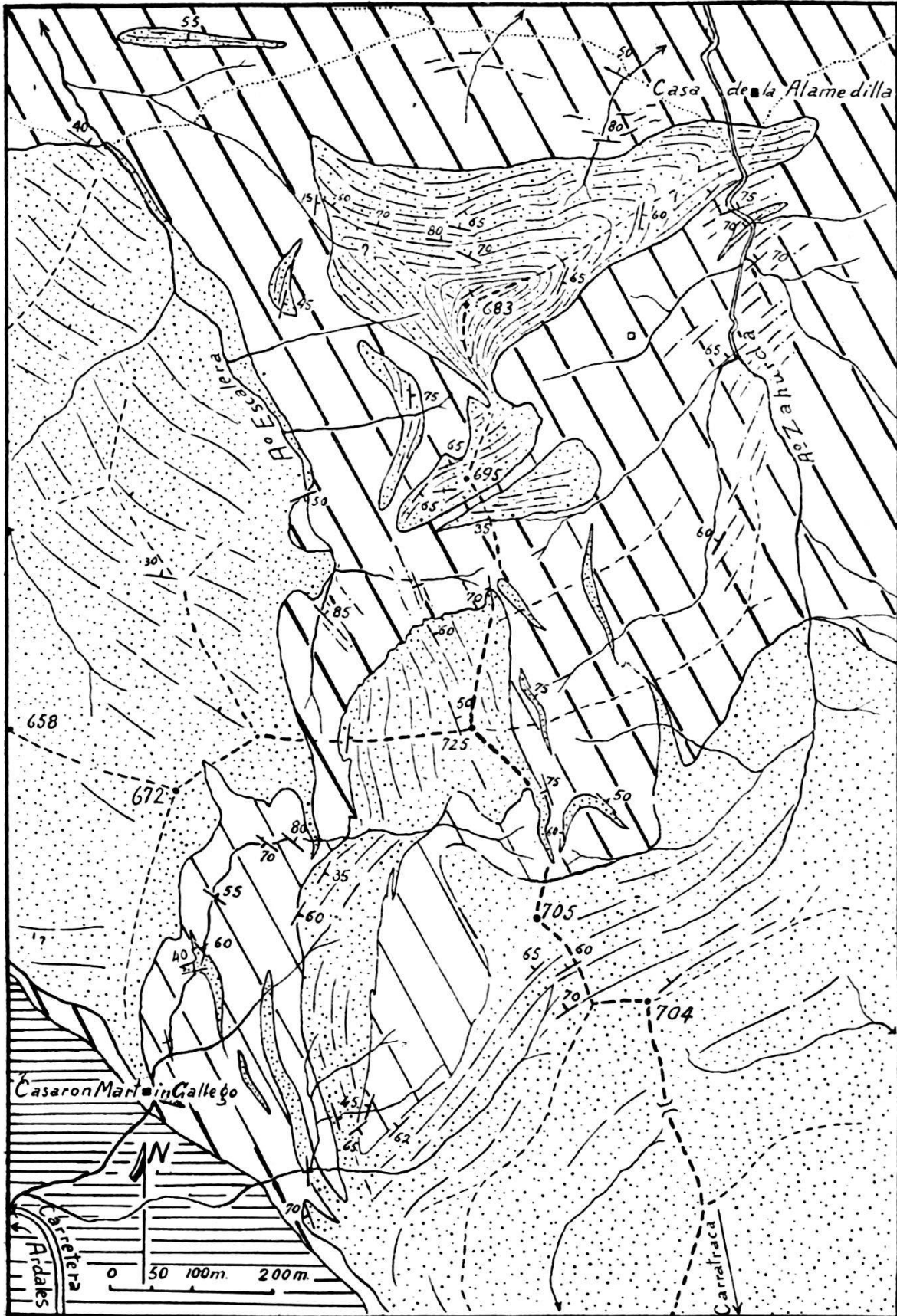


Fig. 14. Verteilung der Kalke und Dolomite im nordwestlichen Teil der Sierra de Carratraca.

und will andeuten, dass hier Gesteine von rundaïdem Triastypus und solche von betischem in schwer aufklärbarer Weise miteinander abwechseln. Auf der Seite von Carratraca (Runse bei Caserón de M. Gallego) schalten sich zwischen die grösseren Kalk-Dolomit-Serien Bänke von Quarziten, sericitischen Schiefen usw., welchen einzelne dünnere blaugraue Kalkbänke zwischenlagern; für einzelne Kalkzonen ist der Zusammenhang mit der Hauptmasse direkt verfolgbar. Auf der Seite der Arroyos Escalera und Zahurda fallen die vorwiegend auf den Gratrücken liegenden Kalk- und Dolomitvorkommnisse auf; einige derselben machen ganz den Eindruck kleiner Überschiebungsklippen, um so mehr, wenn wir sehen, wie z. B. nördlich unter P. 725 die steilgestellten Gneisschiefer in auffälliger Diskordanz zu den höheren Kalken des Bergrückens stehen. Der Bergkopf von P. 685 zeigt Strukturlinien, die an eine steil emporgefaltete Faltenumbiegung erinnern. Während somit die Lagerungsweise der Kalke und Dolomite und ihr unvermitteltes Einsetzen sehr an fremde Herkunft gemahnt, sind die Kontaktverhältnisse zu den umgebenden Schiefen nicht so, dass dies gefolgert werden kann. Die eben erwähnte kristalline Dolomitserie von P. 685 zieht z. B. nordostwärts gegen den Arroyo Zahurda und fügt sich dort in das Profil der tieferen kristallinen Schiefer, als ob sie ein Teil dieser Schichtserie ausmacht (Serie IV des stratigraphischen Prof. p. 60). Andere Kontakte von Carbonatgestein und Schieferserie zeigen weisse stengelig brechende Quarzite, Schichten, die mit Phylliten und Sericitschiefern anderwärts (z. B. bei Yunquera) auch in der alpinen Trias zu Hause sind. Daraus ergäbe sich wohl die Schlussfolgerung, die Gesamtheit der Gesteine der Sierrezuela inklusive die kristallinen Schieferzüge als rundaïde Trias zu erklären; dies stösst aber auf die undurchführbare Abgrenzung gegenüber den betischen Schichten im NE der Sierrezuela. Und gegen eine Einfügung sämtlicher Kalkvorkommnisse in die betische Serie — welcher Auffassung ich längere Zeit zugetan war —, spricht die komplette Analogie der grösseren Kalk-Dolomit-Komplexe zu den benachbarten Triasgesteinen der Sierra de Alcaparain. Höchstens einige isolierte Kalkvorkommnisse mögen in der betischen Serie zu Hause sein.

Nach dem Gesagten kommen wir also zu der wenig befriedigenden, weil nicht beweisbaren Auffassung, dass es sich in dem kleinen Kalk- und Dolomitgebirge von Carratraca um eine ganz intensive Verschuppung und Durchdringung von rundaïden, von der Hauptmasse vielleicht abgetrennten Gliedern, mit betischen Serien handeln dürfte; dabei ist natürlich vorauszusetzen, dass solche Bewegungen sich in grosser Tiefe vollzogen haben müssen (metamorpher Habitus der Gesteine). Nicht zum mindesten lässt sich aber auch der Charakter der Mineralquelle von Carratraca (Analyse in 31, p. 565; sehr geringer Sulfatgehalt, aber $10.35 \text{ cm}^3 \text{ H}_2\text{S}$), die im Kontakte von Dolomit und betischen Schiefen zutage kommt, besser mit einem Bezug

ihrer Stoffe aus der alpinen Trias, oder eventuell auch aus betischer Permo-Trias, in Zusammenhang bringen als mit einem solchen aus den tieferen Partien der kristallinen Schiefergruppe.

5. *Über die Beziehungen zu tektonisch analogen Einheiten.*

Das Vorkommen mächtiger alpiner Trias in der Umrandung der Sierra Nevada ist seit altersher bekannt. In den letzten Jahren hat dieselbe durch die Geologen der Delfter Schule (BROUWER, VAN BEMMELEN, ZERMATTEN, WESTERVELD u. a.) eine gründliche Bearbeitung und tektonische Gliederung erfahren. Die „alte“ Nevadatrias lässt sich nach den hervorragenden Forschungen dieser Fachgenossen in eine Dreizahl weitausholender Decken aufteilen, deren Trennung jeweils durch eine kristalline Basis ermöglicht wird; es sind dies die Alpujarriden von R. W. VAN BEMMELEN.

Durch Exkursionen in jenen Strecken konnte ich mich von der vollkommenen lithologischen Analogie der Trias jener Einheiten, welche in einzelnen Gebietsteilen zuvor dort auch dem „Archäikum“ eingeordnet worden war (Sierra Almijara und Sierra Tejeda), mit der Entwicklung der gleichen Formation in unserem Cordilleren-Abschnitt überzeugen. Teils gestützt auf die Arbeiten obgenannter Autoren, teils auf die Erkenntnis, dass die betische Masse in schmaler Zone sich auch über dem Deckenkomplex der Alpujarriden wieder zurückfindet (Zone von Cogollos Vega, 91, 92), versuchte ich schon früher eine kursorische Korrelation der Einheiten im Osten und Westen der Provinz Málaga zu entwerfen (93). Einen leitenden Ausgangspunkt findet eine solche in der tektonischen Analogie, welche die grösste Decke der Alpujarriden, die Lanjaron-Decke VAN BEMMELEN's, mit den nördlichen, eben durchgangenen Triasgebieten der Serrania de Ronda aufweist. In ihren nordwärtigen Teilen vorwiegend durch Kalke und Dolomite, der alpinen Triasfazies, aufgebaut, überlagert diese Lanjaron-Decke in ihrer wurzelnäheren Region mit einer ihr zugehörigen kristallinen Basis eine gleichartige tiefere Einheit (Lujar-Decke), wird aber ihrerseits von einer höheren, der Guajar-Decke, wieder überlagert, von der es meines Erachtens noch nicht ausgemacht ist, ob ihr grosse Selbständigkeit zukommt. Von diesen alpujarriden Einheiten setzt sich anscheinend allein ihre oberste, die Lanjaron-Decke, kräftig nach W fort; im Ostrand der Provinz Málaga, in dem steilen Abfall der Sierra Tejeda, tauchen mit starkem westlichen Axialgefälle die alpujarriden Strukturen unter die betische Masse (bei Alcaucin). Liegt es bei solcher Sachlage nicht auf der Hand, die aufs neue fensterförmig innerhalb dem Betikum zutage kommenden Triasstrukturen als das Homologon der Einheiten der Provinz Granada anzusehen? Ich glaube, die Frage unter diesen regionalen Gesichtspunkt gestellt, heisst sie schon in bejahendem Sinne beantwortet zu haben.

Herwärts, auf der Westseite einer zentral-malagensischen Depression, entspricht solcher Anordnung das unvermittelt rasche Aussetzen der Triasstruktur der Sierra de Alcaparain, deren Tendenz zum Abtauchen oben schon dargetan wurde; es kann als ein Faltenabfallen, das in einen flexurförmigen, plötzlichen Abbruch übergeht, gedeutet werden; um denselben legt sich mit gleicher steiler Schichtlage die betische Masse; in die grosse Depression zwischen Alpujarriden und Rondaïden lagert sich die Hauptmasse des Betikums.

Da die Lanjarondecke als die oberste Platte des alpujarriden Zusammenschubes auch am weitesten nach N reicht und sich über Strukturen tiefer liegender Einheit hinweglegt (Subbetikum?), ist es gegeben, die rondaïde Struktur zwischen Ardales und Yunquera — sie lässt sich übrigens südwestwärts ins Tal des Rio Genal bis Atajate weiter verfolgen (Fig. 1) —, die in ähnlicher Weise penibetisches Vorland überschiebt, mit der höchsten Alpujarride zu vergleichen. Ein wesentlicher Unterschied beider ist jedoch der, dass sich am Aufbau der Lanjaron-Decke Quarzite und bunte Schiefer, die nach VAN BEMMELEN der Basis der Trias angehören, beteiligen, während in den durchgangenen Rondaïden allein eine Kalk-Dolomit-Fazies alles aufbauend ist. Gerade die rein detritogene Trias hat es VAN BEMMELEN erlaubt, die Lanjaron-Decke in zwei grosse Teilschuppen zu zerlegen (sein „grijze en roode dekblad“); in den Rondaïden unseres Gebietes dagegen ist eine weit-ausholende Schuppung, trotz der grossen Mächtigkeit, nirgends erkannt worden. Ähnlich in beiden Triaskomplexen ist die Art der Innentektonik; hier wie dort weitgespannte Strukturen, dann wieder Strecken unübersichtlicher Regellosigkeit; das Fehlen eines kristallinen Untergrundes haben die Rondaïden gemein mit dem nördlichen Ausbreitungsgebiet der obersten Alpujarride, und es darf vielleicht daraus geschlossen werden, dass die kristalline Basis sich wie dort alsbald in der Richtung gegen S zu einstellt (siehe „Ergänzung“, p. 285).

Die mächtigste Decke der Alpujarriden besitzt im Ostrand der Sierra Nevada eine Spannweite von über 70 km; ihre grösste Überschiebungsbreite erreichte also zum mindesten diesen Betrag; in ihrer wurzelnahen Partie taucht die Trias der Lanjaron-Decke gegen das Mittelmeer zu ab, zuvor jedoch mit den übrigen Einheiten nochmals zu einem mächtigen WNW streichenden Gewölbe, der Lujar-Antiklinale VAN BEMMELEN's, sich aufbäumend.

Fragen wir nach analogen Bauverhältnissen im Querprofil der Serrania de Ronda, so drängt sich die Gegenüberstellung der Kalk-Dolomit-Kette der Sierra de Mijas-Sierra Blanca unbedingt auf (siehe Fig. 1). Die teils hochkristalline Kalk- und Dolomit-Antiklinale des genannten Bergzuges nimmt im Gesamtbild eine gleichartige Stellung ein wie das Gewölbe der Sierra Tejada-Almijara, das die absinkenden Bauelemente der Alpujarriden enthält. Dürfen wir,

wie in einer nördlichen Zone, also auch hier von homologen Bauteilen reden?

Nachdem ich im Jahre 1927 die grossen Schwierigkeiten einer Herauslösung der mit dem kristallinen Gebirge mancherorts so innig verbundenen kristallinen Kalk- und Dolomitserie nicht überwinden zu können glaubte (78, p. 95), stellte ich 1928 die Verallgemeinerung der Triasnatur aller mächtigeren Kalkmassen innerhalb des Betikums als eine notwendige Schlussfolgerung hin (84, p. 361). Und in der Tat ist die tektonische und lithologische Analogie der Carbonatgesteine im N und S der Serrania de Ronda so frappant, dass man füglich von einer nördlichen und südlichen Zone der Rondaïden sprechen darf. Ein Einfügen der Gesteinsserien beider Ketten in eine verschiedene Formationseinheit, wie das durch die Zuteilung der Gesteine der Sierra de Mijas-Blanca in das Kristallin und jener der nördlichen Ketten ins „Kambrium“ durch MICHEL-LÉVY-BERGERON und D. DE ORUETA zum Ausdruck kommt, erscheint nicht gerechtfertigt. Der Unterschied der Formationen ist nur ein gradueller, indem im Süden der Grad der Metamorphose ein höherer ist. Auch ist hier die Durchwirkung mit Eruptivmaterial ausgesprochen, während sie im N sozusagen fehlt; eine Ausnahme bildet allein die andernorts schon erwähnte Schuppe des Robledal (84, p. 363). Des weiteren zeigt der Süden stellenweise Durchsetzung mit Amphiboliten eruptiver Herkunft, die die schönsten Kontaktwirkungen erzeugt haben; sie fehlen den nördlichen Rondaïden und repräsentieren vielleicht eine ältere Tiefenfazies der ophiolithischen Intrusion. Von diesen Amphiboliten müssen aber wahrscheinlich solche abgetrennt werden, die sich als dünne Lagen in den kristallinen Schiefern, die die Trias begleiten, finden; sie machen einen Teil der Trias aus und finden sich auch reichlich eingeschaltet in kristallinen Schiefern, die der Lanjaron-Decke angehören (Sierra Tejada). (Siehe auch Kap. „Ergänzung“.)

Eine Verbindung zwischen nördlichen und mediterranen Teilen der Rondaïden, wie dies bei den Alpujarriden durch die holländischen Geologen (VAN BEMMELEN, ZERMATTEN) Schritt für Schritt verfolgt ist, kann leider als Stütze der Zusammengehörigkeit nicht ausgeführt werden, da das überlagernde Betikum den Unterbruch vollständig macht. Wir können uns, vorläufig wenigstens, nur an die angeführten Gesichtspunkte des Vergleiches halten, die, wenn auch in Form der Hypothese, sehr für den tektonischen und stratigraphischen Zusammenhang nördlicher und südlicher, aber ebenso sehr östlicher und westlicher Dolomit- und Kalkgebirge der Provinz Málaga sprechen.

III. Über die tektonische Position der ophiolithischen Intrusiva und das Alter der Intrusion.

Von dem ausgedehnten Areal der basischen Intrusivmassen (siehe p. 92 ff.), die den zentralen und westlichen Teil der Serrania de Ronda resp. das Betikum durchsetzen, fällt nur ein geringer Teil innerhalb unseren Gebirgsabschnitt; dementsprechend soll deren tektonische Position hauptsächlich auch nur unter Bezugnahme auf die Serpentinzone Sierra de Aguas-La Robla-Joro erörtert werden und dabei die Beziehungen zu den einzelnen Formationen, zu alpiner Trias, zu den betischen Schiefern und zu Tertiärsedimenten, für sich einzeln betrachtet sein. Nur insofern für die Lösung mancher noch nicht aufgeklärter Fragen ausserhalb des Gebietes Beobachtungen gesammelt wurden, sollen dieselben berührt werden.

1. Beziehungen der Ophiolithica zur alpinen Trias und den betischen Schiefern.

Kennzeichnend für den nordöstlichen Teil der Serrania de Ronda ist die Tatsache, dass die basischen Intrusiva ohne Ausnahme innerhalb des Betikums liegen und nirgends, von Yunquera bis Carratraca, eine Spur derselben die Gesteine der alpinen Trias durchsetzt, obwohl viele Gesteine derselben durch ihre starke Klüftung der Durchsetzung mit Eruptivmaterial einen offenen Weg geboten hätten. Die zum Teil wenig mächtigen Serpentinstöcke längs der Sierra Prieta nähern sich oft den Carbonatgesteinen bis auf Handbreite, wobei meistens im Saum beider noch ein schmales Band stark verwitterter kristalliner Schiefer sich zwischenschaltet.

Nur vereinzelt sind die Fälle, wo ein direkter Kontakt von Trias und Serpentin wahrgenommen werden kann. Die Umgebung von Yunquera bietet dafür die besten Beobachtungspunkte; der schon genannte Kalkkeil am Rio Grande bei der verlassenen Fabrica de los Paños, sowie die Aufschlüsse am Puerto Las Bañas sind von Belang. An beiden Orten liegt ein grobkristallines Gestein vor, am ersteren mehr kalkig, am letzteren mehr dolomitisch. Weder an der einen noch an der anderen Stelle ist der Schluss, dass ein primärer Eruptivkontakt vorliegt, eindeutig, denn Kontaktminerale konnten nicht erkannt werden und die Kristallinität der Gesteine kann ja auch auf dynamometamorphe Umwandlung zurückgeführt werden. An beiden Orten finden sich, abgesprengt von der Hauptmasse der Kalke resp. Dolomite, einige seltene Gesteinsstücke mitten im Serpentin (ca. 10—20 cm vom Kontakte); aber auch diese zeigten keine Kontaktwirkung, insofern als Neuminerale darin vorhanden wären; nur eine gut ausgebildete Kristallinität kann auf eine rein thermische Einwirkung schliessen lassen; dass aber eine solche

auf die ganze Schichtdicke, die sich kristallin vorfindet, sich ausgewirkt haben sollte, kommt mir nicht sehr plausibel vor.

Stützen wir uns somit auf die Verhältnisse allein in unserem Kartengebiet, so könnte gefolgert werden, dass die Ophiolithe allein ein dem Betikum zugehöriges Glied sind und mit demselben durchwegs passiv überschoben worden sind. Der für gewöhnlich stark kataklastische Habitus des Serpentin ist mit solcher Vorstellung im Einklang. Abgesehen von der nicht eindeutigen Kristallinität der triaszugehörigen Gesteine gibt es also in der östlichen Serrania de Ronda Beobachtungen, die anzeigen können, dass die Peridotitintrusion überhaupt keine ursprünglichen Beziehungen zu den Rondaäiden besitzt.

Eine derartige, bestimmt formulierte Einstellung zur Frage wird aber durch die Beobachtungen ausserhalb des Kartengebietes zu nichte gemacht. Ohne hier des weiteren auf jene Verhältnisse näher einzutreten, sei deren Tatbestand dahin festgelegt, dass eine Intrusion der Ophiolithica in Gesteine, welche als von rondaäider (triasischer) Zugehörigkeit zu erachten sind, unzweifelhaft ist. In einer Mitteilung über den Deckenbau der zentralen Serrania de Ronda erwähnte ich 1928 (84) die Lagerungsbeziehungen von Serpentin und metamorphen Triasgesteinen nächst dem Puerto Robledal, allwo die weissen, kristallin-dolomitischen Kalke eine Umwandlung in Ophicalcit erlitten haben und dieser eine intensive Vererzung aufweist, die bei starker Zunahme des Erzgehaltes (Magnetit) in den einheitlichen Serpentinstock überleitet. Ophicalcite, die ihre Entstehung der Einwanderung des basischen Magmas in die Kalk- resp. Dolomitgrundmasse zu verdanken haben, fand ich auch in der Sierra de Cártama; und in die gleiche Reihe der Erscheinungen gehört auch die Kontaktwirkung im Verband mit amphibolithischen Gesteinen, an den metamorphen Kalken und Dolomiten der Sierra de Mijas und Sierra Blanca in der Südkette, wenn auch von letzteren Strecken anzunehmen sein dürfte, dass die die Umwandlung bewirkende Intrusion eine ältere Tiefenfazies darstellt. Insbesondere D. DE ORUETA's eingehende Untersuchungen über die beobachteten Gesteinsmetamorphosen der Sierra Blanca sind von erstem Belang (31, p. 440); metamorphe Dolomite, die nach lithologischer Analogie mit den triasischen unseres Gebietes zusammenzubringen sind, enthalten mehr als ein Dutzend Kontaktminerale und zeigen dabei eine zusammenhängende Reihe von normalem Gestein bis zu vollkommen vergreistem Kontaktmarmor; nicht ausser acht zu lassen ist aber der Umstand, dass für diese hochgradige Metamorphose der Serpentin resp. sein ursprüngliches Magma nirgends aufgeschlossen ist; auch ist der Frage was rein regional metamorphe event. ältere Umwandlung ist, nicht näher nachgegangen worden.

Mögen die Verhältnisse der Südküste auch nicht ohne weiteres auf unsere nördliche Kette übertragbar sein, so ist es besonders

doch die Beobachtung am Puerto Robledal, welche die zuvor angedeutete Möglichkeit rein mechanischen Kontaktes zwischen Serpentin und alpiner Trias der nördlichen Rondaïden anders zu beurteilen zwingt. Basische Intrusionen müssen sich vollzogen haben nach der Herausbildung stark gestörter mechanischer Kontakte zwischen betischen kristallinen Schiefern und der Trias; man darf sich vielleicht vorstellen, dass in südlicheren, tieferen Zonen, die Intrusion basischen Magmas sich schon vollzogen hatte, diese Teile dann aber später passiv noch weiter nach Norden wanderten, so dass wir im Süden Primärkontakt, im Norden mehr nur mechanischen Kontakt zwischen Eruptivgestein und rondaïden Sedimenten vor uns haben.

Unbestimmt möchte ich noch die Frage lassen, ob die starke Kristallinität, die für ein mehr mediterran gekehrten Teil der Rondaïden angeführt wurde, wirklich auf Rechnung thermischer Wirkung, ausgehend von den Ophiolithen, oder aber auf zuvor von Einfluss gewesene dynamometamorphe Umwandlung zu setzen ist. Die regionale Verteilung kann einigermaßen für den ersteren Fall sprechen, denn der Übergang von kristalliner Trias in weniger und nicht kristalline Gesteine vollzieht sich mehr oder weniger parallel zur Erstreckung des Eruptivstockes und die kristallinen Partien sind im allgemeinen diesem zugekehrt; nicht aber ist die Kristallinität dort am grössten, wo die Eruptivstöcke am bedeutendsten sind; dies kann aber mit Verteilung von Dolomit und Calcit in Zusammenhang stehen; übrigens gibt es aber auch hochkristalline Dolomite auf der dem Eruptiva haltigen Betikum abgewandten Bergseite der Hauptkette (Turontal).

Einfacher ist die Beurteilung der tektonischen Position der Ophiolithica gegenüber den betischen Schiefern, die ja allüberall die Hüllgesteine derselben ausmachen. Dass dieselben, besonders mehr im Nordosten ihres Verbreitungsgebietes vorzüglich in tieferen Serien des Betikums sich einlogiert haben, ist schon erwähnt worden; gegen die Hauptmasse des Batholithen zu ist wahrzunehmen, dass die Eruptiva in höhere Gesteine hinaufgreifen (bei Tolox bis zu den Kalken der Alabeadas-Serie), von welchen sie zwar auch bei Carratraca und Casarabonela nicht weit entfernt sind. Aus der zentralen Serrania beschreibt ORUETA (31, p. 429) eingehend ausgeprägte Kontakthöfe in den kristallinen Schiefern, wobei aber die Frage des regionalmetamorphen Zustandes jener Schiefer vor der Intrusion nicht hinreichend berücksichtigt worden zu sein scheint.

2. Beziehungen der Ophiolithica zur Flyschformation.

Solche können nach der allgemeinen gegenseitigen Lage und aus dem unmittelbaren Kontakte beurteilt werden. Obwohl einzelne Serpentinmassen anscheinend aus dem Flyschgelände hochaufragend hervortreten, sind Aufschluss gebende Anrisse recht spärlich. Im

südlichen Steilabfall der Sierra de Aguas ist feststellbar, dass Tone, Mergel und Sandsteine der unmittelbar flankierenden Flyschzone gegen den Serpentinstock zu einfallen, teils unter denselben hineinfallen, also anscheinend von demselben abgeschnitten werden (Prof. 18). Nächst der Strasse von Alora nach Carratraca (bei km 7, km 9 und oberhalb km 11 am Arroyo Savinal) können diese Aufschlüsse wahrgenommen werden, wobei zwar nicht bei jedem der direkte Kontakt blossgelegt ist. Der beste dieser prinzipiell belangreichen Kontakte nächst dem kleinen Rancho Savinal sei hier wiedergegeben. Vom steilaufragenden Berggehänge (N) ausgehend, konstatiert man:

schwarzgrüner, integrer Serpentin, schön gebankt, NE fallend;
 dünner Saum (wenige cm) mylonitisierten Serpentin, stark schiefrig und voller glänzender Harnische;
 krümeliger, grünbrauner Tongrus (5—10 cm), gleichfalls voller Rutschflächen und von Serpentin Staub durchsetzt; übergehend in grauen, harten Mergelton, splittig brechend; darin linsenförmig eingeschaltet ein dunkler harter Sandstein mit oxydischer Anwitterungsoberfläche; die sedimentären Gesteine fallen unter den Serpentin ein.

Eine kontaktliche Beeinflussung konnte weder in Gesteinen des Profils von Savinal noch anderwärts unter dem Mikroskop erkannt werden. Die dafür erst verdächtigen harten Mergeltone können kaum als gefrittete Gesteine angesehen werden, denn diese geringe Veränderung stände in keinem Verhältnis zu dem nach ORUETA in betischen Schiefen erzeugten, granatführenden Kontakthof. Der Aufschluss ist vielmehr so zu erklären, dass eine schichtförmige Auflagerung des Flysch vorhanden ist, dieser und das Eruptivgestein aber durch spätere Faltung miteinander verfaltet wurden. Da diese Deutung auch mit anderwärts gewonnenen Ergebnissen — die übrigens auch der Auffassung ORUETA'S entsprechen — übereinkommen, kann das Alter der Intrusion als älter als die angrenzenden Flyschsedimente gelten.

Dermaßen tut sich nun aber die Frage auf, ob die Flyschsedimente wirklich die über den Eruptivstock hinweggreifende Ablagerung darstellen. Im zutreffenden Falle sollte doch zum mindesten eine Einstreuung von Serpentinmaterial in die transgredierenden Sedimente feststellbar sein, wie solches auch reichlich in die klastischen Miozän- und Pliozänsedimente aufgenommen wurde. Aber weder makroskopisch noch mikroskopisch konnte in den unmittelbar benachbarten Gesteinen (Sandsteine und tonige Schichten) auch nur das geringste Anzeichen von aufgearbeitetem Serpentin erkannt werden; winzige opake Masse und spärlicher Glauconit waren höchstens fassbar. Man kommt also zum Schlusse, dass der Serpentin entweder äusserst wenig Detritus lieferte (?), oder dieser nach einer anderen Seite zu sedimentiert wurde, oder aber, dass das transgredierende Sediment

überhaupt nicht mehr im Aufschlusse vorliegt — der dann wohl rein mechanisch wäre —, sondern dem voreozänen Abtrag zum Opfer fiel; bemerkt sei, dass aber auch in den kleinen Kreideresten des Betikums kein Serpentinmaterial aufgefunden wurde.

Auf Rechnung des mechanischen Kontaktes zwischen Flysch und Serpentin müssen wir auch die für sich recht auffälligen Lagerungsbeziehungen beider setzen, wie sie sich verschiedenenorts bei Überblick ergeben. So sehen wir die im Flysch erkennbare kleine Falte, die südlich der Fahrstrasse längs der Sierra de Aguas E-W zieht, in ihrer Verlängerung über den Arroyo Mortija hinweg an der süd-wärtigen Ausbuchtung des Aguas-Serpentin absetzen. Hier wie auch bei der an anderer Stelle schon erwähnten Flyschexklave am Arroyo de los Pinos (s. p. 196) muss starke Faltung herbeigezogen werden (hinreichende Aufschlüsse fehlen), um dieses Nebeneinander zu erklären.

3. Zur Frage der Altersbestimmung der peridotitischen Intrusion.

Betrachten wir die Gesamtheit der basischen Intrusiva als eine geschlossene Einheit, lassen also eine eventuelle phasenförmige Gliederung des Intrusionsvorganges ausser Betracht, so ist durch die voran angeführten Feststellungen das Alter der Intrusion innerhalb sehr weiten Grenzen festgelegt. Die untere Grenze ist gegeben durch die kontaktliche Beeinflussung der alpinen Trias, wie dies bei Auffassung der mediterranen Kalkketten als alpine Trias sich ableitet; für unser Gebiet im besonderen bleibt die Schuppe des Robledal von ausschlaggebender Bedeutung und könnte das posttriasische Alter allein in Abrede gestellt werden, wenn jene in den kristallinen Schiefen des Betikums liegende Kalkdolomitlamelle nicht zur unmittelbar benachbarten alpinen Trias des Cascajares gerechnet würde (s. Taf. XXX, 84); solche Annahme wäre aber viel mehr erzwungen, als die voraussetzende Zusammengehörigkeit der auf wenige Meter benachbarten Carbonatgesteine und darf deshalb das nachtriasische Alter der grossen Intrusion als gesichert gelten. Eine Bezugnahme auf permo-triasische Sedimente des Betikums kann nicht stattfinden, da ein Zusammenkommen nirgends angetroffen wurde.

Das Fehlen eines Kontaktes am Tertiär und die Auflagerung resp. Anlagerung der Flyschmergel auf und an den Serpentin setzt die obere Grenze der Intrusion in eine voreozäne Periode, dies natürlich sich stützend auf die noch nicht vollkommen abgeklärte Stratigraphie der Tertiärsedimente. Genauere Bezugnahme auf die Kreide oder den Jura ist aus Kontaktverhältnissen ebenfalls nicht abzuleiten, da keine Berührung mit diesen Formationen vorhanden ist; keine derselben zeigt auch irgendwo die geringsten Reste klastisch beigemengten Serpentinmaterials.

Eine anders eingestellte Überlegung, von tektonischen Erwägungen ausgehend, könnte das vortertiäre Alter in Frage stellen. Zu beachten ist nämlich, dass die Triasschuppe des Robledal sowie die Opicalcitbildung in südlicheren Triasvorkommen anzeigen, dass das Eruptivmaterial den tektonischen Kontakt durchsetzt, der sonst zwei übereinanderliegende Einheiten trennt. Da nun die Flyschgesteine im Nordrand an den tektonischen Störungen beteiligt sind (die Rondaïden überschieben ja den penibetischen Flysch), wäre zu schliessen, dass die Intrusion jünger ist als die Entstehung der Überschiebungen am Nordrand. Die Schlussfolgerung ist aber nicht stichhaltig, denn die Störungen im Süden, und in grosser Tiefe, können älter sein als die Aufschiebung der Rondaïden auf den penibetischen Flysch, welcher Vorgang einer Nachphase der paroxysmalen alpinen Deckenbildung angehören dürfte (Einwicklungsphase).

Aus den in verschiedener Richtung weisenden Indikationen für Festlegung des Alters der grossen Peridotitintrusion ist somit nur eine recht hypothetische Ableitung über den Gesamtvorgang möglich; am ehesten mit denselben im Einklang steht eine Vorstellung, die annimmt, dass der Beginn der Intrusion in das Ende des Mesozoikums fällt, und zwar in einer grossen Tiefe und noch in mehr südwärtiger Lage, dass dieselbe vielleicht später nochmals reaktivierte (alpin paroxysmale Phase) und deren Material dann im Betikum weiter nordwärts getragen wurde.

Die ophiolithischen Gesteine der Alpiden werden gewöhnlich in alte und junge Intrusiva geschieden. Bis anhin galten die basischen Gesteine der Serrania de Ronda als zur älteren Gruppe gehörig. G. STEINMANN stellt neuerdings (69, p. 38) die Rondagesteine zu den vorpermischen Intrusionen und glaubt, dass sie mit den jüngeren Ophioliten der Alpen und des Apennin nicht zu vergleichen sind, die auch weniger oft so gewaltige Batholite formen — die Dimensionen des Malencoserpentins formen zwar ein Analogon! — wie jene des Rondagebirges. Diese Zuteilung zu vorpermischen Intrusionen geht auf deren Klassifikation durch D. DE ORUETA zurück, dessen Argumentation (31, p. 150) hier noch besondere Erwähnung finden muss. Genannter Forscher hält die Intrusion für vortriasisch, und zwar am ehesten für herzynisch oder gar älter, da er die Minerale der basischen Eruptiva wie Olivin, Pyroxen und Spinell in der Grundmasse der triasischen Klastika (unsere Permo-Triassandsteine und Konglomerate) festgestellt hatte (Rio Verde, Rio Guadaiza). Vergeblich bemühte ich mich auf meinen Wanderungen ausserhalb des Kartengebietes in wirklichen Permo-Triassgesteinen eine Spur von Serpentin zu entdecken¹⁾. Es liegt mir natürlich ferne am Tatbestand

¹⁾ Auch eine Durchsicht von ORUETA's reicher Gesteinssammlung im Instituto geologico in Madrid führte zu keinem bestimmten Ergebnis, da dessen Handstücke dort nicht mehr vollständig anwesend waren. Ein „conglomerado

der genannten Mineralbeimengung irgendwelche Zweifel zu hegen; wie die anderen Ergebnisse sich aber darbieten, muss die Herkunft dieser Minerale aber anders gedeutet werden, was, da vor der permischen Überdeckung ein tiefgreifender Abtrag stattfand, während welchem die Aufbereitung solcher Minerale vor sich gehen konnte, nicht allzuschwer erklärlich ist (amphibolitische Intrusiva des Betikums!). Wenn ich also dazu gelange ORUETA's „Komponentenfrage“ skeptisch aufzunehmen und das darnach gefolgerte hohe Alter der Peridotitintrusion abzulehnen, so zwingt dazu gerade auch die Aussage genannten Forschers, wenn er sagt, dass die Kalkserie der Torecilla die kontaktliche Beeinflussung durch ihre Dolomitisation dartut (p. 257), also gerade eine Schichtgruppe, die durch ihre neuen *Rhynchonellenfunde* ihr Triasalter bezeugt. Noch sind die Fragen, die sich an die betischen Ophiolithica knüpfen, wenn auch durch das Hinzu kommen der neuen tektonischen Gesichtspunkte bereichert, noch lange nicht abgeklärt; wenn ORUETA zu seiner Auffassung die Bemerkung fügt: „es de esperar que otros vengan despues de copiar datos que permiten resolverla (la cuestión) mejor“, so gilt dies auch von den neuen Ableitungen.

IV. Der Bau des Penibetikums.

Wir haben die geschlossene Masse des Betikums durchgangen und festgestellt, dass ausser dem transgredierenden Tertiär nur wenige Reste mesozoischer Formation dieselbe bedecken, und dass diesen Relikten keine tektonische Selbständigkeit zukommt. Dies ändert im Nordsaum des paläozoischen Rumpfes, woselbst in zusammenhängender Zone sich die mesozoischen Formationen einstellen und von hier ab, soweit feststellbar, den ausschliesslichen Bauteil der Gebirge ausmachen. Diese Hülsedimente des Betikums und die von ihm gebildeten Bauformen, die einen ihnen eigenen Stil aufweisen, nennen wir das *Penibetikum*.

evidentemente posterior a la erupcion“ (Sammlungsnotiz) vom Rio Verde, also der Gegend, woher die Ophiolithica führenden Triasgesteine herkommen sollten, wird als zweifelhafte Trias oder eventuell Tertiär angesehen; ich zögerte keinen Augenblick, diese reichlich Serpentincomponenten enthaltende Breccie als pliozän oder besser altdiluvial anzusehen. Da dieses Gestein sehr gewöhnlich auch den kristallinen (alpin-triasischen) Dolomit enthält, gleich wie solches ORUETA auch für Trias (Permo-Trias) von Torre Blanca erwähnt (p. 354), was ich jedoch nicht feststellen konnte, so liegt der Schluss nahe, dass etwa eine Verwechslung mit jüngeren Bildungen vorliegen könnte und teils solche in die permo-triasische Serie gestellt wurden. Übrigens erwähnt ORUETA bei Beschreibung seiner Triasgesteine Serpentin als Komponente („cantos rodados de serpentina empotrado en el cemento“ [p. 354; Rio Verde]), während auffälligerweise bei Ableitung des Alters hauptsächlich nur auf die Feststellung der schon genannten Minerale (p. 156) Gewicht gelegt wird.

Dessen Dreigliederung wurde schon angeführt. Eine interne Zone baut sich auf entweder 1. aus einem unmittelbar den paläozoischen Formationen auflagernden Sedimentband, oder 2. aus einer Serie stark gestörter schuppenförmiger Strukturen, die dem Betikum resp. den Rondaïden entweder direkt vorgelagert sind oder dieselben unterteufen. Eine mediane Zone umfasst die Falten-schar, die im Querprofil des Guadalhorce sich erhebt und ostwärts gegen das Becken von Granada zieht. Eine dritte, externe Zone ist das Analogon zur vorangenannten und umfasst die Falten, die südwestwärts gegen Ronda zu zur Entfaltung gelangen.

Um die Lagebeziehung einzelner Einheiten kurz ausdrücken zu können, habe ich schon früher einige Ausdrücke (citrabetisch, infrabetisch etc.) vorgeschlagen (78, p. 499); sie beziehen sich auf die Lage gegenüber dem Haupttrumpfe, dem Betikum; das Schema der Fig. 15 erläutert ihre Bedeutung und Verwendung.

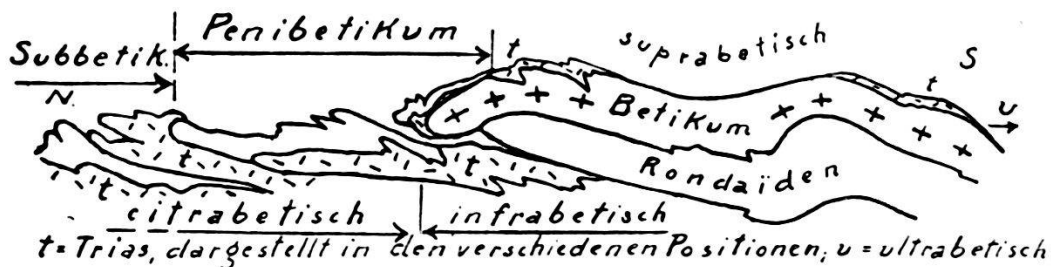


Fig. 15. Schema für die Terminologie.

Die Besprechung des Baues des Penibetikums wird so angeordnet, dass das beste Querprofil der ganzen Zone, der Durchbruch des Rio Guadalhorce durch die Bergkette den Ausgangspunkt bildet und von dort dann, nach Erledigung der östlich davon gelegenen Gebirge, nach dem westlichen Gebietsteil zurückgekehrt wird.

1. Das Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches.

In einer sehr pittoresken Felsschlucht, die gewöhnlich als „Chorro“ bezeichnet wird, durchsetzt der Hauptfluss der Provinz, der Rio Guadalhorce, die Kalkketten, die in diesem Abschnitt die grössten Höhen tragen.

Auf eine Querstrecke von ca. 4 km besitzt der Fluss zwischen der nördlichen Hochebene und der südlich folgenden Talweitung (Hoya de Málaga) ein Gefälle von ungefähr 120 m, welches wasser-krafttechnisch ausgenützt wird¹⁾. Die Schlucht, die sich im Nord-

¹⁾ Der sogenannte „Pantano del Chorro“ staut in ca. 290 m (max. Stauhöhe ca. 340 m) den Rio Turon; ein tieferes, kleineres Staubecken staut den Guadalhorce bei Tunnel V in ca. 280 m; die Kraftstation liegt im Südausgang der „Chorro-Schlucht“ in 185 m. Die Krafterzeugung beläuft sich angeblich für das obere Werk (Tunnel V) auf 1100 HP, für das untere (El Chorro) auf 3000 PS. Das

und Südabschnitt auf ein nur ganz schmales Cañon verengert, ist durch die harten Jurakalkbänke bedingt, deren jähes Aufstreben durch die steile Schichtlage noch erhöht wird. Landschaftlich und geologisch-morphologisch gehört diese Klus zu den meist anziehenden Reizen, welche die Cordilleren zu bieten vermögen. Nach ihrer Entstehung handelt es sich nicht um eine Antezedenz, wie bei den Juraschluchten der Schweiz (Areuse, Birs), sondern es liegt ein Fall von Epigenese vor, verursacht durch Supposition von Konglomeraten. (Vergl. p. 229.)

In geographisch beschreibender Literatur wurde ihr schon oft Erwähnung getan und die ältesten geologischen Abhandlungen beschäftigen sich mit ihr; insbesondere sind es die Ausführungen von KILIAN und BERTRAND und 27 Jahre später jene von D. DE ORUETA, welche das Querprofil besprechen und ist deshalb auf die darauf beruhende frühere Kenntnis wiederholt zurückzukommen.

Da alle Angaben sich stets auf die Bahnlinie Cordoba-Málaga beziehen, die in einer Serie von Tunnels die Schlucht durchsetzt, dienen diese auch im Folgenden zur Orientierung; obwohl etwas ausserhalb der Profiltracés gelegen sind sie in die Profile 15 und 15a projiziert.

a) Die eigentliche Chorro-Schlucht zwischen Tunnel IX und den „Gaitanes“ (Prof. 15).

Im Südeingang von Tunnel IX verschliesst sich anscheinend der ganze Talweg. Hochaufstrebend ragen die weiten Plattenschüsse der weissen Tithonkalke und formen die scharfe Gratkante, die gegen die Sierra de Huma gegen ENE hinanzieht. Längs Bruchkontakt stossen an den Kalkwänden die roten und blass grünlich-weissen Mergelkalke der Kreide ab; sie sind im wesentlichen gleich orientiert wie die Tithonserie (Str. $75^{\circ}/85^{\circ}$ S), in sich, wie stets die Kreide, wellig verbogen und formen eine isoklinale Schichtreihe, nicht ein regelmässiges „Juragewölbe“, wie dies ORUETA zur Darstellung bringt (31, Prof. 5, 61). Als eine imposant steilgestellte Bankserie, den engsten Teil der Schlucht formend, schwingen sich die hellen Jurakalke in die Höhe (Tunnel IX); einer ansehnlich rückgewitterten Kerbe entsprechen die weniger resistenten Knollenschichten des unteren Tithon (mittlere Knollenschichten); Ausbruch der tieferen

bis Ardales hinaufreichende Staubecken des Rio Turon soll maximal über 86 Millionen m³ enthalten; gegen Ende des Jahres, am Schlusse der Trockenzeit, läuft dasselbe gewöhnlich leer und wird zur Vermehrung der Kapazität nunmehr an der Zuleitung des Rio Guadateba durch einen Stollen in das Staubecken gearbeitet.

Als Chorro-Schlucht wird hier stets die Durchbruchsschlucht des Guadalhorce verstanden; sie ist durch den längs den Felswänden angebrachten Weg (Camino del Rey) leicht zugänglich gemacht. Chorro = Wasserstrahl, allgemein = schnell fliessendes Wasser.

Schichtbänke und Erhaltung der höheren schneidet aus den hochanstrebenden Felskolonnen tiefe, fensterförmige Nischen.

Auf diesen eindruckweckenden Schluchtteil folgt im Nordausgang von Tunnel IX das weit sich öffnende Gelände des „Hoyo del Chorro“ (Fig. 6). Es ist der Triaskern der aufrecht gestellten Antiklinale, deren Südschenkel wir eben durchgangen haben. Die tektonische Bedeutung der Triasklaven mitten zwischen den Jurakalkgraten wurde von allen, die sich mit der Geologie der Chorro-Schlucht abgaben, richtig gedeutet, ihre Ausdehnung aber unterschätzt (s. ORUETA's Karte). Der Antiklinalkerncharakter des Triasaufbruches wird durch ein kleines, in den Gypslagen deutlich geformtes Gewölbe (8, Fig. 6) besonders deutlich hervorgehoben. Dem Weiterstreichen des Triasaufbruches gegen ENE steht auf der anderen Flusseite ihr Untertauchen unter die Kalkwand des Tajo del Almorchon, die der nordwestwärts abbiegenden Kalkserie des Schluchtteiles entspricht, gegenüber; hier fallen die Kalke mit ca. 23° gegen SW ein und tun dadurch dar, dass in dieser Richtung das Trias-Jura-Gewölbe abtaucht und somit die ganze Falte der Sierra de Huma rasch absinkt.

Dem steilgestellten Südschenkel dieser Falte steht aber kein einigermaßen erhalten gebliebener Nordschenkel gegenüber; die übrigen Gebirgstteile können nicht als solcher, wie dies durch die Mission d'Andalousie und insbesondere durch ORUETA angenommen wurde, betrachtet werden; die Verhältnisse sind weit komplizierter, als dass eine Art Kesselbruch, wie ORUETA glaubt, die relativ tiefe Zone, welche sich zwischen die nördliche Kette (Los Gaitanes) und die südliche der Sierra de Huma zwischenschaltet, dieselben annehmbar erklären könnte. Vorauszuschicken ist freilich, dass hier wie anderwärts, zwischen dem schiefrigen Neocom und den massigen Jurakalken sich kleine Brüche mit recht unregelmässigem Verlauf ausbilden; oft aber wird deren Vorhandensein gewiss auch nur vorgetäuscht durch die ungleichmässige Begrenzung zwischen Jura und Kreide und auch separate Bewegungen zwischen beiden.

Die Triasstruktur des „Hoyo“ setzt südlich des Tunnel VIII an einem steil S fallenden Bruchrand (10, Fig. 6) ab; diese Störung setzt ost- und westwärts mit veränderter Streichrichtung noch eine Strecke weit fort. Die nächst folgenden Tunnels VIII und VII (Piedra Ilana) durchsetzen grösstenteils flachgelagerte Tithonkalke; zwischen den beiden Kalkklötzen dieser Tunnels liegt ein Kreidekeil, dessen plattige Mergelkalke, teils mit Bruchbildung, unter den nördlichen Kalk einfallen; sein Verfolgen zeigt, dass diese Kreide als synklinal eingefaltet betrachtet werden kann. Belangreichen Aufschluss für das Verständnis des ganzen Profiles gibt der Kalkzug von Tunnel VII, der sich weiter bergaufwärts in den Tajo del Estudiante fortsetzt. Mit ihrer WSW-Neigung ($15-20^{\circ}$) zeigt diese Kalkplatte wieder das schon im Tajo del Almorchon erkannte Axialgefälle aller Struk-

turen; sie entspricht einem WSW abtauchenden, unvollständig entwickelten Gewölbe, nicht einer Bruchscholle (ORUETA), was durch Überlagerung einer nordwestwärts einfallenden Neokomschieferserie bekräftigt wird. Dieses Gewölbe der Piedra Ilana hat aber keinen tektonischen Zusammenhang mit jener Gewölbedecke des Tajo del Almorchon, die zur Huma-Falte gehört; kein „Kesselbruch“ (zona de hundimiento) hat die tiefe Lage der Jurakalke von Tunnel VIII und VII bewirkt; es liegen nur weniger hoch aufgestaute Strukturteile vor, die alle von dem gleichen axialen WSW-Gefälle beherrscht werden.

An eine eigenartige Linie sind wir am Fusse der hohen Kalkwände der Gaitanes vor dem Eingang in die nördlichere Enge der Schlucht gelangt (Abb. Taf. XIV, 18). In diesem Schluchtteil durchgehen wir wieder die gleichen Ober-Jurakalke wie im südlichen Schluchtabschnitt (Str. 230°, 35—40° N); es ist also die Annahme, dass der Nordschenkel der Gesamtstruktur vorliegt, wie dies KILIAN und BERTRAND und D. DE ORUETA auffassten, einigermaßen gerechtfertigt. Nähere Zusicht zeigt aber, dass unter die Kalke der Gaitanes die Kreideschichten einfallen, welche schon von der Mission d'Andalousie beobachtet worden waren (Profil der Fig. 37, 18) und in einen kleinen Grabenbruch verlegt wurden; ORUETA lässt hier dagegen längs seinem Hauptlängsbruch Tithon an mittlerem Jura abstossen (31, p. 494). Freilich diese Längsstörung im Südeingang von Tunnel VI muss in irgendeiner Form bestehen, wenn auch eine sehr starke flexurartige Schleppung mit örtlicher Bruchbildung zur Erklärung des Baustieles genügt.

Da die einheitlich WNW fallenden Tithonkalke der Gaitanes, sowohl im Hangenden (Tunnel V) als auch im Liegenden (Tunnel VI), von den roten Kreidekalken begrenzt werden, lässt diese Lagerungsweise auf eine von Längsflexur und Schichtauswalzung betroffene südwärts überliegende Falte schliessen, eine etwas auffällige Erscheinung, da sonst alle Bauformen nordwärts gerichtete Bewegung anzeigen. Die weitere Klärung gibt das Verfolgen des Kreidekeiles nach E, längs den südlichen Wänden der Gaitanes hinauf. Noch bevor die Passhöhe des Puerto bizarro erreicht wird, setzt jenseits eines schiefquerenden Transversalbruches plötzlich der vermisste Südschenkel ein (P. 973 des Tajo de Ballesteros, Prof. 14, 13). Der Felskamm des Tajo de Ballesteros enthält in seinem ganzen ENE-Verlaufe einen recht regelmässigen flachen Antiklinalrücken, es ist die im Flussquerprofil so missformte Struktur der Gaitanes. Die so auffällige Unregelmässigkeit der Faltung in kurzer Längserstreckung mag nicht zum geringsten Teil bewirkt sein durch den Gegensatz der dickbankigen, sich mehr als ein massiger, steifer Klotz sich verhaltenden Jurakalke und der äusserst plastischen Kreidekalkschiefer.

Mit der gleichfalls höchst romantischen nördlichen Querklus durch die Jurakalkserie des Gaitanes endigt die eigentliche Chorro-Schlucht; über den überlagernden roten Kreidekalken liegen die horizontalen miozänen Konglomerate. Mit dieser Eindeckung fällt aber noch kein Abtauchen der mesozoischen Strukturen nordwärts zusammen, wie man dies aus älteren Profilen entnehmen könnte (ORUETA). Im Südrand der Miozänhügel, östlich des Bahntracés (Tunnel IV), fallen die teils von kleinen Störungen begrenzten Tithonkalke wieder in der Richtung gegen den Gaitanes-Felszug ein; die roten Neocomkalke, die den ausgeprägten „Graben“ zwischen der Kette Ballesteros-Gaitanes und der nördlichen Kalkplatte der Sierra Llana einnehmen, müssen somit einer Synklinale entsprechen, die alsbald weiter ostwärts von den Tithonkalken ihres Südflügels überschoben wird. Die Sierra Llana formt eine der Jura-Kreideschuppen, die nördlich den Bauelementen des Chorro-Querprofiles vorgelagert sind und in prägnanter Art die nordwärts gerichtete Überfaltung anzeigen; ihren Zusammenhängen soll bei Durchsicht der Nordfront des Penibetikums zwischen Gobantes und Valle de Abdalagis nachgegangen werden; kehren wir vorerst an den Südausgang der Chorro-Schlucht zurück.

b) Die Kalkklippen des Veredon und der Castellones.
(Prof. 15, 15a und 14.)

Die Zone, welche im Guadalhorce-Quertal den Südschenkel der Falte der Sierra de Huma begleitet und den Nordsaum der paläozoischen Schiefer ausmacht, nimmt eine Art Sonderstellung, tektonisch und stratigraphisch, ein und wird zu einer Internzone zusammengezogen. Dieser gehören hier die bizarren Kalkberge an, die sich teils jäh bei der Station El Chorro erheben (Prof. 15 und 15a).

Von der Station El Chorro selbst zieht ein erster Bergrücken mit dem hellen Kalkklotz des „Matiañe“ gegen ENE und ragt mit dem P. 690 (Veredon) ansehnlich über die Umgebung; der zweite Kalkzug schwingt sich bei Tunnel XI mit schroffen Wänden aus der Taltiefe von 200 m zu 600 m Höhe empor (Fig. 7). Die beiden kulissenförmig sich in die Landschaft stellenden Kalkzüge endigen schon nach ca. 3 km Längserstreckung. Nordwärts eines jeden Kalkzuges zieht sich jeweils eine ausgeprägte Terrainmulde; während die nördliche (Puerto Flandes) in ihrer westlichen Hälfte durch die Tertiärkonglomerate eingenommen wird, sind diese letzteren aus der südlichen Mulde weggeräumt und nehmen dieselben Schichten ein, die sehr wahrscheinlich in ihrer Gesamtheit der tieferen Flyschformation angehören (s. p. 141).

Beide Kalkzüge betrachtet D. DE ORUETA in höchst schematisierender Weise als Flügel einer von konvergierenden Vertikalbrüchen begrenzten Mulde, deren Kern aus Kreide bestehen soll.

Die Saumzone zwischen mesozoischen und paläozoischen Sedimenten wird durch den Veredon-Zug markiert; bald sind es die klotzigen Kalke des Tithon, bald die mergelig-schiefrigen oder hier auch ausnahmsweise sandigen Schichten der Kreide, die den Phylliten des Paläozoikums aufliegen — seltener finden sich Reste roter permo-triasischer Schichten. Diese Auflagerung des Mesozoikums ist, wo Beobachtung möglich, eine ursprüngliche. Der bestaufgeschlossene Kontakt im alten Bahneinschnitt bei der Station El Chorro, der zugleich den einzigen Fall einer sandigen Kreidebasis vorführt, ist im stratigraphischen Teil schon näher besprochen worden (p. 136 und Fig. 9). Der glaukonitisch sandige Anteil dieser Kreide nimmt sich wie ein von unten in die übrige nordwärts überliegende Kreide hineingestossenes kleines Gewölbe aus und lässt sich gegen E noch auf ca. 1 km verfolgen. Während auf der Höhe des Bahnlinienprofils unter der Kreide keine Spur eines tieferen Jurakalkes sich vorfindet, stellt sich solcher als weisser, massiger Kalk in den Felsköpfen des „Matiañe“ und Veredon ein, nordwärts von plattigen, in ihren tieferen Lagen sehr an Kiesellagen reichen Neocomkalken (Str. 250°/70° N) begleitet (Prof. 13—14).

Könnten die Kalke des Veredonzuges vielleicht noch Zweifel aufkommen lassen, dass es sich in diesen eigentlich recht willkürlich im Nordsaum des Betikums einsetzenden klippenförmigen Bergen wirklich um die ursprüngliche Bedeckung des paläozoischen Rumpfes handelt, so geben diesbetreffend die gefundenen Verhältnisse weiter östlich, da, wo der betische Rücken untertaucht, eindeutige Auskunft. Die Beobachtungen am Wege zwischen El Chorro und Valle de Abdalagis sind, etwas schematisiert, in das Profil der Fig. 16 vereinigt. Wir finden hier, durch steilgestellte Permotrias-Konglomerate hervor gehoben, die nordwärts gerichtete Front, wahrscheinlich Teilfront (Prof. 12), des Betikums, der die Kreideschichten des Veredon an- und auflagern. Der gleiche Schichtenkomplex, ein buntes Band von Reliktformationen formend, begleitet weiter südöstlich nächst dem Arroyo de las Piedras den Saum des auflagernden Tertiärs. Grünlich-weiße und rote Neocommergelkalke, rote und weiße Quarzsandsteine der Permo-Trias, Dolomit und Gyps und ein kühn aufragender isolierter Felszahn weisser Kalkbreccie (Tithon oder Tertiärbasis?), der Peñon el Negro, repräsentieren hier die normal auflagernden Decksedimente des Betikums; ihr unmittelbarer Zusammenhang mit den Schichten der „Barrancos“ (Fig. 16) liegt auf der Hand; dieses Querprofil tut dar, dass die innerste Zone des Penibetikums in die normalen Deckschichten des betischen Paläozoikums überleitet.

Der Kalkzug der Castellones ist auf seine ganze Erstreckung nicht viel mehr als eine nahezu senkrecht gestellte Schichtplatte (80° S-Fall), die wahrscheinlich sämtliche Jurastufen umfasst (s. p. 111). Einzig deren Nordrand im Ausgang von Tunnel XI enthüllt den Bau-

plan dieser Kalkschuppe (Fig. 7). In recht zutreffender Weise ist schon von hier durch die Mission d'Andalousie ein Triaskeil dargestellt worden (18, Fig. 37), der den enggepressten, stark gestörten Kern einer Falte repräsentiert, dem der Castellones-Zug als Süd-schenkel angehört. Der spitze Antiklinalkern erscheint gedoppelt mit eingekeiltem „Infralias“-Kalkpaket, das wie ein Zahn zwischen den Mergeln in die Höhe ragt (5—6, Fig. 7). Die Kernschichten lassen sich noch eine Strecke weit verfolgen, verschwinden dann aber beim Puerto Flandes, wie auch die ganze steilgestellte Falten-schuppe des Castellones wenig weiter östlich innerhalb Flyschgesteinen plötzlich endet.

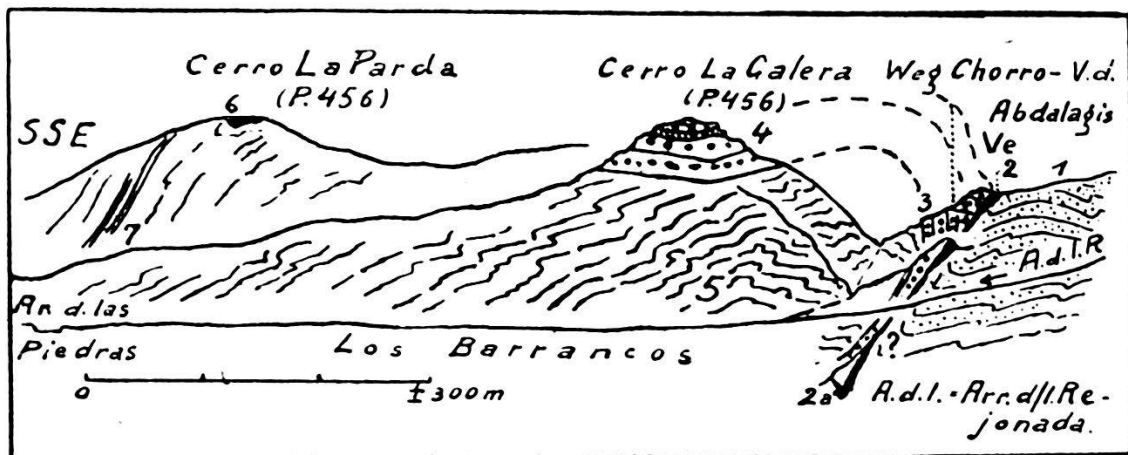


Fig. 16. Ostende des Betikums in den „Barrancos“ westlich Valle de Abdalagis.

1. Bunte Mergel und Sandsteinzwischenlagen (*Flysch*).
Ve-östliche Fortsetzung der Kreide des Veredon-Kalkzuges.
2. *Neocomkalkschiefer*, ca. 8 m; Permikonglomeraten und Grauwacken direkt anliegend und vorwiegend wellig steil nach S fallend.
- 2a. Hypothetische Position des Veredon-Kalkes.
3. Grobe rote Konglomerate und Sandsteine; *Permo-Trias*; Str. 260/70—80° N.
4. Rosa-Quarzitsandsteine; gutgebant und eine kleine Synklinale formend.
5. *Silurische Schiefer* (Phyllitserie); wirre Lagerungsweise.
6. Braunrotgefleckter, massiger Kalk; in Blöcken; Typus des Orthocerenkalkes von Ardales.
7. Ausgehendes östliches Ende einer Quarzitzone (teils Sericitquarzit-Breccie).

Welches ist nun Inhalt und tektonische Bedeutung des morphologisch als Mulde sich ausnehmenden Zwischenstückes zwischen den Kalkzügen von Veredon und Castellones? KILIAN und BERTRAND hielten sie für eine muldenförmige Zone von „Nummulitique“, das gegen die „Dogger“-kalkwände (lies Tithon, s. p. 121) der Castellones mit Verwerfung absetzen sollte. ORUETA legt Wert darauf, diese Auffassung ersetzen zu können durch Mitteilung, dass es sich um eine regelmässig geformte Kreidesynklinale handelt. Deren Schichtinhalt ist anderwärts schon erörtert (p. 141), der geologische Bau entspricht aber bei weitem keiner regelmässigen Muldenform, denn, wo die sandigen Mergel etc. eine Messung zulassen, zeigen sie Nordfall; die Terrainmulde liegt im wesentlichen in den zwischen dem Nordrand des Betikums und nördlicher Kalkfalten zusammengequetschten

Flyschmergeln, die in ihrer Lagerung sich an diese gestörte Rاندlage anpassen (Prof. 15a).

2. Die Bergketten zwischen El Chorro-Gobantes und Valle de Abdalagis.

Die Aufklärung des Baues des Querprofiles der Chorro-Schlucht erleichtert den raschen Überblick über den Bau der ostwärts anschliessenden höheren Gebirgsteile. Die kammbildenden Jurakalke geben die Leitlinien, während die Kreidekalkschiefer dazwischen sich oft nur wie eine passive Füllmasse ausnehmen, in Wirklichkeit aber viel stärker gefaltet sind als die Kalke.

Den Rückgrat der ganzen Bergkette formt die Sierra de Huma, die sich zur Hauptsache aus dem Südschenkel der im Chorro-Eingang durchgangenen Falte aufbaut; die steilen Südschenkellagen schwingen sich in grösserer Höhe zu flacher Lage um und formen im Gipfelgrat, in den fossilreichen Tithonkalkbänken, eine wanneförmige Scheitelmulde. Der Triaskern bleibt auf die ganze Länge des Bergzuges erhalten; während er sich aber am Guadalhorce auf den Jurakalk der Struktur von Tunnel VIII legt, kommt er im Gipfelgebiet direkt auf Kreideschiefer zu liegen; Andeutungen eines Kalkmittelschenkels sind vorhanden (Prof. 14), doch können diese Bänke auch als hervorstechende Jurakalke der nordwärts anschliessenden Bauelemente angesehen werden. Als derartige „Protrusionen“ müssen die auf nur kurze Erstreckung aus den wellig gefalteten Kreidekalkschiefern hervorragenden weissen Kalkzüge angesehen werden, die die Sierra de Huma nördlich begleiten (Puerto bizarro, Puerto Rosalejo, Tajo del Arrejonado, Prof. 13 und 13a); sie gehören in den Rücken der Huma-Falte nordwärts vorgelagerten Struktur der Piedra Ilana s. l. an. Einem Faltenansteigen bis in die Gegend des Puerto Rosalejo folgt jenseits wieder ein Absinken gegen La Rejanada zu, woselbst eigenartige Verhältnisse die Huma-Falte betreffen (Prof. 12).

Blickt man von Süden gegen die Bergkette, so fällt die tiefe Kerbung, die diese halbwegs zwischen El Chorro und Valle de Abdalagis erleidet, sofort in die Augen. Deren Ursache besteht in einer ganz plötzlichen Mächtighkeitsreduktion der Jurakalkserie im Südschenkel der Falte; die Befunde sind in Skizze und Profil der Fig. 17 wiedergegeben. Die so rasche Reduktion einer Schichtdicke von wohl über 200 m auf fast 0 Meter führte natürlich bei der Faltung zu örtlichen Störungen; eine Schuppung ist hypothetisch im Querprofil (Fig. 17) angedeutet; Bruchbildung findet sich in der östlichen Begrenzung der „Kerbe“ von La Rejanada, wo längs kleinen Querbrüchen am Fusse der Kalkwände die roten Kalkschiefer den glatten Bruchharnischen ankleben (s. Kartenskizze in Fig. 17).

Der „Einschnitt“ von La Rejanada bedeutet auch eine Änderung in der Bauform der Huma-Falte resp. ihrer östlichen Fortsetzung; ihr dolomitischer Triaskern verschwindet mit leichter Abschwenkung

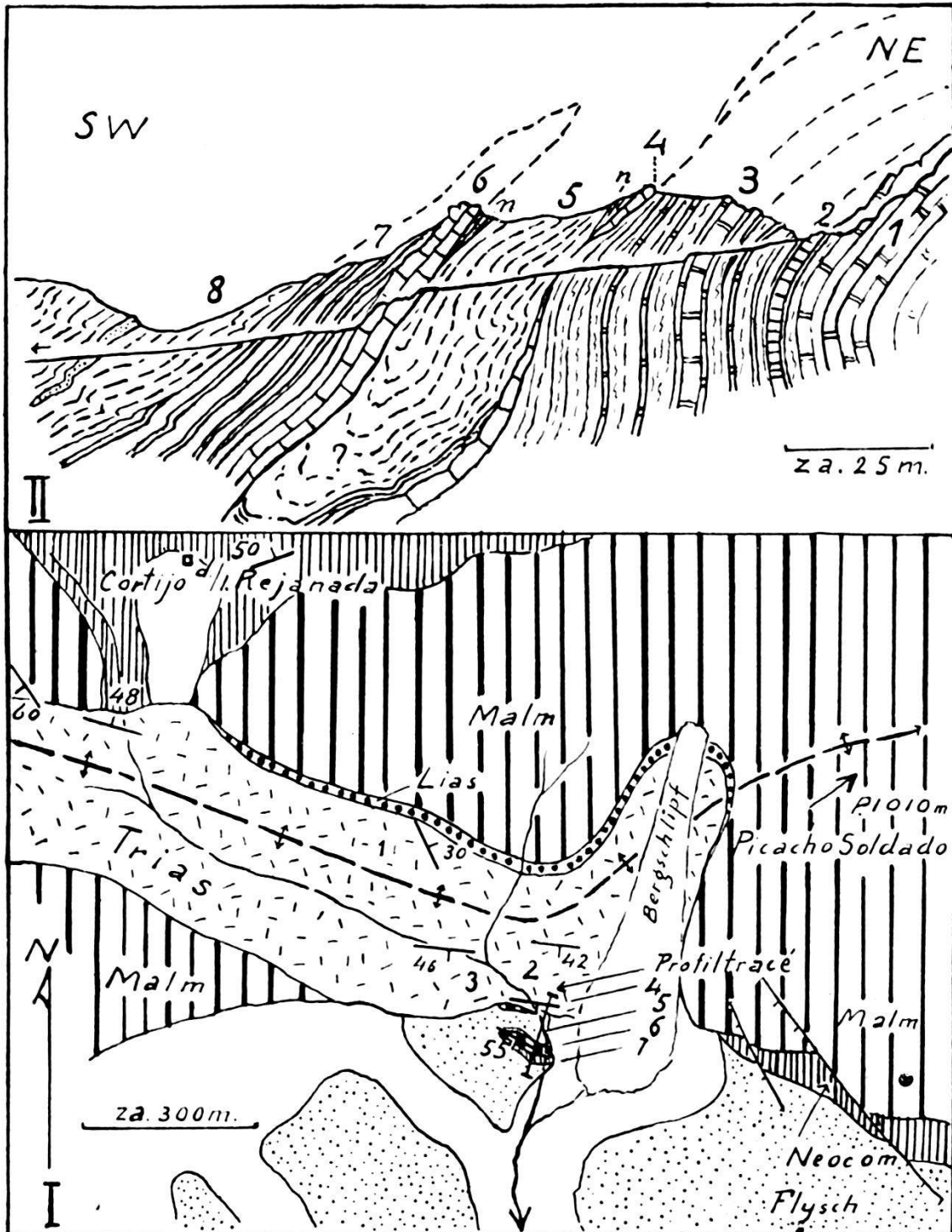


Fig. 17. Lageplan (I) und Querprofil (II) im Triaskern der Huma-Falte bei La Rejanada (westlich Valle de Abdalagis).

1.—3. *Trias*.

1. Ebenmässig gebankte Dolomitserie; Bänke von 20—40 cm, selten bis 1 m, vereinzelt übergehend in zellig anwitternde, gelbe Dolomite.
2. Kalkbänke, blaugrau, mit sandigen, gelbgrünen Mergelzwischenlagen, ca. 2 m.
3. Wechsellagerung von gelblich anwitternden Dolomitbänken (feinkörnig-kristallin) und Mergeln, 12—14 m (Str. 102°/72 S), wird nach oben gefolgt von graugrünen Mergeln mit dünneren Dolomitlagen und zellig-mürbem Dolomit; ca. 10 m.

4.—8. *Schuppungen von Jura-Kreide und Tertiär*.

4. *Weisser Tithonkalk*, reichlich durchzogen von Calcitadern und grünlichen, tonigen Flasern; ca. 3 m, nach unten, im Bach, ganz aussetzend; im Hangenden gefolgt von 2—4 m mergeligen, roten Kalkschiefern = *Neocom* (n).
5. Dunkel und hellgrüne, bröcklige Mergel, durchsetzt von Partien roter Mergel; unterste *Tertiär*lagen ev. noch oberste Kreide.
6. Massiger, weisser *Tithonkalkklotz*, unterlagert von grünlich-weißen Mergelschiefern = *Neocom* (n); die oberste Bank des Tithons gleicht einer Korrosionsoberfläche, ist wellig-uneben und durchsetzt von schalig gebauten, schwarzgrünen Konkretionen und nimmt selbst partienweise grünliche Farbe an.
7. Aufeinanderfolge von ebenmässigen (ca. 20 cm dicken) weissgrau angewitterten Mergelkalkbänken (Markasitknöllchen) und grünrauen Mergeln; ca. 15m; darüber die roten Kreideschiefer.
8. Gewöhnliche *Flyschserie*: sandige Mergel und gelbbraune Sandsteine.

gegen NE unter die Kalke des Picacho Soldado (P. 1010 m); diese legen sich als eine plumpe, rasch wieder zu grosser Mächtigkeit angewachsenen Sedimentmasse, stark nordwärts vorgreifend, über den nirgends mehr zutage kommenden Triaskern (Prof. 11). Wohl bleibt der steile Südschenkel längs des Tajo del Cuervo ($60-70^\circ$) erhalten, die Scheitelteile repräsentieren nun eine grösstenteils flach gegen SE geneigte Platte (Prof. 10); der Faltenbau geht beinahe ganz verloren und nur an den Rändern deuten schmale Streifen roter Kreideschiefer die Lage eines ausgewalzten oder durch kleine Brüche ersetzten Nordschenkels an. Die ganze zu ihrem überwiegenden Teile wohl nur dem Tithon zugehörnde Kalkplatte sinkt gegen Valle de Abdalagis im Streichen ab, so dass jenseits des Arroyo de las Piedras nur unübersichtlich gefaltete, gypsführende Flyschschiefer die Fortsetzung der absinkenden Falte angeben. Die scharfe buchtförmige Einkerbung, die in die Kalkplatte bei Valle von Osten hineingreift (El Canal), dürfte eher als durch Bruchbildung durch primäre Reliefunebenheiten in der Kalkmasse bedingt sein.

Die Faltungs- und Bruchformen, die uns das nördlich an die Huma-Falte angrenzende Chorro-Querprofil zeigte, sind im Ostabschnitt der Berggruppe nicht mehr vorhanden. Nordwärts der Kalkplatte resp. -falte bei Valle de Abdalagis bleibt nur ein schmaler Raum für eine isoklinal gebaute Kreidesynklinale übrig, denn unmittelbar nördlich anschliessend erheben sich die Jurakalke zu der weitgespannten, grossen Falte der Sierra del Valle de Abdalagis (Prof. 11). Es ist dies, soweit sie wenigstens an der Oberfläche liegt, die regelmässigst gebaute und am schönsten geschwungene Falte der ganzen penibetischen Zone unseres Gebietes. Ihre Asymmetrie ist in den beobachtbaren Schenkelabschnitten bedeutend weniger ausgesprochen als in jedweder anderen Falte; in Analogie zum Gesamtbau der penibetischen Zone kann freilich vermutet werden, dass diese Regelmässigkeit nur in höheren Teilen vorhanden ist und im Grundplan doch eine Anpassung an den vorwiegend entwickelten Schuppenbau vorhanden ist (Prof. 11, 12).

Einem Südschenkel, der sich im mittleren Teil mit ca. 60° anhebt, steht ein Nordschenkel von höchstens $30-40^\circ$ Neigung gegenüber. Der Regelmässigkeit des Querprofils steht auch eine solche des Längsprofils gegenüber. Die Falte hat den Typus einer ca. 6 km langen, schnell aufsteigenden und schnell abfallenden Brachyantiklinale, denn sie erreicht das Chorro-Profil bei weitem nicht mehr. In analoger Weise, wie ihren Südrand eine enge Neocomsynklinale flankiert, so trifft dies auch für den westlichen Abschnitt des Nordrandes zu (Prof. 13). Vermittelst einer schmalen Kreidemulde stösst die abtauchende Falte der Sierra del Valle an das Ostende der Falte des Tajo de Ballesteros, deren missformtes Westende wir schon an den Gaitanes kennen gelernt haben; hier ist diese Falte eine solche

mit normal entwickeltem Südschenkel, der ihr weiter westwärts ganz fehlt.

Mit Überschreiten der Falte des Ballesteros gelangen wir nordwärts in einen Bautypus, der über die ganze Faltungsweise der penibetischen Zone Auskunft geben kann. Es ist die Anordnung zu übereinander gelegten, gegen N gerichteten Faltschuppen. Absteigend vom Tajo de Ballesteros gegen die Hochebene des Rio Guadalhorce, durchgeht man eine vierfache Faltschuppen-Treppe, jeweils gebildet in der Steilstufe durch die Schichtköpfe der Tithonkalke und in den sanfteren Partien durch die in ihrem oberen Abschnitt stark mergeligen Kreidegesteine. Von der beinahe 1000 m erreichenden Höhe des Ballesteros gelangen wir auf die breite, in ein Karstrücken aufgelöste Kalkplatte der Sierra Llana (ca. 800 m) und mit weiteren 200 m Abstieg auf den lang sich hinziehenden Felskamm des Tajo de los Cabritos; dieser letzten Stufe folgt am Rio Guadalhorce noch ein letzter Bergvorsprung, der Cerro del Gato, dessen Kalke gleichfalls bergeinwärts fallen. Diese Art der Disposition der Jura-Kreidegesteine war am Tajo de los Cabritos schon KILIAN und BERTRAND besonders aufgefallen (18, p. 452 und 542), fand aber durch dieselben auffälligerweise eine andere Erklärung. Dass jedoch ein Faltschuppenbau vorliegt, ergibt sich aus der plattenförmigen Überlagerung der einzelnen Jurakalk-Stockwerke und dem jeweiligen gestörten Kontakt in ihrem Liegenden. Als Beispiel für diese Lagerungsweise diene das Profil resp. die Ansichtsskizze im Ostende des Tajo de los Cabritos (Fig. 18).

Der geschilderte Schuppenbau ist in der vorgelagerten tertiären Schichtreihe (Mergel und Sandsteine), die die normale Umhüllung zu den penibetischen Strukturen formt, nicht mehr erkennbar und wahrscheinlich zufolge des lithologischen Charakters derselben auch kaum entwickelt; es ist eine stark gefaltete Zone, in der die Aufrichtung um so steiler wird je enger der Raum ist, der zwischen penibetischen Strukturen und der nördlich davon, gewissermassen aufquellenden citrabetischen Trias sich findet.

Die Schuppen des Gebirgsrandes von Gobantes sind nach W über diesen kleinen Ort hinaus nicht verfolgbar; sie geraten in die gleiche Zone des schon mehrfach erwähnten westlichen Absinkens.

3. Die Miozänkonglomerate des Guadalhorce-Durchbruches (El Chorro-Gobantes).

In Ergänzung der im stratigraphischen Abschnitte gemachten Ausführungen (p. 156) über das fast durchgehends horizontal über das Faltengebirge ausgebreitete Miozän seien hier noch einige Bemerkungen über dessen Lage zum Penibetikum und einige daraus sich ergebende morphologisch-genetische Fragen angeführt.

Das Vorkommen und die Erhaltung der miozänen Konglomerate und Grobkalke vorwiegend westlich und nördlich des Guadalupe erhellt aus dem dargelegten Bau des gefalteten Gebirges. Die grösste Mächtigkeit der auf der postorogenetischen Erosionsoberfläche aufgeschichteten Detritus wurde natürlich da erreicht, wo eine präexistierende Vertiefung vorhanden war. Diese fand sich da, wo die penibetischen Falten westwärts untertauchten und die weicheren kristallinen Gesteine und das ältere Tertiär anstehend

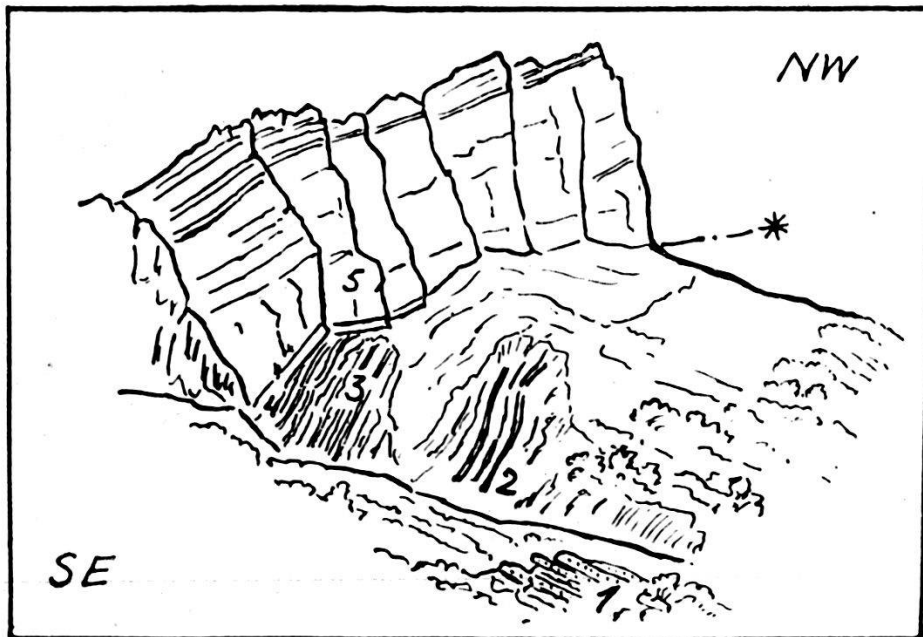


Fig. 18. Der „Tajo de los Cabritos“ ostnordöstlich Gobantes (Typus einer Jurakalkschuppe).

Flysch.

1. Wechsellagerung von weiss-gelbem, braun anwitterndem Sandstein, teils mit unebenen, wulstigen Schichtflächen, gut gebankt, und sandigen Mergeln; Str 300/45° NE Fall.
2. Gleiche Schichtserie, steilgestellt, wellig gefaltet und verbogen.

Kreide.

3. Serie von roten Kalkschiefern, Neocom ev. auch obere Kreide; 50—60 m; steil gestellt und Str. 280.

Jura.

4. Lokale Aufschiebungsfläche der Jurakalke auf Kreidekalkschiefer.
5. Felswand von Malmkalk, ca. 50 m hoch; im Hangenden rotgefleckte Tithonkalke, worauf wieder typische rote, schiefrige Kreidekalke folgen. Str. 90/25° S.

waren. Von hier aus formte sich die erste vormiozäne Rinne in der Richtung gegen das Mediterran; nennen wir diese erste Vertiefung zum Unterschied von den späteren, nachfolgenden, die „primäre Rinne“. Diese erste Kerbe im Cordillerenkamm hatte, auf das heutige Meeresniveau bezogen, ungefähr eine Höhenlage von 300 m und lag in den kristallinen Schiefern, mehr oder weniger wohl unmittelbar westlich der Kalkfalten des Chorro; sie ist heute durch die miozänen Sedimente ausgefüllt. Wir brauchen nun von der Rio Turonlinie wenig weit in der Richtung nach S uns zu entfernen,

ca. $3\frac{1}{2}$ km, so finden wir die grösste Tiefe dieser „primären Rinne“ am Südausgang der Chorro-Schlucht in ca. 190 m, ausgefüllt mit groben miozänen Konglomeraten (Mündung Arroyo Granada); das Gefälle des prämiozänen Gerinnes war also hier ein recht bedeutendes, beinahe 4‰. Die Schmalheit des Querprofils zeigt, dass es sich geradezu um eine fjordartige Hohlform der Oberfläche handeln musste, welche Form besonders auch in dem schmalen, gegen den Puerto Flandes hineinreichenden Seitenarm in Erscheinung tritt.

Diese „primäre Rinne“, sich wohl sehr bald erweiternd, setzte sich in der Richtung gegen das altmiozäne „Mittelmeer“ ungefähr in der Richtung des heutigen Tales fort, denn die tiefstgelegenen Ablagerungen des Miozäns finden sich bei Álora und bei Málaga in oder nicht weit von dieser Linie entfernt. Die mächtigen Konglomeratberge des Tajo de la Encantada (Chorro), des Hacho de Álora und des Hacho de Pizarra, entsprechen den Erosionsrelikten der Miozänformation, die auf den seitlichen Böschungen der alten Hohlform, die hier schon das Gepräge einer weiten Bucht angenommen hatte, zur Ablagerung gekommen war. Die Unterlage der hohen Miozänabbrüche, die der Gegend ein malerisches Gepräge geben, liegt an den betreffenden Stellen bei ca. 300 m (Chorro), 250 m (Álora) und 140 m (Pizarra); die benachbarten Tiefen des heutigen Flusstales, das die Miozänsedimente enthält, liegen bei ca. 180 m, 100 m und 60 m. Das ganze prämiozäne Relief wurde eingedeckt, das gewaltige Sedimentvolumen wurde aber zu einem grossen Teile wieder entfernt.

Damit gelangen wir zur Bildung der „sekundären Rinne“, die sich in der miozänen Unterlage formte. Die Anlage der Erosionslinien auf der gehobenen miozänen Oberfläche war insbesondere auf der Nordseite der Hauptkette sicherlich erst durch die Hauptstreichrichtung des Gebirges gegeben und wurde darin durch weiter nachwirkende tektonische Vorgänge mehr oder weniger festgehalten. Negative Bewegungen längs der heutigen Mittelmeerküste brachten während der nachfolgenden Zeit das südwärts gerichtete Erosionssystem in Vorteil gegenüber dem im Streichen verlaufenden, so dass ein Ur-Guadalhorce sich mit seinen Zuflüssen südwärts wandte und in dem miozänen Untergrund eine Talrinne formte, welche in der Strecke der penibetischen Kalkketten in dieselben geriet und eine tiefe epigenetische Schlucht schuf, die in ihrem Südausgang wieder mit der älteren Rinne zusammenkam.

Noch fügt sich aber in das „sekundäre“ Erosionsrelief ein weiteres „tertiäres“, denn in das weitgehend abgetragene Relief der Miozänformen drang nochmals das Pliozänmeer tief ins Land ein, teils in der Richtung guadalhorce-aufwärts, teils westwärts in die westliche Hoya de Málaga vordringend. Ob nun die Epigenese des Chorro, in ihrem Beginnstadium wenigstens, in die präpliozäne Erosionsphase zu verlegen ist oder erst in eine spätere, vierte, nach einer Hebung der Pliozänsedimente einsetzenden Phase, vermag ich mangels von

Anhaltspunkten nicht zu entscheiden; Pliozän findet sich in der Gegend des Chorro nicht mehr, obwohl nach dessen Höhenlage bei Alozaina solches dort auch vorauszusetzen ist. Wahrscheinlicher scheint mir das höhere Alter der Epigenese, also zur Zeit der „tertiären“ Furchung, d. i. in nach obermiozäner Zeit.

Anders war die geologische Geschichte des nächst östlichen Quertales, jenes bei Valle de Abdalagis, Hier sind die miozänen Sedimente vollkommen ausgeräumt und folgt die Abwässerung durch die gegebene Erosionslücke im Tertiär. Dieses natürliche Eingangstal, das wohl zur Zeit der Römer — Funde bei Valle de Abdalagis — noch das Eingangstor ins Innere war, kam durch den künstlichen Verkehrsweg der Eisenbahn vollständig ins Hintertreffen, da auch die Hauptstrasse, die Málaga mit dem Innern (Ronda etc.) verbindet, die Passlücke bei Carratraca benützt.

Es ist schon erwähnt, dass der Miozänkomplex im Guadalhorce-Quertal von posthumer faltenden Bewegungen nicht mehr betroffen wurde. Die Horizontalität ist bis zum Guadalhorce-Knie eine ausgesprochene und die vorhandenen geringen Neigungswinkel (Teba-Gobantes, bei Pizarra) lassen sich mit Ablagerungsschichtung erklären. Die Hebung des Betikums in postmiozäner und postpliozäner Zeit muss eine ganz allmähliche und en bloc wirkende gewesen sein.

Um so mehr fällt es auf, dass in der Gegend von Bobadilla (z. B. in den Colchados P. 480 und 450 m) sich steilgestellte Kalkbänke (bis 70° NE fallend) finden. Nicht ausser acht zu lassen ist, dass diese gestörten Miozänlagen über der citrabetischen Trias liegen, und zwar längs ihres Ausstrichsaumes; Steilheit findet sich nächst praktisch horizontalen Lagen. Die Lage auf der Trias mag mit dieser Kippung in genetischem Zusammenhang stehen; einesteils war die mobile Masse der Keupertrias für posthumer Faltungsdruck, der nach der Hauptorogénese von Süden her wirkte, besonders empfänglich, andernteils können auch Eigenbewegungen innerhalb der Trias selbst (Salzstock-Extravasation?) mit im Spiele sein. Solche recht stark gestörte, postorogenetische Miozänlagen werden uns noch in der Gegend von Antequera beschäftigen.

4. Rückblick auf den Bauplan des Penibetikums im Guadalhorce-Abschnitt; Erörterung des „Guadalhorce-Bruches“.

Die in den vorangehenden Seiten dargelegte Auffassung über den Aufbau der Kalkketten nächst des Rio Guadalhorce gibt dem Bauplan dieses Landes ein recht anderes Aussehen als dies früherer, insbesondere ORUETA's Darstellung entspricht. An Stelle eines durch Brüche zerhackten, in sich unerklärten Schollenlandes sehen wir in diesem Gebirgsabschnitt eine Schar nordwärts gekehrter Falten, die zwar im einzelnen stark in ihrer Bauart variieren, in ihren Beziehungen zueinander und zum Betikum aber dartun, dass

ein einheitlicher Nordstoss sie nach Norden gedrängt hat. Daher meist das Fehlen der nördlichen Mittelschenkel, die Bildung der aus Faltenverwerfungen und Flexuren hervorgehenden Längsbrüche, das Entstehen der übereinander gehäuften Schuppen.

Die ganze in sich ziemlich geschlossene Faltenschar zwischen Guadalhorce und Valle de Abdalagis formt für sich einen Brachyantiklinal-Komplex, der ost- und westwärts (genauer wsw.) absinkt. Gegen E bilden analoge Falten eine Fortsetzung, gegen W findet sich eine solche aber erst in einer mehr nach aussen gelegenen Zone; nach innen, betikwärts, leitet eine teils stark gestörte, schmale Kette nach dem Betikum über (interne Zone). Fassen wir nun die strukturellen Beziehungen von Median- und Internzone (Castillones) zum Betikum ins Auge, so erkennen wir, dass die antiklinalen Bauformen sich gegenüber dem paläozoischen Rückland ganz unabhängig verhalten; es ist kein Anzeichen vorhanden, dass die penibetischen Falten einzeln etwa einen paläozoischen Kern enthalten; ob eine gemeinsame alte Unterlage vorhanden ist, wie dies in einzelnen Profilen (z. B. 12) angedeutet wurde, bleibt ganz fraglich. Gegenüber dem südwärts in gleicher Höhe anschliessenden Betikum verhalten sich alle Strukturen dermassen, und zwar je näher um so prägnanter, dass sie in ihrer Stellung unter dasselbe hinabweisen. Zieht man nun in Betracht, dass die ganze penibetische Faltenschar der nördlich unvermittelt rasch und mit bedeutender Mächtigkeit einsetzenden Sedimenthülle des Betikums entspricht, so kann aus der vorhandenen Position der Schluss gezogen werden, dass der betische Rumpf seine sedimentär-mesozoische Frontpartie vor sich zusammengedrängt hat; es ist eine beginnende Überschiebungstendenz des betischen Kernes über seinen jüngeren frontalen Sedimentwulst. Dieser Vorstellung kommt in vorzüglicher Weise das voran entworfene Faltenbild entgegen. Die penibetischen Falten sind teils steilgestellt, zu Schuppen emporgewungen (Castillones, Sierra de Huma), die sich formenden Faltenüberschiebungen wurden verbogen, kleine Querbrüche rissen auf, der plumpe Kopf der Struktur der Piedra Ilana bohrte sich in die nach S übergestülpte und gebrochene Falte der Gaitanes ein. Das Gebirge enthüllt sich diesem Blick als eine sich aufbäumende, geradezu bewegliche Wellenschar. Wo bleibt nun in dieser nachgiebigen Sedimentmasse Raum für einen alle Strukturen durchsetzenden grossen Querbruch, die sogenannte Guadalhorce-Verwerfung?

Ausgehend von der Verteilung der Wirkungen des andalusischen Erdbebens von 1884 wurde von verschiedenen Forschern, zuerst von MACPHERSON, der mehr oder minder sichere Zusammenhang vermehrter Seismizität mit tektonischen Linien, mit grossen Verwerfungen in Zusammenhang gebracht. Weit davon entfernt, nicht etwa von dem tektonischen Charakter und dem Zusammenhang dieses Bebens mit den Störungen des Beckens von Granada nicht überzeugt

zu sein, ist allein das Ausmass, das man diesen Verwerfungen gab, anfechtbar. Die regionalen Betrachtungen führten dann einzelne Mitglieder der Mission d'Andalousie, im besonderen CH. BARROIS und A. OFFRET (20), dazu eine Dreizahl grosser Querverwerfungen oder -störungszonen, die die ganzen Cordilleren durchsetzen sollten, anzunehmen. Die tektonischen Voraussetzungen, die zu dieser Annahme führen konnten, bestehen aber nach der heutigen Kenntnis vom Bau der Cordilleren nicht mehr, und die seismischen Beobachtungen sind nicht eindeutig. In Erwägung der untergeordneten Rolle, welche Bruchbildung im Gebirgsbau der Cordilleren spielt, äusserten denn auch KILIAN und BERTRAND ihre Reserve betreffend des Vorhandenseins grösserer Querstörungen (18, p. 538).

Bestimmter stellte sich D. DE ORUETA zur Frage. Der westliche grosse, vom Mittelmeer quer durch das Gebirge am Guadalhorce setzende Bruch wird für genannten Forscher zur Tatsache und des öfteren kommt er in seinen tektonischen Beschauungen auf denselben zurück (p. 492); er glaubt sogar auf das teilweise herzynische Alter schliessen zu können (p. 506). Im Nordende des Chorro sollte die „Falla del Guadalhorce“ sich mit dem ebenfalls regionalen Längsbruch, der Linie des Genal-Turon, kreuzen. Nirgends konnte ich aber auch nur den leisesten Anhaltspunkt finden für eine solche grosse Querstörung; wo in der Chorro-Schlucht (am Tajo del Almorchon) ORUETA sieht, dass die „zona entera está abruptamente cortada por la falla del Guadalhorce“ (31, p. 494), sehen wir das westliche Abtauchen der Huma-Falte. Und auch in der südöstlichen Verlängerung innerhalb des Betikums ist eine solche regionale Störung nicht vorhanden; die früher schon erwähnte Permo-Triaszone am Rio Campanillas (p. 186) kann damit nicht in Zusammenhang gebracht werden. Die Guadalhorce-Verwerfung, als den ganzen Bauplan beherrschend, besteht nicht; nur kleinere Längs- und Querbrüche schalten sich zwischen die penibetischen Falten.

Ein ähnliches Schicksal erlitt nach den neueren Untersuchungen von VAN BEMMELEN auch die mittlere der grossen Querstörungen, welche von Motril längs der Nordostseite der Sierra Almijara in den Südrand des Beckens von Granada streichen sollte; erst hier in der Umrandung des Miozänbeckens von Granada setzt ein Bruchgebiet ein, auf welches neuerdings auch R. VON KLEBELSBERG hinwies (89, p. 569). Für das Gebiet der östlichen Cordilleren-Querstörung, in der Gegend von Almeria, ist anzuführen, dass nach HETZEL eine Querstörung zwischen den Sierras Alhamilla und Gador vorauszusetzen ist, die sich zur Zeit der alpinen Hauptphase aus einer prä-existenten Längsflexur entwickelte (48, p. 75).

5. Die Berge südlich Antequera.

Ähnlich wie die Berge am Guadalhorce eine in sich geschlossene Faltenschar enthalten, so besitzt auch der nächst östliche Cordillerenkamm-Abschnitt eine besondere Individualität, sich erhebend zwischen Tertiärland im N, SW und E. Er enthält die Kette der Sierra Chimnea und die plumpe Masse des Torcal.

a) Die Sierra Chimnea.

Das ostwärts gerichtete Untertauchen der Strukturen bei Valle de Abdalagis ist in den überlagernden bunten Mergeln und Sandsteinen nicht mehr kennbar zu verfolgen, da deren Faltung zu unregelmässig und die Aufschlüsse zu unzusammenhängend sind. Das Wiedereinsetzen einer scharf hervortretenden Felskante (Castillo Almarado), bestehend aus einer isoklinalen Malm-Kreideserie (Str. $100^{\circ}/40-45^{\circ}$), in der östlichen Verlängerung der Falte der Sierra del Valle de Abdalagis lässt erkennen, dass in der axialen Linie dieser Falte nochmals recht scharf akzentuierte, nordwärts gerichtete „Scheitelausstülpungen“ sich einstellen (Prof. 9). Ein gleichartiger, klippenartig aus den Flyschmergeln aufragender Tithonkalkklotz (Peñon Badejos, Prof. 8) leitet zum Westende der eigentlichen Sierra Chimnea über. Im allgemeinen ist der Faltenbau dieser anscheinend einseitig südwärts geneigten, mächtigen Kalkmasse nicht leicht kenntlich, ein Grund wohl, weshalb der Berg früher in Zusammenhang mit dem Torcal als eine bruchbegrenzte Kalkscholle aufgefasst wurde. West- und Ostende zeigen aber deutlich den Antiklinalbau. Aufs beste ist im Westende des Kalkkomplexes zu beobachten, wie die roten Kreideschichten sich um einen Tithonkalkkern herumlegen, um dann alsbald am Nordfusse des Steilabbruches, aber schon in Mittelschenkellage, zu verschwinden; eine analoge Umbiegung ist im Ostende, nördlich am Fusse des Camorro alto erkennbar (Prof. 6). Diese beiden Anweisungen auf Antiklinalbau liegen an der Basis der Jurakalkwände, was einen Rückschluss auf die Art der Falte zulässt; da kein Jurakalk-Nordflügel vorhanden ist und auch in Analogie zum benachbarten Torcal keine Begrenzung durch einen vertikalen Längsbruch zutrifft, ist anzunehmen, dass es sich um eine ganz einseitig gebaute, äusserst stark nach N überliegende Struktur handeln dürfte. Dies entspricht dem ganzen Bauplan dieses Abschnittes des Penibetikums. Nicht sicher ist es, ob am Nordfuss der Sierra nochmals eine kleine Kalkschuppe unter die Hauptfalte sich einschaltet, da die Überstürzung mit Blockmaterial sehr stark ist und die Erkennung des sicher Anstehenden erschwert.

b) Der Torcal.

Seit altersher ist dem Bergstock des Torcal besondere Aufmerksamkeit zuteil geworden und ist der Formenreichtum dieses Karsthochlandes, „*estos caprichos de la naturaleza*“, schon gar oft in den bilderreichsten Schilderungen wiederzugeben versucht worden. In der Zeit, als plutonistische Auffassungen alles erklärten, musste der Torcal und seine Formen sogar als Beispiel herhalten für die Wirkung der „*plutonischen Kräfte*“ (ALVAREZ DE LINARES). In der Tat verdient dieses Bergmassiv in jeder Hinsicht seinen Ruf, denn im Verein mit einer richtigen Einschätzung seines Baues bietet er dem Geologen und dem Naturfreund ein Modellstück der Gestaltungskraft und Gestaltungsart der Natur. Da uns hier allein die Darstellung des geologischen Baues obliegt, sei für die rein beschreibende Schilderung insbesondere auf J. CARANDELL'S reich illustrierten Aufsatz „*El Torcal de Antequera*“ im Exkursionsführer A 5 des Internationalen Geologen-Kongresses 1926 (60, p. 84) verwiesen. Einige kurze Umrisslinien mögen der topographischen Orientierung dienen (s. nebst Hauptkarte auch Fig. 8).

Als Torcal wird die ganze Gebirgsmasse zusammengefasst, wie sie durch die fast vollständige Umrandung durch Flyschgesteine gegeben ist und orographisch sich massig über diese erhebt; im Westen begrenzt sie der Puerto Careguelas (Escaleruela bei ORUETA-AGUIRRE), im Osten die Boca del Asno, während Nord- und Südrand durch hohe Abbrüche oder felsige Steilgehänge (Sierra Pelada, Tajo Espejo) markiert sind. Hinter der auf Antequera zuschauenden Sierra Pelada liegt als ein Stufenplateau der eigentliche Torcal, geschieden in Torcal bajo und Torcal alto; der letztere, südwestliche Hochteil enthält jenes Labyrinth von einzelnen tiefen Cañons und bizarren Felskulissen, denen gewöhnlich der touristische Besuch gilt (Las Ventanillas, Cañada del Madroño etc.); dieser, einer ziemlich einheitlichen, mehr massig gebankten Kalkserie (Navazos-Kalk) angehörigen Partie liegt als höchstes horizontales Deckstück die oberste Tithonkalkplatte mit den beiden Gipfelpunkten (El Tintorillo 1323 m und Las Vilaneras 1333 m) auf. In der Südbegrenzung schaut die Wand des Tajo Espejo-Las Ventanillas mit maximal 200 m Absturz gegen das mild geformte Flyschgebiet von Villanueva de Concepción. Die SE-Seite des Berges enthält die am leichtesten nach dem „Innenraum“ des Bergmassivs führende Bresche in der hohen Umwallung: eine breite, muldenförmig einwärts greifende Nische, La Cancha, dient als Anstiegsroute zum Torcal.

Das oben umgrenzte Gebirgsland zeigt sich bei flüchtigem Überblick als eine gewaltige horizontale Schichtplatte von ca. 24 km² Oberfläche, deren Schichtköpfe allseits nach aussen abbrechen. Als solche wurde der Torcal auch früher grösstenteils angesehen. KILIAN und BERTRAND geben vorwiegend nur stratigraphische Beobachtungen am Torcal, unterlassen aber nicht auf das für den Bauplan des ganzen Bergmassivs wichtige Abbiegen der Schichten auf der Antequera zugekehrten Bergseite hinzuweisen (18, p. 544). Der geologische Führer von J. CARANDELL bringt für den Torcal eine ausgesprochene Horst-Grabentektonik zur Darstellung (60,

p. 94, Taf. VI). In meinem „Versuch einer tektonischen Gliederung“ (75, p. 497) wies ich auf die Unzulässigkeit dieser Auffassung und gab im Profil einer Torcalfalte die Form einer kofferfaltenähnlichen, dem Betikum nördlich vorgelagerten Antiklinale (Taf. XVIII, Mittelprofil). Eine abweichende Auffassung vertrat 1928 P. FALLOT (81), indem er das ganze Mesozoikum des Torcal als fremde auf Flysch überschobene Überschiebungsmasse vermutete, dazu verleitet durch die noch zu besprechende Lagerungsweise am Puerto del Asno; es gereicht mir zu ganz besonderer Genugtuung, dass seither (briefliche Mitteilung) der geschätzte Cordillerenforscher meiner Darstellungsweise beipflichtete. Eine sehr bedeutsame Erweiterung erhielt die Kenntnis des Torcals durch die neueste Arbeit von R. von KLEBELSBERG, der die Stellung des Bergmassivs zu seiner Umgebung, insbesondere zu seinem Nordrand auch dahin deutet, dass es sich um „tektonischen Kontakt“ handelt „im Sinne wenigstens randlicher, vielleicht aber auch weiter reichender Aufschiebung der Torcal-Masse auf ihr Vorland“ (89, p. 601). Umwandert man den Steilabfall des Torcals, so erkennt man, dass von einer allgemein geltenden Horizontalität der Schichtbänke keine Rede ist. In ausgezeichneter Weise ist auf der Nordseite das Abbiegen der im Torcal bajo nahezu horizontalen Tithonkalkplatten (teils Knollenkalke) in Nordfall zu beobachten (Prof. 3). Ein dadurch entstehender Faltenkopf kennzeichnet die hohe Bergnase beim „Peligro“ (eine steile Anstiegsroute), woselbst die roten, plattigen Schichten scharf abknicken, teils diskordant gelagert zu dem mehr rifförmigen weissen Kalk; die beobachtbare Neigung des Nordschenkels geht bis zu 65° . Diese Verhältnisse sind schon schematisch durch die Mission d'Andalousie skizziert worden (18, Fig. 40, p. 544) und neuerdings weist R. v. KLEBELSBERG ausführlich auf diese Lagerungsweise.

Ein Untertauchen eines Jura-Nordschenkels unter höhere Schichten ist dahingegen nur in sehr dürftiger Weise feststellbar (Schuttbedeckung). In einem mehr östlichen Abschnitt, bei der Venta de las Angustias (km 532), kleben an den steil zum hangenden Flysch abtauchenden Kalkbänken rote mergelige Kalkschiefer (n. in Fig. 8), die unbedingt dem Neocom zuzuweisen sind. Des weiteren fügt sich vor den Nordschenkel nochmals eine schmale südfallende Kalkschuppe (Cañada de Pesquera, Prof. 4), welche ihrerseits erst den Kalk- und Mergellagen des Flysch aufliegt. Dieser Flysch fällt unverkennbar unter die Torcalstruktur ein (Bergrücken westlich km 528); er steht zugleich in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Flysch der im Westende der Sierra Chimnea in den Rücken der gemeinsamen Faltenform beider Berge umschwenkt; wir haben also den Flysch nördlich der Sierra Pelada als Mittel- oder Muldenschenkelzone zur Torcalfalte zu betrachten.

Vom Nordsaum der Torcalfalte, deren Scheitel ungefähr mit der Sierra Pelada zusammenfällt, wird die Südbegrenzung des

Bergmassivs durch eine maximal bis 4 km breite Scheitelpartie geschieden. Diese, als Ganzes genommen, entspricht einer ausgedehnten horizontalen Platte, im einzelnen ist sie aber voller kleiner Verbiegungen mit Neigungswinkeln von 5—25°. Der nahezu E—W verlaufende Südabbruch im Tajo Espejo macht auf erstes Zusehen unbedingt den Eindruck einer grossen Verwerfung. Näheres Nachgehen längs der Steilwand zeigt, dass den im oberen Rand praktisch horizontal gegen S ausstreichenden Kalkbänken am Fuss der Felsen die steilgestellten Tithonkalke gegenüberstehen, denen noch etwas rote Kreide anhaftet, ohne dass, abgesehen von kleineren Verschiebungen, ein Bruch feststellbar wäre. Diese Verhältnisse tun somit dar, dass der Torcalkomplex auch auf der Südseite eine antiklinalförmige Begrenzung aufweist (Prof. 5). Die Torcal-Bauform gemahnt als Ganzes also sehr an den Typus einer Kofferfalte, die durch eine breite, von Steilschenkeln begrenzte Scheitelzone charakterisiert ist.

Der Steilschenkel der Südseite zeigt in seinem weiteren Verlaufe gegen E und NE Komplikationen, die mit der Gesamtform wohl gut in Einklang stehen, in Einzelheiten aber schwierig aufklärbar sind, da starke Blocküberstreuung hier vorkommt. Zu ihrer Aufklärung holen wir etwas weiter aus. Aus dem südlich der Sierra Chimnea liegenden Flyschgebiet zieht sich von W her eine Zone von Kalksandsteinen und Kalkbreccien (Zone des Cerro del Aguila), welche aus erst recht flacher Lagerung (in eben genannter Berggruppe), die ihr zufolge ihrer Lage in der Südabdachung der Struktur der Sierra Chimnea zukommt (Prof. 7), gegen den Steilschenkel des Torcals. Hier wird nun diese Serie, die sich stets durch starke Faziesvariabilität und Mächtigkeitsschwankung auszeichnet, in den Steilschenkel miteinbezogen. Bei der Casa labor de la muerte ist der Steilschenkel dieser Flyschserie mit mehr oder weniger senkrecht gestellten Kalkbreccien — man könnte sie beinahe für Trümmernmassen der Torcalwände nehmen — noch vertreten; in ihrer Fortsetzung ostwärts liegen beim Ventorro del Clarin beiderseits der Strasse Kalkmassen, die man nach ihrer Zerrüttung erst für Bergsturzmaterial ansehen möchte; wir haben es in diesem Kalkkomplex von Clarin aber sehr wahrscheinlich mit einer von unten durch den Flysch stossenden, gegen den Torcal hinangedrückten Struktur zu tun (Prof. 4); Neocomkalke finden sich in ihr gleichfalls erhalten. Der Torcal-Südschenkel geht bei dieser heftigen Zusammenpressung in Bruchüberschiebung über, dabei über die Flyschmergel südwärts vorgreifend (Prof. 3a); die klastischen Gesteine der Aguila-Serie fehlen auf ansehnliche Erstreckung, möglicherweise, dass sie unter dieser kleinen Überschiebung liegen, möglicherweise, dass die in dieser Serie so willkürliche Faziesveränderung im Spiele ist; die Gesteine erscheinen wieder an der Strasse Antequera-Málaga bei km 534. In das Gebiet der abgeleiteten süd- bis südostwärts vorgreifenden

Überkipfung des Torcal-Südostrand es greift auch die „Cancha“ ein, woselbst im Beginne des Einstieges nach der Torcalhöhe das südostwärtige Vorstossen der Tithonkalke (begleitet von Neocomfetzen) gegen die braunen Flyschmergel schön wahrzunehmen ist.

Die Erkennung des Torcals als eine mächtig breite von Steilschenkeln begrenzte Falte frägt nach deren Verhalten im Ost- und Westende der Berggruppe. Dieses gestaltet sich im Osten und Westen ganz verschieden.

Gegen Westen zeigt die mächtige Kalkserie der Navazoskalke (Tithon) eine schwache Neigung von vielleicht 3° gegen NW; ihre höchsten Schichtlagen, von wenig ausgeprägten Knollenschichten durchsetzt, werden zwischen Cortijo Robledillo und dem Puerto Careguelas von roten Neocomschiefern überlagert, die eine flache Synklinale formen, deren NW-Schenkel sich aber bedeutend steiler anhebt; diese querverlaufende Mulde scheidet die Falte der Sierra Chimnea von jener des Torcals (vergl. stets Fig. 8); sie weist in dem steilen Nordgehänge des Puerto Careguelas noch etwelche Komplikationen auf, da rinnenförmig sich von dem nördlichen Bergfuss bis fast zur genannten Passlücke hinauf die schiefrigen Neocomkalke in die Tithonkalke hineinzwängen. Eine grössere Querstörung zwischen Torcal und Camorro alto, wie dies KLEBELSBERG (89, p. 602) annimmt, konnte ich nicht festlegen. Das Abtauchen der Torcalfalte — wie auch der Sierra Chimnea — in die Kreidesynklinale von Robledillo, in welcher die in sich wieder wellig gefalteten Flyschgesteine der Aguila lagern, zeigt, dass es sich um keine Überschiebung der Torcalmasse auf Flysch handeln kann und dass die ganze Schichtserie eine tektonische Einheit bildet, die durch den Flysch rückwärts angekettet wird an den Rücken des Betikums; hier also wieder die gleichen Verhältnisse wie bei Valle de Abdalagis (Los Barrancos, Fig. 16), die zeigen, dass das Penibetikum die frontale Sedimentserie des paläozoischen Kernes von Málaga ausmacht.

Wenden wir uns zu dem ganz anders gearteten Ostende des Torcals. Gegen die Boca del Asno zu konvergieren die steilen Nord- und Südschenkel resp. NE- und SE-Begrenzung der Bergmasse. Diese Einengung führt im äussersten Ostende der Torcalstruktur zu einem eigenartigen Überliegen im Faltenende (Prof. 1). Die Sandkalke und Kalkbreccien der Aguila-Serie fallen hier steil unter die Jurakalke, schwingen sich aber alsbald wieder zu auswärts gerichtetem Fallen um (s. Fig. 19). Diese Lagerungsweise konnte sehr wohl zur Annahme führen, dass die Torcalmasse dem Flysch als Überschiebungsmasse aufliegt (P. FALLOT, 81).

Dieses Ostende des Torcals im Picacho Pelado wird auch wegen der darin beteiligten Formationen von Belang. Oberhalb der Venta de las Angustias (Wegabkürzung) treten unter den weissen Tithonkalcken (Pelada-Kalk) des überliegenden Nordschenkels teils gut gebankte Dolomite zutage (1, Fig. 19). Diese beschreiben ein flaches

Gewölbe, das das ganze Querprofil des Berges umfasst und die riffkalkähnlichen hellen Kalke des Picacho Pelada (P. 1115 m) trägt. Diese Dolomite wurden durch KILIAN und BERTRAND als liasisch angesehen und würden, falls sich dies bestätigen liesse, anzeigen, dass hier der Faltenkern der ganzen Torcalstruktur zutage kommt. Solches setzt aber ein axiales Ansteigen gegen das Ostende voraus, wo dann sogar tiefere Schichten zum Ausstrich gelangen sollten, als dies in den zentralen Teilen der Falte ist; da die Falte aber gegen E

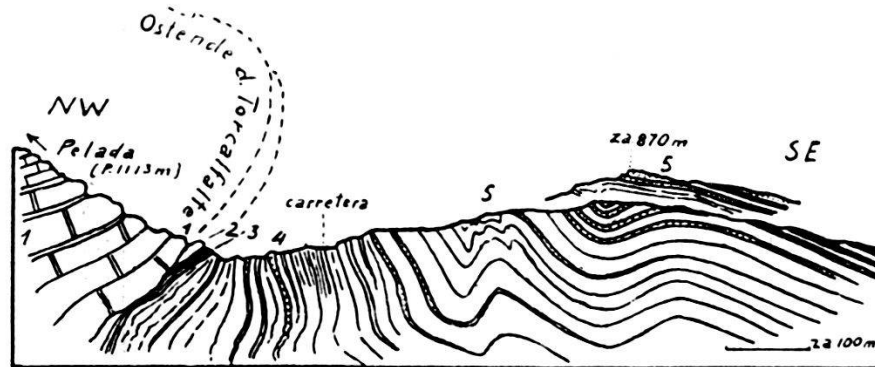


Fig. 19. Flysch-Jurakontakt an der Boca del Asno (Ostende Torcal).

1. *Asnodolomit*. Hellaschgrau angewitterter, innen blauschwarzer Dolomit (Stichprobe: 41% $MgCO_3$), teils massig nach oben in wohlgebankte Lagen, die kalkreicher sind, übergehend und begrenzt durch eine gelbanwitternde, feinsandige, konkretionenführende Kalklage; gewölbeformend, längs Strassenabkürzung oberhalb Venta de las Angustias 30—50° S fallend, bei genannter Venta überliegend bis steilen Nordfall zeigend; überlagert von den weissgrauen, massigen Kalken (Peladakalk).
2. Weisser bis weisslich-gelber Kalk (Typus: *Peladakalk*); ca. 1—1½ m nur örtlich beschränkt vorhanden. *Tithon*.
3. Mergelige rote Kalkschiefer, ca. 2 m. *Neocom*.

Flyschserie.

4. (Zwischen Strasse und Abkürzung.) Graue und grünliche Mergel mit Einlagerung einzelner Bänke von braun anwitterndem Kalksandstein und sandiger Kalkbreccie; 15—20 m Schichtmächtigkeit.
5. (Zwischen Strasse und Höhenzug 870 m.) Gleichartige, wenig aufgeschlossene Schichtfolge, in welcher auf der Anhöhe hervorragen:
 - 1) hellgraue, feinkörnige Sandkalke, übergehend in braungraue Bänke von Kalksandstein;
 - 2) Kalkbreccie, graubraun oder rosa gefärbt, mit buntem Kiesel und weissen Kalkbrocken als Komponenten; gewöhnlich bankförmig, daneben auch in Linsen;
 - 3) Kalksandsteine, rosa oder gelbbraun, mit Kriechspuren und *Cancellophyeus* ähnlichen Wedeln.

Die feinkörnig kalkigen bis brecciösen Lagen führen *Lepidocyclinen* (s. p. 152).

so brüsk wie nur möglich ausgeht und ein Ansteigen auch sonst nicht erkennbar ist, bleibt dieser „Liaskern“ nach tektonischen Überlegungen unwahrscheinlich. Und auch stratigraphisch erwogen hat die Liaszuweisung ihre Bedenken, denn dies wurde eine sehr plötzliche Ausdünnung des gesamten übrigen Jura, der im Torcal auf über 500 m veranschlagt wird, voraussetzen. Ich neige deshalb vielmehr zur Auffassung, dass es sich hier um einen oberjurassischen Dolomit handelt, zumal solche auch anderwärts (Perella-Falte) angetroffen wurden. Dementsprechend finden sich unter Zwischenschaltung eines Restes von Pelada(Tithon)kalk im überliegenden

Gesteinsprofil nächst der Passhöhe der Boca del Asno noch schwächere, rote Kreidekalkschiefer (2, Fig. 19).

Das unvermittelte Ende der sonst so breitgespannten Torcalfalte und der zwischen dieselbe und die weiter östlich anschliessenden Strukturen (Sierra de las Cabras) sich zwischenschaltende Flyschmergelstreifen lassen auf Störungen mit transversaler Bewegungsrichtung schliessen. In den Tithonkalken längs der Passstrasse lassen sich denn auch Rutschflächen (Str. 120°) mit gegen ESE gekehrten (30—35°) Rutschstreifen beobachten. Als primäre Ursache solcher querverlaufender Störungen an dieser Stelle dürften hauptsächlich Mächtigkeitsunterschiede in den Kalkformationen in Betracht kommen; vielleicht dass eine tektonische Disposition dazu schon vor Ablagerung des Flysch vorgebildet war.

Den zu einem kleinen Faltenkopf abgeflauten Torcalbau löst weiter südlich auf kurze Erstreckung eine andere Falte ab, die sich südlich der Boca del Asno als aufragende Felskante (Sierra Caracoles) anzeigt (Prof. 1). Kreide und Neocom dieser Struktur sinken in beiden Richtungen der Längserstreckung sehr rasch ab; die Falte dürfte südlich der Komplikationen beim Ventorro del Clarin durchstreichen (Prof. 2—3).

Im Ostende des hier zu behandelnden Penibetikums angelangt, lässt ein Rückblick auf den durchgangenen Abschnitt desselben Ähnlichkeit und Verschiedenheit zu der zuvor besprochenen Berggruppe schnell übersehen. Verschieden ist der plumpe Aufbau zu einer grossen Falte im Abschnitt Torcal-Chimnea, während weiter westlich Schuppen und Falten sich aneinander- und übereinanderlegen. Dieser Unterschied hat entschieden darin seine Ursache, dass im Torcal eine grössere Mächtigkeit von Jurakalken vorhanden ist; gegenüber dem faltenden Süddruck verhielt dieselbe sich wie eine träge Masse, die, wie in einen Schraubstock gepresst, sich emporarbeitete, wobei die seitlichen, zwar auch ursprünglich wohl weniger mächtigen Schenkel grösstenteils ausgezogen wurden. Die Torcalfalte ist ein gutes Beispiel für die Abhängigkeit von Faltungsform und gefaltetem Material; solche torcalverwandte Gestalten finden sich auch anderwärts bei ähnlichem Material; in dieser Hinsicht sei zum Beispiel auf jene Jurakalkfalte gewiesen, welche L. GENTIL (49, p. 213) von dem ssw. von Tunis gelegenen Djebel Zaghouane beschreibt und im Profil wiedergibt; faziell-lithologisch und bewegungsmechanisch ist sie ein afrikanischer Widerpart des Torcals.

Als übereinstimmend mit der Gruppe des Guadalorce bleibt trotz der Rückfaltungen gegen S — welche letztere nach KLEBELSBERG'S Beschreibung (südwärts gekehrte Kalkschuppe) sich auch noch weiter östlich, in den Bergen zwischen Riogordo und Alfarnatejo sich wiederfinden dürften — zu erkennen, dass das ganze Bewegungsbild auf einen mächtig wirkenden Nordschub sich zurückführen lässt.

Südwärts der penibetischen Jurakalkstrukturen dehnt sich ein ausgedehntes Flyschland, die Zone von Colmenar, die sich als 5—7 km breite Zone zwischen jene und das Betikum schaltet und ein ganz anderes Faltungsbild und natürlich auch ganz verschiedene Geländeform (viel mildes Ackergelände) aufweist. Ihr westlichster Abschnitt fällt innerhalb unser Kartengebiet und soll bei einer einlässlicheren Behandlung der Stratigraphie mehr berücksichtigt werden. Grössere Baulinien fehlen übrigens hier; kurze enge Falten (südlich Torcal-Chimnea) oder Teilstücke von wenig prononcierten Antiklinalen (Sandsteinzone der Alhaja Prieta) formen die bis anhin erkannten Hauptlinien. Ein breiter Teil der Zone, vielleicht die Hälfte, scheint in seiner Bauweise durch die nordwärts untertauchende betische Unterlage bestimmt zu sein; dies kann aus dem auf grössere Breite geltenden, allgemein gegen N gerichteten Schichtfallen geschlossen werden. In dieser Strecke ragen noch einzelne, dem Flysch nahezu einverleibte Neokomvorkommen (nördlich der Dehesa) zur Oberfläche; sie machen wohl den letzten Rest einer einstmals ausgedehnteren Neokomüberdeckung aus. Obwohl nirgends tief genug reichende Einschnitte vorhanden sind, um es sicher beurteilen zu können, darf aus der Faltung in der westlichen Fortsetzung der Colmenarer Flyschzone gefolgert werden, dass die Flyschfaltung verhältnismässig wenig tiefgehend ist und die Trennung von Penibetikum und Betikum durch diese Zone keine tiefgreifende tektonische Trennung (Zwischenschaltung bedeutender Schuppen) anzeigt.

6. Beziehungen zwischen dem Penibetikum und der citrabetischen Triaszone (Strecke Antequera-Peñarrubia).

Nördlich der beschriebenen Falten zieht sich vom Becken von Granada bis in die Gegend nördlich Ronda eine Triaszone germanischer Fazies, die in typischer Weise jene wirre Innenstruktur zeigt, die mehr oder weniger allen Triasgebieten nördlich der betischen Massive zukommt. Sie ist bekannt als die Zone von Antequera und scheidet nach unserer Zonenverteilung das Subbetikum vom südlich gelegenen Penibetikum; sie begrenzt unser Kartengebiet längs der Nordseite und lässt in ihrem Liegenden allein nordöstlich Antequera einen kleinen, dem Subbetikum zugehörigen Bauteil zutage kommen (Prof. 3 und 4). Der innere Bau dieser citrabetischen Zone soll uns hier nicht weiter beschäftigen, das Problem ihrer tektonischen Bedeutung und ihre Entstehungsweise klärt sich nicht allein in unserem beschränkten Gebiete auf, sondern ist abhängig von der weiteren Entwirrung des Gesamtbaues der Cordilleren. Der Kontakt an ihrem Südrand mit den Formationen des Penibetikums fragt zuerst die Aufmerksamkeit.

Da die Kalkketten das wellig-hügelige Triasgebiet an ihrem Nordfusse als markante Höhenstufe überragen, wurde diese Linie

früher meist mit einer Bruchlinie in Zusammenhang gebracht. Dass eine tiefgreifende Störungslinie hier in der Streichrichtung verläuft, ist evident; sie ist aber nicht durch Vertikalbewegungen bedingt, sondern ist eine Überschiebungslinie, an welche zumeist die Tertiärformation des Penibetikums, als die höchste Stufe der gegen N gekehrten Falten herantritt.

Die Beobachtungsumstände über die Grenzverhältnisse sind nicht immer günstig, da oft bunte Mergel und sandige Gesteine auf der einen Seite (Flysch), gleichen Sedimenten auf der anderen, der Triasseite, gegenüberstehen, und in beiden Formationen Gyps vorhanden ist, in grösseren Stöcken freilich nur in der Trias; das Vorkommen von Rauhwacken betrifft allein die Trias und grössere Bankserien von Sandsteinen finden sich nur im Tertiär.

Folgen wir der Kontaktlinie vom Ostrand des Kartengebietes ab, also längs der Nordseite des Torcals. Die bunten Mergel des Flyschkorridors der Boca del Asno grenzen in rutschigem Gelände an Rauhwacken und Mergel der Trias und geben wenig Auskunft über gegenseitige Beziehungen. Weiter westwärts (km 531—522) erlaubt Schuttbedeckung nicht mehr als die Feststellung, dass gypsreiche Trias und ein tithonischer Steilschenkel der Torcalfalte sich gegenüberstehen (Prof. 2). Von Belang sind die Lagerungsverhältnisse bei km 528. In dem Hügelrücken nördlich der Cañada de Pesquera stellen sich Kalksandsteine (Lepidocyclinen) und Flyschmergel in dieser Grenzzone ein; sie fallen generell 25—35° nach S und liegen als Ganzes als eine Deckschicht über den Triasgesteinen (Prof. 4 und 5). Diese Auflagerung ist keine normal stratigraphische, denn einmal entspricht das Schichtprofil Trias-Nummulitenkalk in dieser Gegend keiner solchen, und des weiteren ist die wellige, in sich zusammenhängende Faltung der Flyschgesteine in deutlichem Gegensatz zu der starken Zerrüttung der Triasgesteine. Zuvor ist schon erwähnt, dass diese Nummulitenformation in Mittelschenkellage zur Torcalfalte liegt. Es liegen hier also penibetische Formationen auf citrabetischer Trias; eine Überschiebung, nicht ein Vertikalbruch trennt Trias und Oberjurakalke des Torcals.

Auf weite Erstreckung verhüllen nun die auflagernden Miozän-sedimente von Antequera die Beziehungen zwischen Penibetikum und Triaszone. Erst westlich der Miozänhügel von Las Torres dehnt sich wieder das eintönige Ödland der Trias und liefert längs der Strasse von Antequera nach Valle de Abdalagis höchst belangreiche Aufschlüsse. Wenig westlich km 10 ist Auflagerung von Flyschmergeln und -sandsteinen auf Trias deutlich erkennbar; ein kleiner tertiärer Sandsteinrelikt ruht auf buntem Gypsmergel bei km 11, ein grösserer Flyschkomplex liegt bei km 12 der Trias auf (Prof. 9). Auflagerung von Flysch auf Trias kennzeichnet also die rechte Bachseite des Arroyo de las Piedras, welches Verhältnis wenig weiter westlich in prächtig aufgeschlossenem Überschiebungs-

kontakt (bei km 14) aber gerade ein umgekehrtes wird, denn hier überlagert eine Gypsmergelbreccie die bunten, nordwärts fallenden Flyschmergel. Die linke Talseite klärt über diesen Wechsel der gegenseitigen Lagerung aufs schönste auf. Beim Cortijo de la Encinilla ist das gegen S gewendete Scharnier in der Triasbegrenzung verfolgbar, welches die sonst im Hangenden liegenden Flyschgesteine ins Liegende der Trias bringt (Prof. 9). Der in dieser Gegend vorwiegende Nordfall der Flyschgesteine entspricht dem Nordschenkel der regelmässigen Falte von Valle de Abdalagis, der Nordfall in der citrabetischen Trias, der gerade in dem Scharnier von Encinilla partienweise auffällig regelmässig ist, macht Teil aus von einer Orientierung, die längs der Kontaktzone oft wiederkehrt; alsbald geht dieselbe aber über in das regellose Nebeneinander von Dolomit, Mergel, Gyps etc. mit da und dort einem Brockstück oder etwa einer grösseren Linse basischer Eruptivgesteine („Ophite“). Wenig weiter westlich dem genannten Überschiebungskontakt, längs der Cañada Bobadilla (zwischen km 14 und 15) gibt das Profil a der Fig. 20 die Lagerungsverhältnisse wieder, wobei wiederum das „geordnete Betragen“ der tiefsten Triaslagen auffällt.

Eine höchst bemerkenswerte Komplikation in den Grenzbeziehungen zwischen dem penibetischen Tertiär und der Trias zeigt sich in der Strecke zwischen dem Arroyo de las Piedras (Valle de Abdalagis) und dem Guadalhorce. Beim Austritt des Arroyo del Aguila aus den Triashügeln schalten sich zwischen Flysch und Trias rosarote dichte Mergelkalke (Str. $330^{\circ}/40-50^{\circ}$ NE) ein; gleiche Schichten wiederholen sich am Fusse des Cerro Aguila (P. 628); diese Schichten können kaum anders als Neokom oder höchstens ganz ähnlich entwickelte unterste Tertiärschichten betrachtet werden (Prof. 11). Die seit dem Scharnier von Encinilla geltende Überlagerung von Trias auf Tertiär zeigt sich unzweideutig im Ausgang des Arroyo de los Higueros (Prof. b, Fig. 20). Beiderseits des Guadalhorce wird der Kontakt wieder steiler und nächst diesem Flusse fallen Kalke und Dolomite der Trias vorwiegend steil gegen S. Die Flyschmergel der Strecke Guadalhorce—Strasse Peñarrubia-Campillos machen an einigen Stellen wieder den Eindruck über die Trias hinwegzugreifen. Ähnlich wie am Cerro Aguila, stellen sich nördlich Peñarrubia, am Arroyo Agualobos, wieder Gesteine von Kreide und Tithonkalktypus in der Grenzlinie ein, die hier aber von der Trias weg, also südwärts fallen. Wenig weiter westlich der Strasse Peñarrubia-Campillos wird dann der Kontakt von der horizontalliegenden, miozänen Kalkmolasse überdeckt.

Welche Auskunft über die tektonischen Beziehungen zwischen der Triaszone von Antequera und den penibetischen Strukturen gibt nun die auf eine Erstreckung von ca. 30 km ausgeführte Verfolgung der Kontaktlinie? Diese ist nicht unbedingt eindeutig, stützt aber doch in bestimmter Weise die schon dargelegte Auffassung, dass die

penibetischen Strukturen mit dem ihnen zugehörigen Flysch auf die Trias von Antequera überschoben sind; die Kontaktfläche beider wurde durch spätere Bewegungen, möglicherweise durch einen weiter wirkenden Auftrieb in der Trias, kompliziert. Zu ihren Komplikationen gehört auch das Vorkommen der Kreide-Mergelgesteine; wenn dieselben wirklich penibetischer Zugehörigkeit

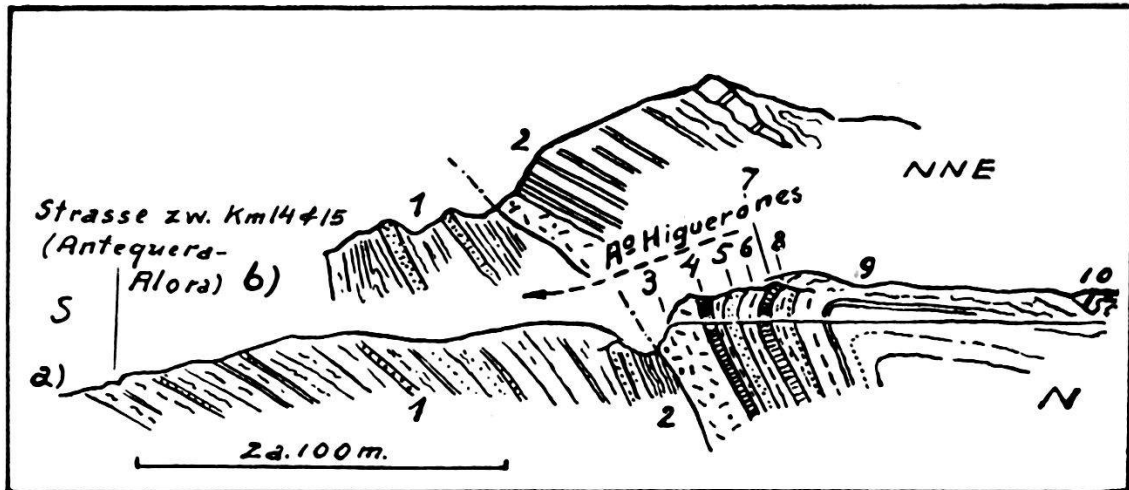


Fig. 20. Zwei Profile des Trias-Flysch-Kontaktes zwischen Antequera und Gobantes.

a) An der Cañada Bobadilla bei km 14 der Strasse Antequera-Álora.

1.—2. *Penibetisches Tertiär*.

1. Schichtfolge rotbrauner und grüngrauer sandiger Mergel, gebändert durch plättchenförmige eisenschussige Sandsteinlagen; Str. 230,30° NW.
2. Weisser Quarzssandstein mit Toneinlage, 4—5 m rote und grüne Mergel.

3.—10. *Citrabetische Trias* (Zone von Antequera).

3. Massige Gypsbreccie, in Überschiebung (Str. 270°/40° N) den Flyschmergeln aufliegend; der Breccie sind beigemengt: Brocken gelblichen Dolomites, schwarzen dolomitischen Kalkes, rote gypsdurchsetzte Mergel, ockerige, mürbe Rauhacke; sämtliche sind Gesteine der Trias.
4. Feingeschichteter weisser und blaugrauer, kristalliner Gyps, ca. 2½ m.
5. Feinkörniger, grüngrauer Sandstein (Str. 195°/55° W).
6. Blaugraue, sandige Mergel.
7. Gyps und sandige Mergel (ca. 5 m).
8. Gypsmergel, blauschwarze Tone und Sande, dünne sandige Mergelkalke.
9. Wechsellagerung grüner und graublauer Mergel und dünner Bänke von ockerigem Sandstein und Dolomit.
10. Gyps und beginnende „ungeordnete“ Aufeinanderfolge von Triasgesteinen (Dolomit usw.).

b) Im rechtsseitigen Ausgang des Arroyo Higueroles (4 km wnw von a).

1. *Flysch*: Aufeinanderfolge von Mergeln und Kalksandstein und Quarzsandstein (Str. ca. 325°/50—80° N).
2. *Triasserie*: Beginnend mit einer Gypsmergelbreccie und gefolgt von einer Wechsellagerung von lauchgrünen, glimmerreichen Sandsteinen, weinroten, schiefrig-sandigen Zwischenlagen und einzelnen, dünnen, sandig-ockergelben Bänken; im Berggipfel: Dolomitlinse, massig.

sind, so müssten sie als Schuppen aufgefasst werden, die längs der Trias in die Höhe gedrängt wurden.

Einfacher würden die tektonischen Voraussetzungen, die sich an die verfolgte Kontaktlinie knüpfen, bei Annahme einer unmittelbaren, ursprünglich stratigraphischen Überdeckung der citrabetischen Trias durch die penibetischen Formationen. Abgesehen von den nicht in diesem Sinne sprechenden Lagerungsbeziehungen hat dies

aber keine Wahrscheinlichkeit für sich, wenn man bedenkt, welche plötzliche Sedimentreduktion man z. B. beim Torcal voraussetzen hätte, da weder Kreide noch Jura unter dem der Trias auflagernden Tertiär sich vorfinden und es gerade die Kreide ist, die in der mehr nördlichen Externzone zu grosser Mächtigkeit anschwillt. Regionale und lokale Überlegungen sprechen also dafür, dass zwischen der Zone von Antequera und dem Penibetikum eine tiefeinschneidende tektonische Trennungslinie, die penibetische Überschiebung durchzieht.

7. Die Lagerungsverhältnisse des Miozäns von Antequera.

Wie schon für die Gegend des Guadalhorce-Durchbruches angeführt ist, so lagern auch in der Gegend zwischen Antequera und Bobadilla eine Reihe isolierter Miozänrelikte über den tieferen Strukturen. Als grösster Komplex ist die Kette des Hacho mit ihrer westlichen Verlängerung von besonderem Interesse. Obwohl darüber schon anderwärts kurz berichtet ist (102, 103) darf der Gegenstand der Vollständigkeit halber hier nicht übergangen werden. Kartenskizze und Profile der Fig. 21 vermitteln den Überblick.

Während die schwach bergwärts geneigte Lagerung der gebankten Kalksande südlich oberhalb der Stadt Antequera noch mit Ablagerungsschichtung in Zusammenhang gebracht werden kann, zeigen die Schichtköpfe der gleichen Serie im Ausstrich über dem Arroyo de Alcazar einen sehr raschen Übergang in steileres Einfallen (bis 70°). Mit der Zunahme des Neigungswinkels tritt besonders in den tieferen Bänken eine Änderung der Streichrichtung auf, sie biegt gegen S um, so dass der ganze Hachokomplex die Form einer flachen Mulde bekommt, welcher zwar der Südschenkel grösstenteils fehlt. Wenn schon der hohe Neigungswinkel im Hachokamm der in unserem Kartengebiet sonst horizontalen Ablagerung verwundert, so überrascht noch mehr die harte Bankserie (Sandkalke), die mit teils steiler Schichtstellung den nächst westlichen Cerro (Cortijo) de las Torres durchzieht. Der genaue Zusammenhang der harten Bankserie von Las Torres mit der mürben Kalksandserie des Hacho ist recht schwierig zu beurteilen, da sich bei der Klosterruine von Magdalena Schichten mit ganz widersinnigem Verlauf zwischen-schalten. Da weder Faltung noch Bruchbildung feststellbar ist, vermute ich, dass hier Ablagerungsdiskordanzen diese strukturellen Unregelmässigkeiten vortäuschen. Mit der unterlagernden Trias besitzen die Strukturlinien des aus seiner Horizontalität verstellten Miozäns keinen nachweisbaren Zusammenhang.

Für die Rangordnung der tektonischen Vorgänge in den Cordilleren gibt das Miozän von Antequera wertvolle Anhaltspunkte. Einmal erlaubt die Festlegung des Alters der hier fossilführenden Miozän-sedimente (Burdigalien s. p. 158) die relative Fixierung der tek-

tonischen Vorgänge, welche die penibetische Einheit auf die citra-betische hinüberlegte, denn das Miozän liegt direkt auf dem Kontaktsaum beider; weiterhin zeigt die Eigenfaltung dieses jüngsten Tertiärs, dass spätere Bewegungen — im Gegensatz zur Hoya de Málaga — eingewirkt haben. Auch hier lässt sich die Frage aufwerfen, ob die salz- und gypshaltige Trias allein solche bewirkt haben konnte; dies ist nicht wahrscheinlich, denn die miozänen Sedimente lagerten sich auf einer Erosionsoberfläche der Trias ab, die ihren Trieb zur Extravasion sicher schon eingebüsst hatte, wenn nicht tektonisch angereizt und zudem ist die Art der Auflagerung so, dass dieser Schluss nicht gezogen werden kann. Es zeigt sich in der Aufrichtung des Miozäns von Antequera vielmehr jene jüngere posthume Faltung an, die anderwärts in den Cordilleren sich als von nicht zu unterschätzender Bedeutung zeigt. Aus den Arbeiten der Mission d'Andalousie, von VAN BEMMELEN und WESTERVELD ist genugsam bekannt, dass im nahen Becken von Granada die Tertiärsedimente bis zum Tortonien hinauf von jüngerer Faltung wieder ergriffen wurden; am Nordrand der Cordilleren hat dieselbe, wie P. FALLOT mitteilt (100) bis zur Überschiebung des Miozäns auf die Trias sich gesteigert. Diesen, wahrscheinlich sukzessiven Bewegungen ist, wohl als Ausklang einer Pressung von der Sierra Nevada her, auch die Aufrichtung des Miozäns von Antequera zuzuschreiben.

8. *Die penibetische Zone längs des Rio Turon.*
(El Chorro-Burgo-Sierra de las Nieves.)

Von dem Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches ausgehend, ist der Bau der penibetischen Zone gegen E zu dargelegt worden; es soll nun mehr das gleiche gegen W zu versucht werden. Wir halten uns dabei erst an die dem Betikum meist benachbarte Zone, um darauf hin den Bau einer mehr extern gelegenen Zone zu erläutern.

Westlich der Chorro-Schlucht kommt unter den mächtigen Konglomeraten der Mesa de Villaverde die dem Betikum aufgelagerte Kreideformation längs dem Südufer des Pantano des Rio Turon zum Vorschein; sie fällt steil gegen N ab (Prof. 17); Flyschmergel transgredieren von N her über die Kreidekalkmergel auf die paläozoischen Schichten hinüber. Einen guten Einblick in den Bau dieser penibetischen Internzone gewährt der Durchbruch des Arroyo Zahurda durch die betischen Randhügel; die Skizzen der Fig. 22 klären darüber, sowie über den stratigraphischen Befund auf.

Diesem Zahurda-Profil kommt auch insofern Belang zu, als es zeigt, dass zwischen auflagerndem Mesozoikum und betischen Gesteinen Überschiebungskontakt vorkommen kann, wie dies aus dem mechanischen Kontakt des sich ausdünnenden Tithonkalkes (4 der Fig.) mit seiner Unterlage hervorgeht (bei der Brücke der Skizze III, Fig. 22). Verallgemeinert man solche Beobachtungen des Aus-

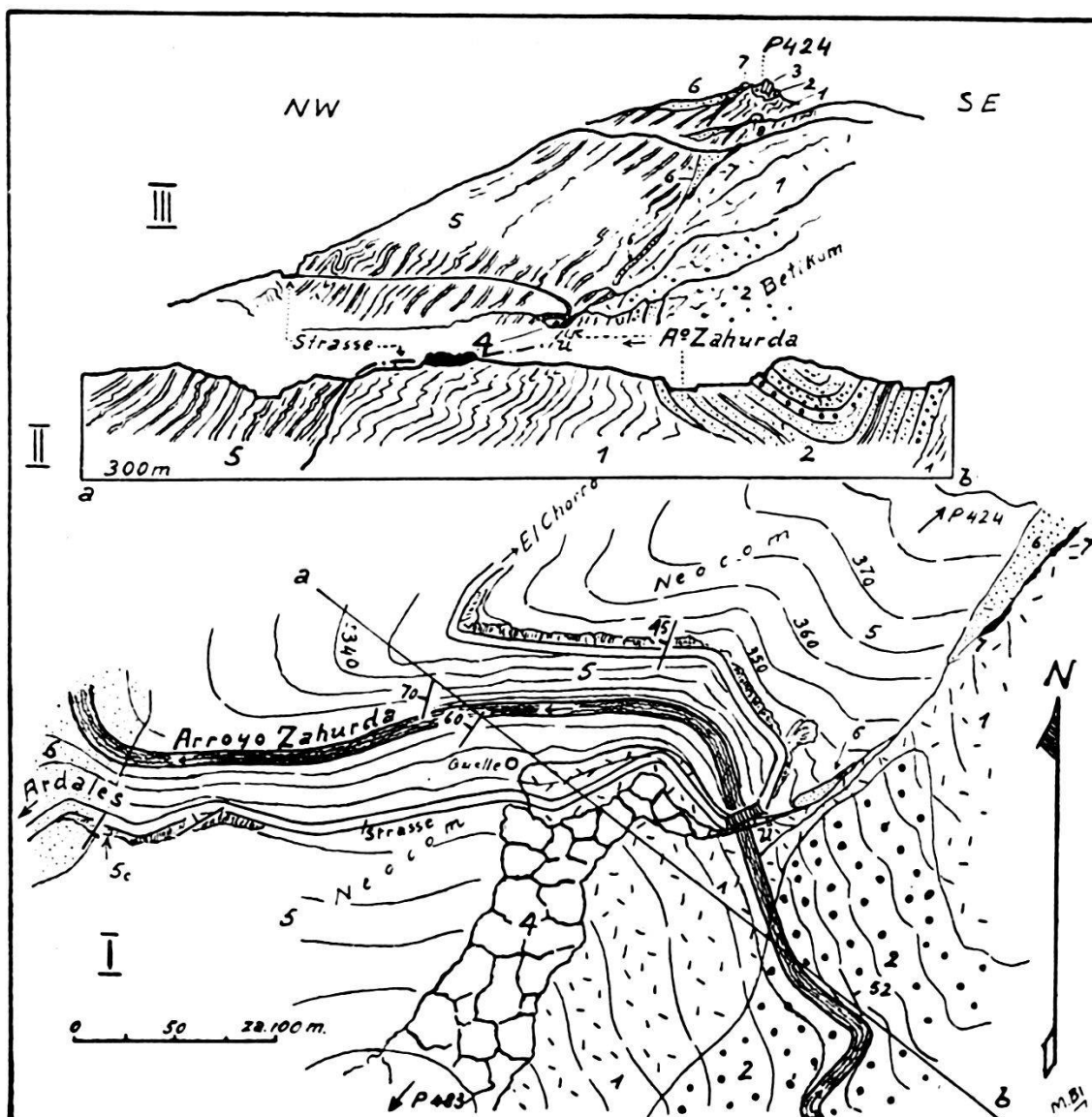


Fig. 22. Grundrisskizze (I), Profil (II) und Ansichtsskizze (III) der Auflagerung des Penibetikums auf das Paläozoikum im Nordausgang des Arroyo Zahurda.

1.—3. *Betische Formationen (Paläozoikum).*

1. Komplex der höchsten paläozoischen Schichtreihe (Devon? Culm??); schwarz, meist grünbraun anwitternde, mehr oder weniger sandige Schiefer, wirr gefaltet und zerdrückt, durchsetzt von dünneren und dickeren Lagen von glimmerführende Grauwacke, teils brecciös.
2. *Permo-Trias*: rote und rotbraune Sandsteine, untergeordnet Konglomerate; daneben zwischengelagert zinnberrote, fast lettenähnliche Tonlagen.
3. Gebankte, graue Dolomite; liegen als isolierte Gesteinsklippe auf roten Sandsteinen und Konglomeraten und sind wahrscheinlich ein Rest der *Trias*bedeckung des Betikums.

4.—6. *Penibetische Formationen.*

4. *Tithon*: weisse, dichte bis feinkristalline Kalke, dickgebant, schlecht geschichtet, durchsetzt von Kieselschlieren, die zu ganzen Lagen zunehmen können. Im Arroyo Zahurda bei ü mit lokaler Überschiebungsfäche den paläozoischen Schiefen auflagernd.
5. *Neocom*: weiss-grünliche, mergelige Kalke mit grau-grünlichen Mergelzwischenlagen; vereinzelt mit Kieselschlieren; linsig gequetscht und wellig unregelmässig gefaltet.
- 5c. Übergangsschichten von Kreide zu Tertiär; von Kreideschichten aus fortschreitend: 1. steilgestellte (Str. 225°/saiger) Kreidemergelkalke mit Kieselschlieren, Übergang in 2. bröcklige rote Mergel (4—5 m) und 3. Quarzsandstein (2—3 m), gelbbraun angewittert, toniges Zwischenmittel, darüber sandige Mergel usw. der gewöhnlichen Flyschserie.

6.—8. *Tertiär.*

6. *Flysch*: Bunte Mergel, meist sandig, Schiefersandsteine, Quarzsandsteine usw.
7. Vereinzelte Blöcke von Dolomitbreccie, eng verbunden mit weissem kryptokristallinem Kalk; Zusammenvorkommen beider in Relikten spricht für Tertiärbasis (nicht Tithon oder Trias).
8. Polygenes Konglomerat; isoliertes Felsköpfchen; Tertiärbasis (enthält auch oolithischen Kalk als Komponente, daher nicht etwa von paläozoischer Zugehörigkeit).

einanderreissens des Zusammenhanges zwischen Betikum und seinen Deckschichten, so kommt man zur Vorstellung des Abgleitens des Penibetikums, wie ich es früher (78, p. 496) als grundlegend für den Bauplan des Betikums und Penibetikums annehmen zu müssen glaubte. Spätere Bewegungen können freilich ein solches „décollement“ oder auch eine selbständige Überschiebung so sehr maskieren, dass es nicht leicht wird, deren Fehlen oder Anwesenheit festzulegen. Die Kenntnissnahme mit dem penibetischen Saum auf eine recht lange Erstreckung haben mir aber gezeigt, dass von einem solchen regionalen Abgleiten oder von selbständiger Überschiebung nicht die Rede sein kann und es sich bei Kontakten, wie einen solchen das Zahurda-Profil aufgeschlossen enthält, um kleinere Teilbewegungen handelt.

Die Steilheit des nordwärtigen Abtauchens des betischen Rückens wie es das Zahurda-Profil erkennen lässt, steigert sich weiter westwärts noch mehr. Ungefähr 1 km weiter westlich zeigt ein analoges Querprofil (bei P. 483) die steilgestellte Kreide (ohne Tithon) sogar bergwärts, also südfallend. Als gleichartige steile Randzone ist diese unvollständige Jura-Kreideserie, in der wir nichts anders als die westliche Fortsetzung des Veredon-Zuges des Chorro-Querprofiles vor uns haben, über Ardales hinweg (Bruchkontakt am Arroyo Capellanes; Karte Fig. 11), und den Rio Turon querend, in den Turonkalkzug zu verfolgen; hier macht sich die Kreide der internen Zone nur mehr durch ganz beschränkte Ausbisse bemerkbar (kleine Schuppen); sie wird meistens von Flyschmergeln überdeckt.

Auf die ganze Erstreckung, von den miozänen Tafelbergen ab, vermischen wir nördlich der verfolgten Internzone die Faltenschar des Chorro-Querprofiles. Sie ist vollständig abgetaucht und ist jenseits des Pantano innerhalb des Flysches nur noch in dem flachgelagerten Kreideareal nördlich La Grajera angedeutet. Dementsprechend dehnt sich nordwärts das weite Mergel- und Sandsteingelände beiderseits der Strasse Ardales-Peñarrubia, innerhalb welchem eine unübersichtliche Flyschfaltung vorhanden ist. Westlich Ardales verengert sich das Flyschareal sehr rasch und auf der Nordseite des schmalen Korridors längs des Castillo Turon tritt die sehr mächtige rote Kreide zutage; sie ist die Südostbegrenzung eines neuauftauchende Faltenareals, das, da es die mediane Zone ablöst und dieser gegenüber mehr gegen NW zu liegt, als die Externzone bezeichnet worden ist.

Mit Überschreiten der Störung von Andrade (p. 200) ändert sich das tektonische Bild, an der Oberfläche wenigstens, recht wesentlich. Die steilgestellte interne Zone entzieht sich einer weiteren zusammenhängenden Verfolgung; der betisch-paläozoische Komplex verschwindet und an dessen Stelle tritt im Süden die Einheit der alpinen Trias, die wir als die Rondaïden bezeichnet haben und deren hochragende Berge schon von Ardales ab mit schroffer Front über das hügelige Vorland schauen. Durch die in ihrer tektonischen

Ursache schwer erklärbare NW—SE-Begrenzung der Sierra de Alcaparain entsteht der auch morphologisch sehr auffällige einspringende Winkel in der Richtung nach dem Puerto Martinez zu. Den dadurch entstehenden weiten Raum nehmen Flysch und rote Kreide ein. In dem verlassenen Hügellgebiet das die letztere südlich des Rio Turon aufbaut, lassen sich mehrere kleine Falten erkennen; ihre stark meridionale Streichrichtung kommt mit der allgemeinen Streichrichtung nicht gut überein (s. Karte Fig. 13).

Eine Strecke grösserer Komplikationen knüpft sich an die Basis der hohen Abstürze der Berge alpiner Trias, welche wie schon angeführt, als eine das Betikum fensterartig durchdringende und auf das nördliche Vorland sich vor- und aufschiebende Einheit zu betrachten ist. Von diesem nördlichen Vorland wissen wir aber nunmehr aus der ausgeführten Längsverfolgung, dass es die normale sedimentäre Sedimenthülle des Betikums ist. Die tiefere Einheit der Ronda-iden überwältigt also die Deckschichten der ihr resp. dem Betikum normalerweise auflagernden höheren Einheit. Dies führt zur Annahme eines höchst komplizierten Entwicklungsvorganges, für den schwierig eine mechanische Erklärungsweise zu finden ist, dessen Wirkungen aber in den Schuppen penibetischer Herkunft, die die Basis der Trias begleiten, erkennbar ist. Beginnen wir die Durchmusterung dieser Randzone im NE.

Innerhalb des Flyschgeländes unter der hohen Felsnase, welche den nordwestlichen Vorsprung der Sierra de Alcaparain formt (Galgara d'aceite), liegt eine Gruppe ansehnlich grosser Klippen eines weissen Kalkes; den Bergfuss selbst (massiger Dolomit) unterteufen grünlich-weiße Neocomkalke (Prof. 20); diese sind begleitet von jurakalk-ähnlichen hellen Kalken. Ich vermag nicht sicher zu entscheiden, ob genannte Kalkklippen den weissen Eozänkalken des Turonzuges und des Tajo Bermejo (s. p. 149 und 199) gleichzustellen sind, oder ob unter der Triasüberschiebung verschleppte Tithonkalkschuppen vorliegen, wie solche weiter westlich angetroffen werden; dass die eben genannte Kreide solcher Herkunft ist, ist sicher.

Bis in die Nähe des Puerto Martinez ist längs dem Alcaparainfusse wenig Auskunft zu erhalten. Aus dem Flyschboden ragen einige klifförmig aufragende steilgestellte Schichten (Sandstein); ein isoliertes Kalksteinriff eines eigenartigen pisolithischen Kalkes in der innersten Flyschbucht möchte ich am ehesten als ein Eozänkalkrelikt ansehen.

Der NE—SW ausgerichtete Bergfuss der Sierra Prieta, längs welchem sich der Camino de Espildora hinzieht, enthält eine Reihe kleiner Bergvorsprünge, in welchen die von der gewöhnlichen Ausbildung abweichende-klastisch-kieselige Kreide (Espildora-Zone p. 132) zum Vorschein kommt. Diese innerhalb des Flysch durchstechenden, in ihrer petrographischen Zusammensetzung recht wechselvollen Gesteine sind unruhig wellig gefaltet, teils auch zu

kleineren Gewölben zusammengestaut (unter dem Puerto Martinez), als Ganzes aber fallen sie bergwärts, also unter die Triasdolomite und -kalke ein. Sie sind für sich schwierig erklärbar, zumal die fazielle Veränderung über ihre stratigraphische Zugehörigkeit Unsicherheit aufkommen lassen kann. Über die Beziehungen der stark gestörten Zone zu dem sie überragenden Triaskomplex gibt die am Fusse des Puerto Jácara in den Steilhang der Sierra Prieta südwärts eingreifende Bachrunse belangreichen Aufschluss. Die tektonische Situation ist in der Skizze von Fig. 23 wiedergegeben. Aus derselben erhellt:

1. Die Triasdolomite und -kalke der Sierra Prieta sind über die Flyschformation hinübergeschoben, wie dies durch die Bildung eines kleinen Fensters (Jácara-Fenster) von Flyschmergeln und dem Einfallen derselben unter die Triasargetan ist.
2. Die Flyschgesteine sind mit den Triasgesteinen verfaltet, wie dies durch das tiefe Eindringen der oberhalb des Cortijo de la Ventilla sich öffnenden Flyschbucht (bei 1b, Fig. 23) deutlich gemacht wird.

Weiteres Verfolgen des Flysch-Triassaumes gibt eine überzeugende Bestätigung der Überschiebung der Triasmasse auf penibetischen Flysch. Unter den hohen Abstürzen des Tajo Abanico (P. 1177) und den mächtigen Sturz- und Abgleitungsmassen nordwestlich des Tajo del Cabrilla (Peñon de Morterentón) hindurch sind die Flyschgesteine in Südrichtung in die hohe Bergterrasse zwischen Cañada del Posilo und Cañada Perella verfolgbar (vergl. Prof. 22). Hier haben wir die in der Quersenke von Yunquera stark erniedrigte Kammlinie des Gebirges erreicht; prächtig ist zu erkennen, wie die Dolomite der Sierra Blanquilla (= Tajo del Cabrilla) in P. 1015 (Lona del Soldado) in Überschiebung über die nur mehr als schmales Band vorhandenen Flyschmergel hinweggreifen; darunter liegen die plattigen Kieselknollenkalke der oberen Kreide. Die Überschiebung der Loma del Soldado greift weiter auf die Südseite des Berges und endigt mit einem engen Flyschkeil innerhalb Dolomiten des Arroyo del Hornos (La Murta, M der Karte Taf. VII). Die blauschwarzen Tone der zwischen Dolomiten eingeschlossenen Mulde sind intensiv gepresst und zerfallen in ein feines Grus. Bezieht man die Lage dieser Tertiärschichten auf den Nordsaum der Triasüberschiebung längs der Espildora-Strecke, so ergibt sich daraus eine beobachtbare Überschiebungsbreite von ca. 3 km. Dieser Überschiebungsbetrag kommt natürlich nicht der Gesamtheit der Überschiebungsbreite gleich, sondern entspricht nur einem durch die Intersektion der Oberfläche blossgelegten Teilstück eines weiter südwärtsgreifenden, möglicherweise alsbald ausgequetschten infrabetischen Flyschkeiles (Prof. 23). Dass die

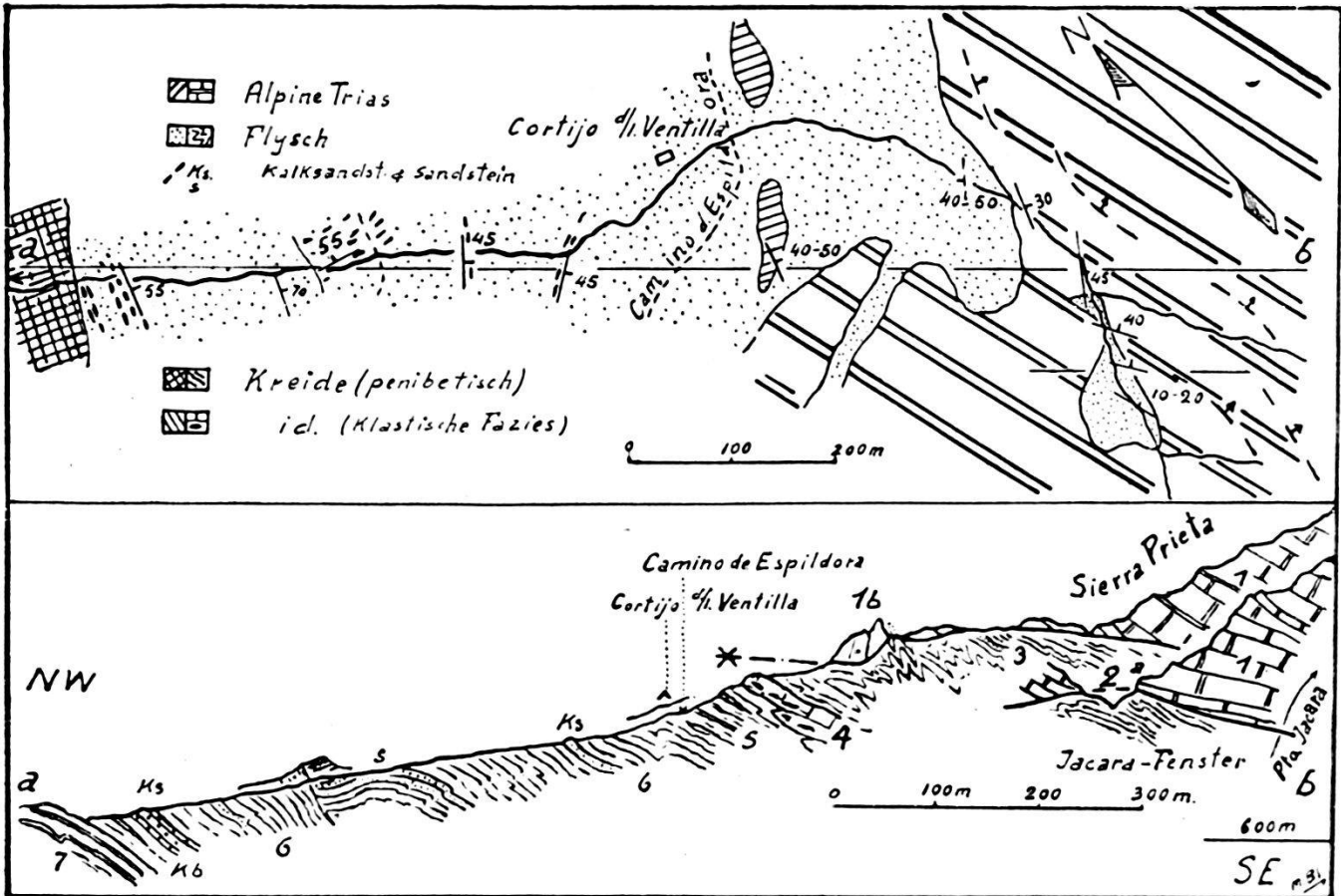


Fig. 23. Grundriss- und Profilskizze des Flyschfensters unter dem Puerto Jácara (Espildorazone).

A. *Alpine Trias.*

1. Wechsellagerung von wohlgebankten, blaugrauen Kalken, seltener Dolomiten, untergeordnet einzelne Mergelzwischenlagen.
 - a) Überschleibungsfläche, auflagernd dem Flysch; blaugraue, teils etwas bituminöse Kalke (Str. $30^{\circ}/25^{\circ}$ ESE); ohne wesentliche dynamometamorphe Umwandlung;
 - b) weisse, etwas kristalline Kalke (p. p. Dolomit).

B. *Flysch-Kreideserie (penibetisch).*

2. Flyschgesteine des innerhalb der Trias auftretenden „Jácara-Fensters“: im wesentlichen blauschwarze, zu Grus zerfallende, ziemlich harte Mergel, in welchen einige unzusammenhängende Mergelkalklinsen und Sandsteine sich vorfinden.
3. Mergel, braunschwarz, stark zerdrückt, krümelig; Linsen gelben Sandsteins.
4. Weissgrauer, dichter Kalk, Kiesel- und Kalkbreccie; vermutlich Kreide der Espildorazone.
Der makroskopisch dichte Kalk erweist sich mikroskopisch als feinbrecciöses Gestein, dessen Komponenten randliche Umwandlung in Kieselsubstanz zeigen; undeutliche Foraminiferenreste; der helle Kalk geht seitlich und nach unten unvermittelt in eine grobe Breccie über, die sich aus gleichem Kalk und rötlichem und braunem Hornstein aufbaut, der Kalk selbst ist wieder durchsetzt von Kieselbändern.
5. Serie faziell rasch ändernder Flyschgesteine (anscheinend nur blockförmig im Mergel eingestreut); vorkommend: 1) feine Kalkbreccie, bestehend aus weissem, dichtem Kalk (Jura? Eozän?), ockergelbem, dolomitischem Kalk und grünlichem Mergel; 2. Quarzsandstein (gelbanwitternd); 3. Grüngrauer Mergelkalk, übergehend in dünn-schichtige Muschelbreccie.
6. Normale Flyschserie: Grüngraue und rotbraune Mergel, einzelne Lagen von grauweiss anwitterndem Mergelkalk, Bankserien von graubraunem Kalksandstein (ks) und Quarzsandstein (s); an der Basis mit feiner Kalkbreccie (wie 5).
7. Ober-Kreide: Rote, mergelige, dünn-schichtige Kalkschiefer und Kalke; eine obere mergelige Abteilung der Kreide ist hier nicht ausgeprägt (Str. $350-360^{\circ}/35^{\circ}$ E).

Überschiebung der Trias ganz bedeutend weiter nach S greifen muss, geht schon aus dem Vorhandensein der in der gleichen Flyschmulde vollentwickelten penibetischen Falte (Perella-Falte) hervor, deren Feststellung neues Licht auf die tektonische Bedeutung der Kreidekalkköpfchen längs des Espildora-Weges wirft.

Am Puerto Chaparralejos greifen die unter dem verfolgten Flyschband zum Vorschein kommenden Plattenkalke der Kreide weit südwärts unter die hangenden Flysch- und Triasgesteine ein; ein nur wenige Meter breites Flyschmergelband, bald nur mehr durch einige Schürflinge gelbbraunen Quarzsandsteins (Aljibe-Typus) angedeutet, trennt nordwärts des genannten Passes diese fremdartige Kreideentwicklung von der überlagernden Trias. Entsprechend der plattigen Beschaffenheit der Kreide ist die mächtige Schichtserie in flache Undulationen verbogen; als Ganzes gehören diese Plattenkalke aber einer Tithonkalkfalte an, die unter dem Flyschband der Cañada Perella-Posilo zum Vorschein kommt; ihr Tithon ist durch einige Ammoniten der dürftig entwickelten Knollenkalkfazies belegt; diese Perella-Falte ist in ihrem aufgeschlossenen Kernteil stark asymmetrisch gebaut; sie tut das Hervortreten einer ansehnlich grossen Struktur unter der Triasüberschiebung dar und ist ein Hinweis darauf, dass die längs des Espildora-Weges hervorguckenden Kreidegesteine auf gleichwertige Formelemente zurückzuführen sind.

Die Falte von Perella entspricht einer in Ausdehnung beschränkten Aufwölbung des Penibetikums, die sich nach Art einer parautochthonen Falte unter die Triasüberschiebung einfügt. Längs des Weges Burgo-Yunquera (Cuesta de Encina) verschwinden ihre Kreide-Plattenkalke unter der früher schon erwähnten Deckscholle betisch-paläozoischer Gesteine (Serie der Phyllite und „calizas alabeadas“). Bevor die Beziehungen dieser Deckschollen zum Penibetikum besprochen werden, erübrigt noch die tektonische Deutung für einen im Landschaftsbilde stark hervortretenden Kalkkomplex, die Kalkmasse des Tajo del Cabrilla (Sierra Blanquilla in ORUETA's Karte).

Einerseits in den Westabstürzen und im Gipfelplateau des eben genannten Berges, andererseits in dem weit in den Flysch vorragenden Felsklotz „Morterentón“, der sich abwärts gegen Burgo in ein Haufwerk von Blöcken auflöst, findet sich ein weisser, heller graublau anwitternder Kalk; er ist meist schlecht geschichtet, dickbankig und nur da, wo aus dieser Ausbildung sich mehr plattige Lagen mit Kieselknollen entwickeln, besser geschichtet; das Gestein ist partienweise oolithisch und gleicht vollkommen den Tithonkalken, obwohl in ihm die Fazies der „fausse brèche“ nicht zurückgefunden wurde. Diese tithonähnlichen Kalke, die mit abweichender Streichrichtung den Triasdolomiten teils auflagern (Südseite der Cabrilla-Masse), anderwärts aber wieder von den gleichen Dolomiten überdeckt werden (Gipfelhaube des Tajo Abánico), erweisen sich in ihrem gegen Burgo

gerichteten Fusstück als typisch in Überschiebungslage befindlich, da unter ihnen die Kreide der Strukturen Espildora-Perella durchsetzt. Zur gleichen Masse sind auch die kleinen Kalkberge zu zählen, die beim Cortijo del Pilar fremdartig nächst der penibetischen roten Kreide liegen. Diese Überschiebungslage der Cabrilla-Pilarkalke könnte aber ebensogut der rondaïden Trias zukommen, aus welcher sie gewissermassen hervorstammen. Die Gründe, die mich bestimmen, wenn erst auch zögernd, den ganzen Kalkkomplex als Tithon anzusehen, sind die folgenden:

1. der rondaïden Trias kommen im allgemeinen keine dergleichen weissen, jurakalkähnlichen Kalktypen zu; ihre Kalke sind blaugrau und gewöhnlich stark kristallin;
2. der Überschiebungsrand der Rondaïden im Gebiete der Höchsthöhe der Überschiebungsfläche (ausserhalb, westlich des Kartenrandes einsetzend) ist gekennzeichnet durch das Vorhandensein grosser Tithonkalkschuppen, in welchen die Knollenschichten und überlagernde Flyschreste erkannt wurden (s. Prof. Fig. 5 sowie Tafel XXX, Lit. 84).

Einer Herauslösung dieser Cabrilla-Kalke aus der Trias wiederzusetzen sich zwar der innige Kontakt mit den Dolomiten, der ganz den Eindruck ursprünglicher Aufeinanderfolge von Schicht auf Schicht macht. Gleichartige Fälle finden sich aber auch anderwärts, woselbst ein tiefgreifender Überschiebungskontakt die beiden Gesteine trennt. Hierher gehört zum Beispiel die Art des Verbandes der in Fenstern unter der Lanjarondecke (einem Homologon der Rondaïden) zutage kommenden Liaskalke, die erstmals R. W. VAN BEMMELEN am Nordrand der Sierra Nevada beschrieben hat (76, p. 102), mit den überlagernden Triasdolomiten; und auch südlich Ronda (Sierra Ladera-Sierra Oreganal) überlagert die gleiche dolomitische Trias Tithonkalke, ohne dass die geringste mechanisch bearbeitete Zwischenschicht vorhanden wäre. Die Zuweisung der Kalke der Cabrilla-Masse zum Tithon bringt es mit sich, dieselben als aufgeschürfte und nach N transportierte Schuppe penibetischer Herkunft anzusehen.

Rückblickend auf die Strecke der Espildorazone s. l. sehen wir also, dass vom Puerto Martinez bis zu einer Verbindungslinie Burgo-Yunquera eine Aneinanderreihung penibetischer Strukturelemente vorhanden ist, deren stark gestörte Form durch ihre Lage teils vor, teils unter der Überschiebung der Rondaïden und des Betikums gegeben ist. In bezug auf ihre Stammesmasse (Ardales-Casabonela-Tolox) nehmen diese Sedimente und Strukturen infrabetische Position ein, müssen also als eingewickelt angesehen werden; auf dem Wege über das Chorroprofil lassen sie sich in kontinuierlichem Zusammenhange in die Decksedimente des Betikums verfolgen. Am Puerto Martinez wird die ganze Zone durch die nord-

westwärts vorspringende Triasmasse der Sierra de Alcaparain abgeschnitten; ihre vermutliche Fortsetzung verläuft in der Richtung längs dem Rio Turon über Ardales; ihr tektonisches Analogon liegt in der internen Zone des Chorroprofils vor.

Ein verwickelter Bauplan beherrscht den ferneren Verlauf der Grenzzone zwischen Rondaïden-Betikum und dem weiten, nordwärts gelegenen Kreide-Flyschgebiet. Von ihr fällt allein die Strecke der Nordwestausläufer der Sierra de las Nieves noch in unser Kartengebiet. Die allgemeine Disposition ist nach den schon gemachten Ausführungen leicht zu übersehen. Zwischen Yunquera und dem Convento de las Nieves dehnt sich in grosser Mächtigkeit als ein desolates Dolomitgebirge die rondaïde Trias; ihr lagern die kristallinen Schiefer des Betikums auf, von welchen die zwei auf der Nordseite des Cordillerenkammes liegenden Komplexe der Cañada Breñuela und des Convento de las Nieves schon besonders hervorgehoben wurden. Nördlich davon dehnt sich die zu grosser Mächtigkeit anschwellende schiefrige Kreideformation in ihrer typischen roten Fazies; ihre in den Kleinformen sehr unregelmässige Bauweise lässt einzelne kurze rasch sich ablösende Falten erkennen, welchen bei Burgo eine breitere N—S orientierte Synklinale eingeschaltet ist. Alle diese Bauelemente gehören der Externzone des Penibetikums an.

Verfolgen wir nun eine interne Zone vom Wege Yunquera-Burgo ab, wo wir sie verlassen haben, weiter südwestwärts. Eine Fortsetzung der abtauchenden Perella-Falte ist abgeschnitten; sie wird überdeckt von Trias und weiter nordwärts (Cuesta de Encina) von paläozoischen Gesteinen des Betikums, in welchen wir in starker Reduktion sämtliche Abteilungen wiedererkennen können: die Gneise im Süden, die Phyllite in der Mitte und daraus hervorgehend die typischen „calizas alabeadas“. Durch eine recht tief eingreifende Flyschbucht — analog den Verhältnissen bei Ardales — wird der paläozoische Komplex in die schon erwähnten zwei Abschnitte geteilt. Es ist hier also der Fall vorhanden, dass eine Serie betischer Gesteine, abgetrennt von der übrigen Hauptmasse, durch die rondaïde Triaszone auf der Nordseite des Hauptkammes erhalten geblieben ist; es ist eine typische Deckscholle, die schon in anderem Zusammenhang dazu diente, das Verhältnis des Betikums zum Kalk- und Dolomitgebirge festzulegen (p. 195). Eine andere Art der tektonischen Zuteilung der Deckscholle von Breñuela-Convento de las Nieves wäre freilich jene Auffassung, die sie nicht dem Betikum, sondern als den Rondaïden angehörig erklären würde; dies nach der Art des Baues der Alpujarriden der Provinz Granada, woselbst die verschiedenen Decken alpiner Triasfazies durch die Aufeinanderfolge kristalliner und kalkig-dolomitischer Serien gegeben sind. Und in der Tat weist das Paläozoikum insbesondere in der Masse des Convento de las Nieves Schichten auf, welche von gleichem Habitus sind wie solche der

Triasphyllitserie der Alpujarriden (violettrote Schiefer, rosa Quarzite, gelbe Dolomite und Rauhacken). Die Zugehörigkeit zum Betikum bleibt aber gesichert durch das Bindeglied der „calizas alabeadas“, zwischen welchen gleichfalls gelegentlich silurische rot-violette Schiefer sich vorfinden können, ferner durch die fortlaufende Schnur der eben noch zu erwähnenden auflagernden Eozänkalkklippen, die sich auch hier nach dem Muster des Turonkalkzuges einstellen; und zum Schlusse spricht natürlich auch die Möglichkeit der rückwärtigen Verbindung dafür, dass die Exklaven von Breñuela echte betische Deckschollen sind. Die dolomitischen Gesteinsreste sind als aufgelagerte, teils eingefaltete permotriasische Bedeckung dieser betischen Frontpartie aufzufassen.

Die relative Nähe der nördlich vorgelagerten mesozoischen Formationen kommt hier der Möglichkeit entgegen, gleich wie im Torcal und bei Valle de Abdalagis, dem Zusammenhang des Penibetikums mit dem Betikum nachzugehen. Diese bietet sich im Ostende des Convento de las Nieves-Komplexes, woselbst der über die anderen Formationen hinausragende Felszahn des Peñoncito den Beginn einer den Turonkalkklippen analogen Kalkklippenreihe formt, die sich wie dort an den nördlichen äusseren Rand der paläozoischen Unterlage knüpft. In der Skizze der Fig. 24 sind die örtlichen Beobachtungen zusammengestellt, während Prof. 23 über die mehr regionale Einordnung orientiert.

Die Kreidegesteine, die unter den Peñoncito einfallen und den vorspringenden paläozoischen Rücken begleiten (6), vermitteln unter den Flyschkonglomeraten (10) hindurch den Zusammenhang mit den jenseits des Arroyo Fuensanta zu grosser Mächtigkeit anschwellenden Kreidegesteinen. Ein Zusammenhang der externen Faltenzone mit den normalen betischen Deckschichten dürfte also aus dieser Lagerungsweise schlussgültig sein. Die weitergezogene Verknüpfung der Zusammenhänge bringt aber in diese anscheinend einfache Verbindung ganz wesentliche Komplikationen. Da die Internzone und die Externzone weiter östlich wohl lückenlos zusammenhängen (Prof. 25, 26), in dem eben durchgangenen Querprofil beide aber übereinanderliegen (Kreide auf dem Betikum und Kreide unter dasselbe hineinfallend), kann daran gedacht werden, dass in der axialen Depression von Yunquera eine höhere Digitation des Betikums vorliegt, welcher der paläozoische Kern der Breñuela mit der aufliegenden Serie des Peñoncito-Fuensanta angehören würde; die Einheitlichkeit des Flysch der Strukturen der Zone von Espidora (intern) und jener der Kreidefalten von Burgo (extern) legt es nahe, dass eine höhere Abzweigung vom tieferen Flysch trennende synklinale Zwischenlage mehr oder weniger transversalen Verlauf einschlägt. Solchem Verlauf entspricht das schon erwähnte, teils nur in einige Sandsteinlinsen aufgelöste Flyschband, das das Paläozoikum von Breñuela von dem Kreideplattenkalke der Perella-Falte trennt.

Dieser trennende Flysch muss sich in der Nähe des Peñoncito mit dem normal auflagernden vereinigen, denn weiter südwestwärts scheint nur der normal der penibetischen Externzone zugehörige Flysch vorhanden zu sein. Der in ganz hypothetischer Weise unter den Deckschollen in Prof. 23 angedeutete Flysch würde sich also nicht gegen N zu öffnen resp. mit dem übrigen verbinden, sondern nach E zu, womit wohl auch das axiale Westgefälle, das auf der Ostseite der Depression von Yunquera vorhanden ist (s. p. 195), in Zusammenhang gebracht werden kann. Aus diesen Ausführungen, die noch

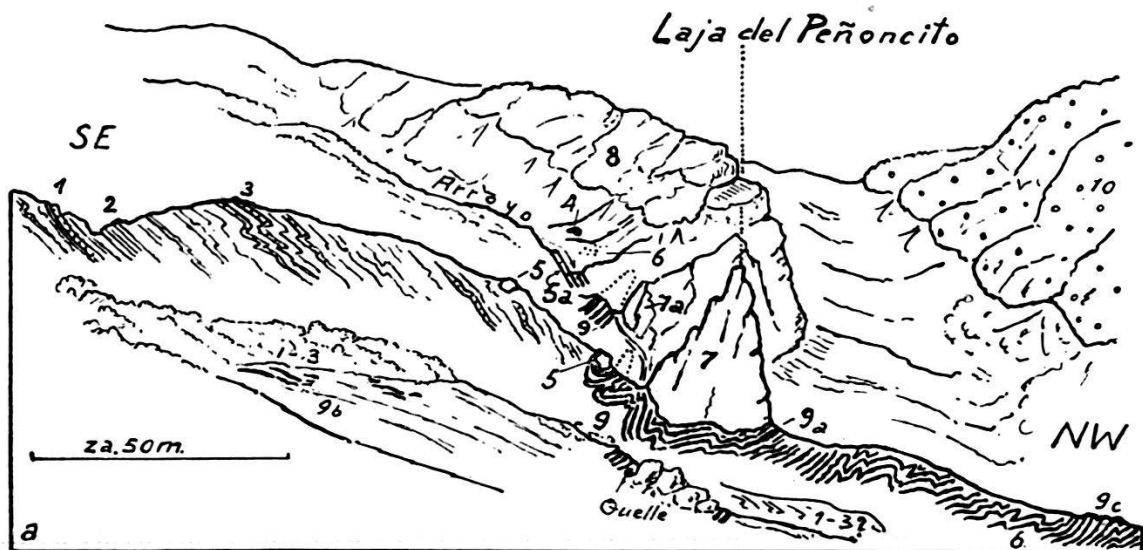


Fig. 24. Profilskizze an der „Laja del Peñoncito“ südwestlich Burgo. (Vor und hinter die Profilkulisse ist skizzenhaft in Ansicht das umgebende Gelände eingefügt.)

Paläozoisch-betische Unterlage.

1. Tonschiefer (halbmetamorph), vereinzelte Grauwacken und weiss-rosa Quarzite.
2. Violettrote, dünn-schichtige Schiefer (Str. $260^{\circ}/45^{\circ}$ N).
3. Schichtfolge der „calizas albeadas“ (kümmerlich entwickelt): blauschwarze, wellig verbogene Kalke innerhalb Schiefer- und Sandsteinbänken, vereinzelte brecciöse Lagen.
4. Blöcke eines roten Konglomerates, wahrscheinlich Reste der *Permo-Trias*.

Tertiäre Auflagerung auf das Betikum.

5. Dolomitbreccie, begleitet von weissem Kalk, beide nur in Blockrelikten; in der Tiefe des Bacheinschnittes (5a): wohlgebankter, gelbbraun angewitterter Dolomit, im Hangenden gefolgt von violetten und grünlichen, etwas kieseligen Schiefern; Zugehörigkeit der letzteren Serie zu Tertiärbasis oder Trias bleibt fragwürdig.
6. Vereinzelte gelbbraune Sandsteinblöcke = Restant früherer Flyschbedeckung.
7. Weisse, massig-ungeschichtete Kalke, fossilifer, formen den aufragenden Zacken des Peñoncito; sie werden gleicherweise ersetzt wie die Einzelblöcke (5) durch Dolomit (8).
- 7a. Weisse, gebankte Kalke (oberste Schichtlagen zu 7); auf der Schichtfläche auswitternd Kieselconcretionen.
8. Graue Dolomite, z. T. brecciös, gehen aus dem Peñoncito-Kalk hervor.

Kreide des Betikums.

9. Wechsellagerung grünlich-weisser Mergelkalkschiefer und Mergel; obwohl dürrig aufgeschlossen, ist Unterlagerung unter den weissen Kalk deutlich (9a); in 9b in kleinen Ausbissen den betischen Hügelrücken flankierend.

Nach dem Penibetikum überleitende Schichten.

- 9c. Rote und weisse mergelige Kalke („type craie“), stehen unter Ackerbedeckung mit 9a in Zusammenhang und leiten nordwärts in das Kreideareal von Burgo über; während die Kreide am Peñoncito mit etwa 15 m vorhanden ist, schwillt sie nordwärts alsbald wohl auf das Zehnfache an.
10. Grobes Tertiärkonglomerat; kalkiges Quarzsandzement; nebst vielen weissen Kalken die Gesteine der Umgebung als Komponenten führend.

recht hypothetischer Natur sind, geht also hervor, dass die Anknüpfung der Externzone an eine betische Basis im Peñoncito nicht ganz so einfache Konsequenzen nach sich zieht. Die einfachste Lösung des Knotens wäre freilich die, welche — entgegen der nachgegangenen Längsverbindungen und Beobachtungen über Auflagerung — annähme, dass die extern penibetische Zone mit den betischen Überschiebungen überhaupt nichts zu tun hat und rein citrabetisch geformte Einheiten enthält. Weitere Aufnahmen von regionalem Ausmass müssen diesen Gesichtspunkt nicht ausser acht lassen.

Das erwähnte westliche Axialgefälle wird weiter südwestwärts durch neuerliches Ansteigen wieder kompensiert. Damit in ursächlichem Zusammenhang ist wohl auch der Umstand, dass nunmehr die Triasmasse noch kräftiger nordwärts vorstösst; die in der Breñuela-scholle unter dem Paläozoikum nordwärts fallenden Dolomite stellen sich alsbald steil, überwältigen wohl das nach kurzer Erstreckung aussetzende Paläozoikum (Prof. 24) und schieben sich auf das penibetische Tertiär vor. Das Profilschema durch den zentralen Teil der Serrania de Ronda, das ich früher einer vorläufigen Mitteilung beifügte (Taf. XXX, Lit. 84), entspricht diesem Bauplan.

An dem Westrande des Kartengebietes angelangt, bleibt rückblickend nochmals festzustellen: Eine grosse Störungslinie scheidet vom Sektor von Ardales ab die penibetischen Bauteile von dem südlich gelegenen betisch-rondaïden Komplex; es ist die regionale Überschiebung der letzteren Einheiten auf die erstere; längs ihr sind die südlichen Teile auf die nördlichen aufgeschoben; es qualifiziert sich diese Überlagerung als eine grosszügige Einwicklung, da ursprünglich tektonisch höhere Einheiten unter tektonisch tiefere (Rondaïden) zu liegen kommen.

In dieser Überschiebungslinie, die im wesentlichen eine solche der Rondaïden ist, erkennen wir die in der Literatur oft mehr oder weniger unscharf präzisierte Bruchverwerfung, die Genal-Turon-Linie, wieder, von der man seit MACPHERSON (1874) annahm, dass sie die südliche kristalline Region von den nördlichen Sedimentbergen scheiden sollte. ORUETA-AGUIRRE und DOMINGO DE ORUETA legten ihr besonderen regionalen Wert bei; auch MICHEL-LÉVY und BERGERON von der Mission d'Andalousie bekannten sich zu diesem Längsbruch; nirgends wird derselbe aber jemals kartiert. Im Gegensatz zum „Guadalhorcebruch“ finden wir hier eine viel reellere Unterlage für die gemachte Supposition. Freilich die Aufspaltung des Gebietes in eine Anzahl Bruchhorste, wie dies D. DE ORUETA tut (Lit. 31, p. 484 und Profile 4 und 5), findet keinerlei Stütze in der Beobachtung. Die so vollkommene Umstellung der Auffassungen über den Aufbau der Serrania de Ronda enthebt uns des weiteren Vergleiches, da es sich doch nur um Wiedergabe von Ansichten handeln müsste — z. B. Bildung des „Bruches“ zur Zeit der herzynischen Faltung —

denen allein mehr ein historisches Interesse zukommt. Die Art der Erklärung der Einzelbeobachtung, ihre Einordnung in das tektonische Gesamtbild, wie überhaupt der Gang der geologischen Erforschung der Cordilleren hat in diesem Gebirge, wenn auch in späterer Zeit, die gleiche Entwicklung genommen wie in den Alpen; die Bruchtektonik der älteren Forscher fügt sich dem alles beherrschenden Horizontal- resp. Gleitschub. Einer weiteren Zukunft bleibt es vorbehalten, die Irrungen und Unvollkommenheiten der heutigen Arbeit zu beseitigen; dass dies für die hier behandelten Gebiete und z. T. noch offen gelassenen Probleme voll und ganz zutrifft, liegt in der Art der Sache.

9. Die Sierras von Ortegicar und Teba.

Als letztes, in das Penibetikum einbezogene Areal, liegt innerhalb des Kartengebietes nordwestwärts des Rio Turon ein Bergland, in welchem in den höchst aufragenden Kämmen die Jurakalkkerne der Falten sich durch ihre hellen Kalkwände schon aus der Ferne kennbar machen. Die Kreideumhüllung dieser Jurakerne ist teils recht beschränkt, so dass einen grossen Teil des Gebietes ein wellig fruchtbares Flyschgelände formt. Da die tiefere Kalkformation das eigentliche baubestimmende Gerüst der Faltungsformen darstellt, gehen wir von diesen inneren zu den höheren Teilen, soweit diese noch von Belang sind, über.

Als Sierra Ortegicar im weiteren Sinne werden die Bergzüge zwischen Rio Turon im Süden und Rio Guadateba im Norden zusammengefasst; ein ortsüblicher Sammelname besteht für diese Höhenzüge nicht. Aus der sanft welligen Hügellandschaft tritt als scharfe Form der felsige, langgezogene Bergrücken des Cerro del Escribano (Ortegicar, P. 961 m) hervor; eine grabenförmige Einsenkung trennt ihn von der nördlicheren Kalkmasse des Cancho de Enmedio (890 m). Der südliche Kalkrücken enthält eine flachgeschwungene Antiklinale, deren Nordschenkel sich mit ganz geringer Neigung in den eben genannten „Graben“ absenkt, welchen Kreidekalkmergel und vielleicht auch etwas Flysch einnehmen (Prof. 26). Der nördlichere Jurakalkkomplex zeigt teils starke Nordneigung (bis 85°) seiner Schichtbänke. Beide Kalkketten gehören zweifelsohne ein und derselben Struktur an, die einer weitgeschwungenen, asymmetrischen Antiklinale entspricht. Mehr als durch Bruchbildung dürfte der „zentrale Graben“ durch die unregelmässige Kalkoberfläche, der sich die Kreideschiefer anpassen, bedingt sein; die in der westlichen Verlängerung liegende Störung schneidet aus dem Steilschenkel ein spitzwinkliges Bruchsegment heraus, setzt aber nicht durch die Antiklinale hindurch fort.

Nordöstlich an die Hauptform der Sierra Ortegicar fügt sich im Matagayar (P. 620 m) eine zweite Struktur, die von einem Längs-

bruch betroffen ist, denn der Südschenkel ist nur in den Kreide- und Flyschschichten angedeutet (Prof. 26a). Südöstlich des Hauptkammes der Sierra kommt der Jurakalk nurmehr in einzelnen isolierten Kalkköpfen innerhalb der sehr mächtigen mergeligen, typisch roten Kreide zum Vorschein; und auch von diesen ist es wenigstens für die kleineren nicht ganz sicher, ob es sich nicht um tithonähnliche Linsen der oberen Kreide handelt. Mehr aus der Umgrenzung durch den Flysch als aus der so unregelmässigen Einzelfaltung der schiefrigen Kreide ist zu erkennen, dass der Bergrücken der „Los Romerales“ einer in sich komplexen Antiklinalform entspricht (Prof. 26/19).

Wie auch im Gebiete des Betikums von Málaga, so ist auch aus dem ausgedehnten Flyschgelände, das nordostwärts an diese Jura-Kreidekerne der Sierra Ortegicar anschliesst, wenig genaue Auskunft über den inneren Bau erhältlich. Im Ganzen liegt das Hügelland zwischen der Sierra Ortegicar, Peñarrubia und Gobantes im Nordwestabfall eben durchgangener Strukturen, deren nordöstliches Abtauchen ein recht rasches ist; es ist für Ortegicar auf bis 45° , für Romerales auf $35\text{--}40^{\circ}$ veranschlagt worden, wobei freilich die Hauptfalte durch kleinere Flyschfalten abgelöst wird.

Diese „Flyschtektonik“ vereitelt auch den unmittelbaren Zusammenhang der Externzone mit der südöstlich anschliessenden Medianzone festzulegen. In den vorangehenden Ausführungen ist schon darauf hingewiesen, dass es sehr wahrscheinlich ist, dass die Verbindung beider resp. ihres Mesozoikums sich unter der Flyschbedeckung hindurch vollzieht; für die Medianzone ist das Zwischenglied zur Kreide der Romerales in der Kreide der La Grajera gegeben, in welcher man die Fortsetzung der Faltenschuppe der Sierra Llana des Chorroprofiles voraussetzen kann. Die Externzone erweist sich dermassen als nichts anderes als die zu neuer Faltungskraft wiedererstandene Medianzone. Da für letztere abgeleitet ist, dass sie der Triaszone von Antequera in Überschiebung auflagert, ist dies wohl auch auf die nordwestwärts viel weiter vorspringende Externzone zu übertragen. Die Nordfront der Externzone finden wir in der Sierra von Teba, die denn auch in ihrem Nordrand von der Zone von Antequera mit ihrer chaotischen Innenstruktur begleitet wird.

Die Sierra von Teba setzt sich aus zwei Gebirgsabschnitten zusammen. Bei Peñarrubia erhebt sich unvermittelt aus der sanft geformten Tertiärlandschaft der Felsklotz der Sierra de Peñarrubia, deren plötzliches östliches Ende durch einen NE—SW verlaufenden Bruch bedingt ist; nur die meist benachbarten steilgestellten Flyschschichten werden aber in die Störung miteinbezogen. An diesen dominierenden, NW—SE verlaufenden Malmkalkrücken fügt sich westlich des Durchbruches des Rio Almargen, eines morphologischen und genetischen Gegenstückes zur Chorroschlucht, der westliche, nunmehr gegen WSW umschwenkende Abschnitt der

Sierra de Teba (La Camorra). Der auffällige Knick, den die beiden Gebirgsabschnitte miteinander formen, hat seine tiefere tektonische Ursache.

Der Abschnitt der Sierra de Peñarrubia formt eine mächtige Schichtplatte hellen Malm-Tithonkalkes, die mit geringer Neigung (15—20°) gegen SSW fällt. Die Nordostbegrenzung formt wieder ein ausgesprochener Bruchrand, der jedoch zum grösseren Teil seiner Erstreckung von den horizontal gelagerten miozänen Kalksandsteinen überlagert und verdeckt wird. Noch eben vor dieser Überdeckung kleben an dem Bruchrand rote, steil nach NE fallende Neokomkalkschiefer, die auf eine Schleppung hinweisen.

Zu diesem Abschnitt von Peñarrubia verhält sich jener von Teba wie das Spiegelbild (Prof. 25). Eine besonders in ihren äusseren Lagen recht steil NW fallende Jurakalkserie mit wohlentwickelten plattigen Knollenschichten bricht gegen SE mit einem Steilgehänge ab, an dessen Fuss auch wieder spärliche Neokomreste vorhanden sind; unter Zwischenschaltung einer engen, von Flyschmergeln und Kalksandsteinen eingenommenen Quermulde setzt sich diese „halbe“ Antiklinale gegen SW in die gleichgebauter Lentjuela fort. Es ist in die Augen springend, dass ein SW—NE streichender Transversalbruch die beiden Bergkämme Teba und Peñarrubia scheidet. Ein weiterer spitzwinklig dazu verlaufender kleinerer Bruch hat im Verband mit dem Hauptbruch zwischen beiden Teilen eine Depression geschaffen, welche die Miozänablagerungen eingenommen haben, woselbst sie denn auch, die Brüche verdeckend, auch erhalten geblieben sind.

Welches mögen nun die tektonischen Bewegungen gewesen sein, welche die Stellung der beiden heute so spiegelbildartig zueinander stehenden Gebirgshälften bewirkt haben? Es sind verschiedene Interpretationen möglich, deren Prüfung die Miozänbedeckung erschwert. Vorausgesetzt darf wohl werden, dass die aneinandergrenzenden Teilstücke einem ursprünglich einheitlich angelegten Faltenzug entsprochen haben mögen. Die Lage am Nordrand einer penibetischen, gegen die Trias von Antequera vordringenden Überschiebungsstirn lässt bei der Nordbewegung die Kombination verschieden wirkender Kräfte zu. Bruchbildung und darauf folgende scherende Transversalverschiebung können beide mit im Spiele sein. Stellt man sich vor, dass die Richtung der „Tebahälfte“ entsprechend der geltenden Streichrichtung im Hinterland die ursprünglich durch den Faltungsdruck bewirkte Hauptfaltungsrichtung wiedergibt, so kann bei der weiteren Bewegung in der sich aufbäumenden Falte ein Scheitelbruchpaar sich gebildet haben; zufolge einer nunmehr wirkenden Stauungskomponente kippte der Südflügel der Falte und wurde durch hier wirkend bleibenden Faltungsdruck gegen NE abgedrängt; die längs den Brüchen vorhandenen Neokomfetzen müssten dann als scheidelnaher geschleppte Partien aufgefasst werden.

Eine andere, mechanisch einfachere Erklärung der heutigen Lage ist die Voraussetzung von allein vertikal verstellenden Brüchen längs einer bogenförmig verlaufenden Falte, die dem heutigen Gebirgsverlaufe entspräche. Die fehlenden Segmente zu den beiden Teilstücken wären dann in der Tiefe vorauszusetzen. Eine Anweisung für die gesunkenen Bruchschollen ist jedoch nicht zu finden. Behält man das ganze Bewegungsbild einer Deckenfront vor Augen, so scheint mir der Erklärungsversuch einer Transversalverschiebung mit nachheriger leichter Abdriftung einleuchtender zu sein. An der Nordfront der penibetischen Masse kam es zu Stauungen und Ablenkungen in der Bewegungsrichtung, an welche die in einzelne Stücke zerteilten steifen Jurakalkmassen, je nach resultierender Bewegungsrichtung und Widerstand, sich anpassten.

B. Regionale Betrachtungen.

1. *Regionaltektonische Beziehungen.*

Aus der Einzeldarstellung in den vorangehenden Abschnitten geht hervor, dass im wesentlichen das ganze Kartengebiet in das Areal ein und derselben grossen Deckeneinheit fällt, jenes der betischen Decke von Málaga, die wie ein Riesenschild ihre Unterlage, die Triasformation der Rondaïden und ihr östliches Homologon, die Alpujarriden, überdeckt. Soweit diese Unterlage vorhanden und als jüngere Formation nachgewiesen werden kann, ist die Deckennatur des Betikums gegeben; der Nachweis ist aber eben zufolge der Kristallinität und Vermischung mit betischem Kristallin und praktischer Fossilleere der Kalk- und Dolomitformation sehr schwierig. Noch fehlen in verschiedenen Nachbargebieten zu einem belangerreichen Teile geologische Detailaufnahmen auf zeitgemässer tektonischer Grundlage, deren Ergebnisse zum weiteren Prüfstein der vorgebrachten Auffassungen werden können. Immerhin ist, insbesondere dank der Untersuchung holländischer und französischer Fachgenossen, ein Ausblick in die Umgebung und ein Anschluss an die ausserhalb unseres engeren Gebietes erkannten tektonischen Einheiten schon weitgehend möglich, wenn auch auf Schritt und Tritt hypothetische Annahmen zur Fortsetzung des Weges eine Brücke schlagen helfen müssen.

Eine regionale Umschau lehrt uns vorerst, dass die betisch-malagensische Einheit die Gesamtheit der Gebirge des südwestlichen Abschnittes der betischen Cordilleren in ihrem mediterranwärtigen Teile umfasst, soweit diese nicht der alpin ausgebildeten Trias zugehören. Ihr gewaltiger kristallinpaläozoischer Kern taucht mit südwestlichem Axialgefälle im Westen der Provinz Málaga, zwischen Gaucin und Estepona, unter die tertiäre Hülle, nach Osten zu hebt derselbe jedoch sich über die tieferen

Stockwerke des Gebirges, die tektonischen Einheiten der Sierra Nevada, heraus, ein Grundschema, das schon in der Synthese von RUD. STAUB niedergelegt ist (63, p. 214); an diesen paläozoischen Kern heftet sich die mesozoisch-penibetische Faltenfront, die nord- resp. nordwestwärts gegen ihr Vorland vorbrandet.

Versuchen wir erst innerhalb dieses Grundschemas das *Verhalten der betischen Masse in einem Längsprofil* längs ihres nordwärtigen Aussenrandes zu beurteilen. Das anscheinend von der Sierra Nevada-Aufwölbung ab geltende westliche Axialgefälle ist ein ungleiches, gestuftes, das durch eine Zwischenphase in ein gegensinniges umgewandelt wird. Eine solche Nebenkulmination ist angezeigt im zentralen Teil der Serrania de Ronda (vgl. Fig. 1); ihre östliche Reichweite geht bis in die Querdepression des Guadalhorce; das südwestliche Abflauen fällt zusammen mit dem allgemeinen Abtauchen des Betikums in dieser Richtung. Die Haupterhebung dieser Ronda-Aufwölbung in der Längsachse mag ungefähr mit der grössten topographischen Erhebung der Berggruppe (Torrecilla) zusammenfallen (vgl. Abschnitt Sierra de las Nieves, p. 205); dass gerade in einer hier durchgehenden Transversalzone die Falten der penibetischen Externzone am weitesten gegen Nordwesten, bis in die Gegend von Olvera, vorgreifen, kann damit in Zusammenhang gebracht werden (vgl. Karte Lit. 78); auch ist hervorzuheben, dass gerade in dieser Strecke die Aufschiebung des paläozoisch-rondaïden „Kernes“ auf die penibetischen Strukturen am prägnantesten sich entwickelt hat und in dieser Gegend auch die der penibetischen Internzone entstammenden Kalkschuppen (Sierra Almola etc.) in infrabetischer Position sich einfinden. Eine Steigerung der Faltungs- resp. der Schubstärke, die sich in der Formung eines penibetischen Vorstosses — um nicht zu sagen Bogens — gegen NW äussert, dürfte somit durch die Lage der zentralen Serrania de Ronda angezeigt sein.

Neben dieser meist wesentlichen Beeinflussung der Längsachse dürften weitere kleinere Undulationen das Längsprofil des Nordrandes betreffen. Hierher gehört die eher enggespannte quere Depression, in welcher Yunquera liegt und Veranlassung war für das Übergreifen und Erhaltenbleiben des Kristallins auf die Seite des Rio Turon. Jenseits der komplexen Depression des Guadalhorce, die angedeutet ist durch das bruske Absetzen der Ronda-Trias bei Carratraca und insbesondere durch das westliche Gefälle der Antiklinalen der Chorro-Schlucht, ist die Beurteilung des Längsprofils schwieriger. Die Brachyantiklinalen zwischen dem Chorro und Loja sagen wenig aus über das genauere Verhalten des Gesamtlängsprofils. Der Nordsaum des paläozoischen Kernes bleibt verborgen unter seiner sedimentären Hülle, es fehlt also die starke Heraushebung der kristallin-paläozoischen Unterlage der Serrania de Ronda; andererseits ist aber festzuhalten, dass, vom Guadalhorce ab gegen den

Torcal zu, die Art und Weise, wie der penibetische Flysch über die Trias von Antequera greift, auf ein Stärkerwerden der penibetischen Faltung in dieser Richtung hinweist. Ein definitives östliches Ansteigen setzt wohl erst im Ostrand des Beckens von Granada ein; die in ihrer tektonischen Bedeutung schon gewertete Zone von Cogollos Vega zeigt an, dass die betische Einheit die tieferen Einheiten der Sierra Nevada überspannte, also in der gewaltigen domförmigen Aufwölbung, welche hier das ganze Gebäude der Cordilleren durchsetzt, miteinbezogen wird.

Treten wir aus einer nördlichen Zone der malagensischen Einheit in eine südlichere über, so fällt es auf, dass im gleichen Querprofil, für welches die Kulmination der zentralen Serrania de Ronda abgeleitet wurde, die hochaufragende Antiklinale der Sierra Blanca sich einstellt; sie hat nach kurzer Querdepression ihre Fortsetzung nach Osten in der Sierra de Mijas, auf welche dann die Depression der zentralen Provinz Málaga folgt, auf welche geschlossen wurde aus der sich hier einstellenden Verbreitung des jüngeren Paläozoikums; dass diese Depression ostwärts wieder scharf herausgehoben wird durch das westliche Endstück der Alpujarriden (Sierra Tejada etc.), wurde schon mehrmals hervorgehoben.

Aus dieser kurzen Darlegung über die Gestaltung des Längsprofils der betischen Masse mag somit hervorgehen, dass das Relief ihrer Auflagerung ein recht vielgestaltiges, komplexes ist und sicherlich weitgehend vorbedingt sein mag durch das Verhalten der tektonischen Unterlage, als welche die in tektonischen Fenstern sich anzeigenden Einheiten der alpinen Trias vorauszusetzen sind.

Anders stellen sich die Fragen, die sich an die *Einfügung* unseres Gebietes in einen grösseren Rahmen im Sinne des Querprofiles knüpfen. Welches Breitenausmass kommt der betischen Masse zu? Wo liegt ihre nördliche Front, der Aussensaum des Penibetikums, und welches sind seine Beziehungen zum Subbetikum? Welche Analoga bieten anschliessende Strecken der betischen Cordilleren? Wo liegt das Wurzelland, das „pays d'origine“? Die Fragestellung überschreitet bei weitem die derzeitige genauere Kenntnis des Gebirges; in diesem Sinne wollen deshalb unsere Schlussfolgerungen auch nur als Erwägungen aufgefasst sein, die durch eine vermehrte Kenntnis abgeändert oder gar ersetzt werden können.

Aus der Auflagerung penibetischer Sedimente auf die betische Unterlage wird die tektonische Zusammengehörigkeit beider abgeleitet; des weiteren, da zwischen den einzelnen Zonen des Penibetikums weder eine tiefergreifende tektonische noch stratigraphische Scheidung nachzuweisen ist, ist es gegeben, das gesamte Penibetikum als die frontale Sedimenthaube der betischen Masse anzusehen und durch die sich fremdartig ihr nach aussen anfügende Triaszone von Antequera zu begrenzen. Aber nicht überall sind die Linien für die äussere Begrenzung so

deutlich wie zwischen Antequera und Teba; da daraufhin ausgehende genauere Untersuchungen noch nicht vorliegen, ist die äussere Abgrenzung des Penibetikums, also das Breitenausmass der grossen betischen Überschiebung, noch recht vage. In meinem ersten „Versuch einer tektonischen Gliederung“ neigte ich zur Auffassung, dass Penibetikum und Subbetikum, die sich hauptsächlich durch die Entwicklung ihrer Kreide auseinanderhalten lassen, einer gemeinsamen grossen Deckenplatte angehören und die citrabetische Trias von Antequera sich durch eine Art Aufquellung und Rückfaltung innerhalb die grössere Einheit eingezwängt hätte. Die letztere Vorstellung dürfte wohl zu Recht bestehen, doch die unmittelbare Kontinuität von Penibetikum zu Subbetikum ist aber keine Forderung, im Gegenteil, die seither erkannte Einfügung einer Deckeneinheit alpiner Trias an die Basis des Betikums schaltet diese nächstliegende Verbindung geradezu aus, vorausgesetzt, dass nicht aussergewöhnliche tektonische Vorgänge (Verschleppung!) angenommen werden; trotz ihrer Faziesverwandtschaft brauchen also penibetische und subbetische Zone nicht in unmittelbare Beziehung gebracht zu werden; ihr Faziestypus ist ubiquist; ein tektonischer Hiat trennt vielmehr beide Zonen, in diesen fügt sich die Einheit der Rondaïden und Alpujarriden. Das Erklärungsschema, das ich für diese Verhältnisse, ausgehend von einem Querprofil durch die zentrale Serrania de Ronda 1928 gab, klärt darüber auf (Taf. XXX, 84): Betikum und Penibetikum formen eine Einheit, deren Teilstücke durch spätere Bewegungen, die besonders in der Ronda-Kulmination wirksam waren, zusammengedrängt (Querprofil des Chorro) oder übereinandergeschoben (Querprofil Sierra de las Nieves etc.) wurden. Gewissermassen als Fremdkörper zwischen diesen betischen Teilen erscheint die teils mächtige Triasplatte der Rondaïden, sei es als selbständig vordringendes basales Gebirge, sei es als ein durch die betische Deckenmasse passiv verfrachteter Körper; das Subbetikum dahingegen, in ausgedehnten Teilstücken zum mindesten, hat eine citrabetische Heimat, seine Überschiebungen haben nicht die Reichweite, die dasselbe an einen Ursprungsort in ultrabetischer Lage knüpfen, sondern ein mehr lokales Ausmass dürfte denselben eigen sein. Es bleibt zukünftigen Forschungen vorbehalten, diesen hypothetischen Folgerungen stützende Ergänzungen beizufügen oder aber besser begründete Auffassungen entgegenzustellen.

Die Dimensionen der betischen Deckenmasse von Málaga machen es zur zwingenden Forderung, dass derselben eine *regionale Bedeutung erster Ordnung zukommt*, dass ihre Homologa sowohl atlantikwärts als auch gegen das östliche Cordillerenland zu erkannt werden müssen; sie ist die Einheit, welcher die Rolle jener „carapace“ zukommt, die P. TERMIER in der Strasse von Gibraltar westwärts absinken lässt (26) und welche R. STAUB, zwar in Verkennung des innigen Zusammenhangs mit Nord-Marokko, als riesige Deckenplatte über die Meerenge

hinaus in den Atlantik hinausstreichen lässt. Jene Probleme sollen uns hier nicht weiter beschäftigen; es sei allein auf die seit zwei Jahren so reich vermehrte Kenntnis, wie sie durch die Arbeiten von F. DAGUIN (77), J. BOURCART (82) und P. RUSSO (90) geliefert ist, hingewiesen. Wenn BOURCART und RUSSO dartun, dass die Flyschgesteine von Tanger in deckenförmiger Lagerung über einer tieferen Ton-Mergelformation sich vorfinden, so liegt es nahe, in diesem Flysch homologe Bauelemente, die einem penibetischen Flysch zu vergleichen wären, zu sehen; die innerhalb der neogenen Tonmergelserie zum Vorschein kommenden Oberkreidesteine entsprächen dann den subbetischen Strukturen.

Wenden wir uns nunmehr in entgegengesetzter Richtung einem entfernteren Osten zu und lassen die näherliegenden Strecken zwischen Málaga und Granada vorerst ausser Betracht, da erst vermehrte tektonische Kenntnis dort klarer sehen lassen muss. Von der Rolle eines „traît d'union“, die der Zone von Cogollos Vega zukommt, war schon die Rede; sie weist des bestimmtesten nach einer streichenden Fortsetzung der malagensischen Einheit in die östlichen Cordilleren. Hier gewinnt die in weitblickender Kombination geäußerte Auffassung von RUD. STAUB (63, p. 218) in neuerer Zeit eine stets bestimmtere und in mancher Hinsicht bestätigende Unterlage. Wir verdanken dieselbe den so bedeutsamen, zwar erst in Umrissen niedergelegten Untersuchungen von P. FALLOT in der *Provinz Murcia* und angrenzenden Gebieten. Schon in anderem Zusammenhange ist erwähnt, dass die dem Penibetikum in Bau und Schichtfolge verwandten Züge in den Gebirgen zwischen Granada und Murcia (Becken von Baza-Chirivel-Velez Rubio) wiederkehren. Der kristallinpaläozoische Untergrund ist wieder zu erkennen in dem langen Gebirgsrücken der Sierra de las Estancias, er trägt eine gleichartige, sicherlich der malagensischen Fazies vergleichbare Permo-Trias; für die Nordflanke dieses betischen Rückens haben P. FALLOT und R. BATALLER angedeutet (95), dass ein der internen Zone Málaga ähnliches, zwar von verschiedenen Komplikationen begleitetes, rasches und nach aussen (NW) gerichtetes Abfallen des paläozoischen Untergrundes unter Kreidesedimente vorhanden ist, und dass eine Steigerung des Nordschubes bis zur Bildung einer überliegenden Kreidezone, teils mit Einwicklungserscheinungen, sich einstellt (Chirivel); im untertauchenden Nordostende, in der Sierra Espuña, leiten nach FALLOT die mesozoisch-tertiären Hangendformationen über die Triasschuppen dieser Berggruppe hinweg in das zusammenhängende Deckfaltenland, das, weit nordwärts vorgreifend, bis in eine Zone Nerpio-Caravaca, ein kräftiges Vorstossen penibetischer Bauelemente gegen N anzeigen dürfte; der wesentlichste Teil der subbetischen Zone wäre hier somit an ein penibetisch-betisches Hinterland angefügt, ein Umstand, der diese Strecke mit jener von Ronda in eine gewisse Parallele bringt, da auch dort penibetische Strukturen weit nach aussen vorgreifen.

Ein weiterer grosser Schritt in der Ausschau nach homologen Elementen sei noch gewagt mit einem *Exkurs nach den Balearen*, deren tektonische Kenntnis dank der hervorragenden Untersuchungen von P. FALLOT und B. DARDER PERICAS so sehr und frühzeitiger gegenüber jener des Festlandes gefördert erscheint. Überspringen wir die besser bekannte, aber einer mehr äusseren Zone zugehörige Insel Mallorca und wenden uns der Insel *Menorca* zu. Ihre tektonische Stellung, die schon so verschiedenartig gedeutet wurde, scheint mir die Unterlage für eine Überlegung werden zu können, die sie in Beziehung setzt mit betischen Regionen. STAUB (63, p. 223), SEIDLITZ (70) und STILLE (79) haben ihre Position verschieden gewertet; P. FALLOT spricht von einem „problème de l'île de Minorque“ und erwägt alle die Möglichkeiten der tektonischen Beziehungen zu Mallorca und der subbetischen Zone des Festlandes (47, p. 43). Allermeist wird die paläozoische Basis dieser Insel als Teil der corso-sardischen Masse mit dem katalonischen Küstengebirge in Beziehung gebracht und als Vorland für die Deckschuppenstruktur von Mallorca beschaut (W. v. SEIDLITZ). R. STAUB fügt die Insel eher zwangsmässig in den alpinen Bogen der Balearen resp. Mallorcas (63). Einen anderen Fall, der sich mir schon während mallorquinscher Exkursionszeit (1927) aufdrängte und in dem Unterbau von Menorca nicht Vorland, sondern Rückland sieht, wurde neuerdings — freilich von anderen Voraussetzungen ausgehend — auch durch H. STILLE befürwortet, während seinerzeit P. FALLOT einer Auffassung als Rückland keinen besonderen Vorrang gegenüber anderen Möglichkeiten einräumt.

Das Paläozoikum der Insel Menorca enthält eine Schichtreihe, die nicht unähnlich ist derjenigen des Betikums von Málaga, dies insbesondere, wenn man sich vorstellt, dass der Abtrag in präpermischer Zeit ein geringerer war (Erhaltung einer kalkreichen Devonstufe); fast analog ist die Ausbildung der tieferen Permo-Trias — (wobei auf Menorca die Trias einigermaßen gliederbar ist) — und fazielle Verwandtschaftsbeziehungen kann man in der schwächtigen Entwicklung von Jura (dolomitischer Lias) und Kreide (marno-calcaires à faune barrémienne und marnes à fossiles pyriteux) erkennen; gleichartig mit den Verhältnissen des Betikums von Málaga ist ferner die postorogenetische Überdeckung mit einer mächtigen Kalkmolasse, die hier wie dort zur Hauptsache ins Burdigalien zu stellen ist; in diese Reihe der Analogien möchte ich des weiteren die Art der starken, ein wirres Faltungsbild abgebenden präpermischen (herzynischen) Faltung und fernerhin auch die bedeutsamen Bewegungen stellen, die nach P. FALLOT auf Menorca Devon über rote Sandsteine des Werfenien hinwegschoben¹⁾; letztere Bewegungen

¹⁾ Die Altersbestimmung dieser nachtriasischen Faltung auf Menorca ist recht unbestimmt; P. FALLOT und M. GIGNOUX (68, p. 512) denken daran, dass sie mit der voroligozänen (antéstampien) Phase, die B. DARDER aus Zentral-Mallorca folgert, in Beziehung zu bringen ist; SEIDLITZ (70) hält sie bestimmt für „nachapt“; aber gerade das Fehlen der Kreide in den Überschiebungen scheint mir auf älteres Datum zu weisen.

haben in Málaga ihr Analogon in der intensiven Verkeilung, die vornehmlich längs des betischen Aussenrandes sich vorfindet und silurisch-devonische Schiefer und Grauwacken mit den, den menorquinschen Gesteinen vollkommen gleichartigen roten Sandsteinen der Permo-Trias in saigere, anscheinend konkordante Lagerung bringt. Eine Reihe von geologischen Grundzügen, die für sich allein noch keinen Beweis für tektonische Homologie enthalten, spricht also immerhin für eine gewisse Gleichartigkeit in der geologischen Geschichte der beiden weit auseinander liegenden Regionen.

Solche Erwägungen berücksichtigend, kann die relative tektonische Position und das relative Alter alpiner Hauptfaltung, auf den gesamten Gebirgsquerschnitt bezug nehmend, einen weiteren Stützpunkt abgeben, um Betikum und Menorca miteinander in Beziehung zu bringen. Hier wie dort liegt in einer mehr internen Position eine in einer älteren Bewegungsphase (präburdigalisch) zu einer gewissen Ruhe gekommene Kernmasse vor; an beiden Orten liegt im Gebirgsquerprofil auf der Aussenseite ein Falten- resp. Überschiebungsland, dessen letzte starke Bewegungsphase jünger ist als jene des zur Ruhe gekommenen Rücklandes; das Gesetz des zeitlichen Wanderns der Faltungsintensität vom Innenraum des orogenetischen Raumes nach dessen Aussenrand findet sich hier in klarer Weise wieder; den jüngeren Bewegungen im Aussenrand der betischen Cordilleren Andalusiens (Jaén: posthelvetisch nach DOUVILLÉ, Caravaca: postburdigalisch nach FALLOT) entspricht die gegenüber Menorca jüngere maximale Faltungsintensität der Sierra principal von Mallorca, die nach FALLOT postburdigalisch und prävindobon ist. Ein weiteres Analogon zwischen Menorca und Betikum bietet sich also in der räumlichen Gegenüberstellung der Faltungsphasen, und es entbehrt somit die Hypothese in der balearischen, paläozoischen Masse ein gleichartiges Rückland zu sehen, wie ein solches in Málaga's Kernmasse vorliegt, nicht der Begründung. Der weitere Schritt des Vergleiches ist nun der, in dem menorquinschen Unterbau auch ein tektonisches Homologon zu Málaga's Betikum vorauszusetzen, nämlich eine gegen subbetische Zone vordringende Überschiebungsmasse. Ob aber wirklich eine solche im balearischen Sektor vorliegt, ob nur ein leicht vorgeschobenes Massiv oder gar ein autochthones Hinterland, ist mehr nur ein gradueller Unterschied und im Vergleiche nicht von prinzipieller Bedeutung. In jedem dieser Fälle kommt man aber nicht darüber hinweg, zwischen Mallorca und Menorca Störungen vorauszusetzen¹⁾, auf deren Rechnung

¹⁾ Zu im Grunde genommen wesensgleichen Störungen, die heutige Lage Menorca's zu Mallorca betreffend, kommt E. ARGAND in seiner genialen Exposition des Werdens des „bâti méditerranéen“, wenn er sagt (51, p. 307): „Le tronçon corso-sarde, sortant de son alvéole (gemeint seine ursprüngliche Lage längs des katalonischen Massivs) a bousculé l'extrémité du tronçon baléar en la retroussant au sud-est dans les parages de Minorque“.

die nördlich vorgeschobene Lage des menorquinschen Hinterlandes gegenüber den Faltenzügen Mallorcas zu setzen ist; die abweichende Streichrichtung (Nord-Süd auf Menorca) braucht uns dahingegen nicht zu verwundern, da diese tektonische Diskordanz zu Mallorca ja zwei einander fremde Einheiten betrifft.

Die Voraussetzung, in Menorcas Paläozoikum ein Homologon zu Málagas Betikum aus dem riesigen Einbruchsgebiet des westlichen Mittelmeeres auftauchen zu sehen, lässt sich mit den für das Mittelmeer gegebenen Hypothesen über den ehemaligen Zusammenhang der orogenetischen Zonen sehr wohl vereinigen; sei es, dass man mit FALLOT und STAUB den ruhigen Verlauf der alpinen Geosynclinale und der aus ihr hervorgehenden Gebirge über den Bogen Cordilleren-Balearen-Sizilien annimmt, oder aber den „distensions“ im Sinne ARGAND's, die ursprünglichen Faltungszonen auseinander-rissen, die heutige Artverteilung der Gebirge des Mittelmeeres zuschreibt, in beiden Fällen bleibt eine Einheit Málaga-Menorca das mächtige Hinterland, die südliche Randpartie einer alpiden Geosynclinale formend.

Der Exkurs in die Balearen hat uns nunmehr zur Erörterung der *Stellung der betischen Einheit von Málaga im Gesamtgebäude alpiner Gebirge* geführt. In Südwest-Andalusien erkennen wir, dass die betischen-penibetische Einheit als höchstes und südlichstes Glied des Cordillerenbaues denselben gegen das Mittelmeer zu abschliesst. Von Estepona bis Nerja fallen seine paläozoisch-kristallinen Lagen bald steiler (60—70°, Sierra de Mijas), bald flacher (Málaga-Velez-Málaga) gegen das Mittelmeer zu ein. Eine insubrische Steilstellung dieser höchsten Bauteile des Gesamtgebirges nach alpinem Muster gibt es nicht; eine Wurzelzone mit Zusammendrängung einzelner Zonen, ein Abbiegen in eine südliche Randzone ist nicht nachzuweisen, Verhältnisse, die aufzuklären, das Einbruchsgebiet des Mittelmeeres zu einem wesentlichsten Teile der Beobachtung enthebt. Ebenso wenig ist die geringste Andeutung einer Überlagerung durch ein höheres Stockwerk des Gesamtgebirgsbaues vorhanden. Die malagensische Einheit ist das Dach des gewaltigen Gebäudes. Das Fehlen einer eigentlichen Wurzelzone, einer „zone des racines“ um mit TERMIER zu sprechen, fragt nichtsdestoweniger nach der Lage des „pays d'origine. Liegt dasselbe im Mittelmeerraum von Alboran? Oder aber leitet eine relativ ungestörte Carapace hinüber in die Unterlage nordmarokkanischer Gebirge, deren Analogie des stratigraphischen Materials schon an anderer Stelle hervorgehoben wurde? Eine scharfe Präzision in der Beantwortung solcher Fragen ist vielleicht überhaupt nie möglich. Begnügen wir uns hier, in Ermangelung genauerer Daten, mit einer vielleicht etwas gefühlsmässigen Beantwortung, so mag dieselbe dahingehen, dass, erwägend die engen Beziehungen, die ein vermutliches Betikum und Penibetikum Nord und Süd der Strasse von Gibraltar verbinden, es wahrscheinlich ist, dass auch in

weitgehendem Sinne eine tektonische Einheit vorliegt, dass eine verbindende Carapace sich zwischen den beiden Kontinenten spannt; ihre Individualisation liegt allein in der Ungleichheit der jüngsten geologischen Geschichte, die aussagt, dass die orogenetischen Bewegungen auf der Südseite länger anhielten (jungmiozäne bis pliozäne Deckenbewegungen im R'arb der afrikanischen Seite).

Die gemachten Überlegungen führen uns also dazu, in der betischen Masse einen Teil des dinarischen Sockels zu sehen, der nordwärts gegen seine alpine Vortiefe andrängt, gegen die darin aufgestauten Faltenzüge anbrandet. Die stratigraphische Verwandtschaft, auf die schon in vorangehendem Abschnitt hingewiesen ist, stützt solche tektonische Korrelation. *Im westlichsten Alpiden-Querschnitt nimmt sich also das betische Land in deckenstratigraphischer Beziehung aus wie der austroalpine Deckenkomplex im Querschnitt der Alpen.* Verschieden von der dortigen Ordnung sehen wir im Südwesten des Alpidenstammes nicht diejenige Einheit in welcher die alpine Trias das Hauptvolumen der bewegten mesozoischen Hülle ausmacht, obenauf liegen, sondern eine mehr südliche, dinarische Masse hat ihre Rolle übernommen; die Strukturelemente alpiner Trias folgen erst an zweiter, tieferer Stelle; die Einheiten der Rondaïden und Alpujarriden entsprechen dieser Lage und tektonischen Korrelation; dass die nächst tieferen Elemente, die durch das Fenster der Sierra Nevada blossgelegt sind, den penninischen Bauelementen der Alpen entsprechen müssen, wie dies TERMIER, BROUWER und STAUB stets betonten, ist einleuchtend; in den Aussenzonen der subbetischen und präbetischen Falten müssen, solcher Ordnung entsprechend, die jüngsten und externen Teile des Alpenbaues, also die helvetischen Zonen ihre Analogon haben. Diese Korrelation der Grosseinheiten ergäbe also die folgende schematische Gegenüberstellung:

Prä- und subbetische Strukturen	Helvetische Zone;
Penninikum der Sierra Nevada	Penninikum der Alpen;
Alpujarriden und Rondaïden.	Austroalpine Zone der Alpen (Grisoniden u. Tiroliden);
Betische Einheit der Cordilleren (inkl. Penibetikum und ev. gewisse Teile des Subbetikums)	Insubrisch-dinarische Zone der Alpen.

Vergleicht man also in diesem Sinne die deckenstratigraphische Ordnung der angeführten Grosselemente des Alpidenstammes in einem Querschnitt durch die Ostalpen mit einem solchen durch das südwestliche Andalusien, so wäre zu folgern, dass eine Art Rollenvertauschung in der tektonischen Rangordnung sich

eingestellt hat; der dinarisch insubrische Teil erhält im Südwesten die Rolle des „traineau écraseur“, das austroalpine Gegenstück fügt sich dagegen in die Rolle des Überwältigten; Hand in Hand mit dieser relativen Umstellung in der Grössenordnung geht sicherlich auch eine absolute Reduktion der Dimensionen, wie auch eine faziell-stratigraphische Änderung sich geltend macht, die anzeigt, dass in den Cordilleren eine allgemeine Reduktion der faziellen Variabilität der Formationsreihe der Alpen in Erscheinung tritt.

2. *Über die Phasen der Gebirgsbildung und die Gesteinsmetamorphose.*

Früher als es der Grad der Kenntnis eines Gebirges zulässt wird oft zur Zusammenfassung der Einzelbeobachtungen eine chronologische Analyse der Vorgänge, die den Gesamtbau geschaffen haben, angestrebt; die diesbezüglichen Versuche, die für die betischen Cordilleren unternommen wurden (76, 78, 94) krankten noch durchwegs an der Unbestimmtheit der stratigraphischen Kenntnis der Schichtreihe, der unvollständigen Abklärung der regionalen Zusammenhänge und der Beschränkung der Beobachtungen auf zu engen Raum. Auch das Material, das die Studien in unserem Gebirgsabschnitt zur Klärung der Orogenese in den betischen Cordilleren in ihren verschiedenen Phasen beizutragen vermag, entspricht nur ganz unvollkommenen Ergänzungen und kann das in obigem Titel umschriebene Thema nur skizzenhaft behandelt sein, dies umsomehr, als eine Erledigung der Tertiärstratigraphie noch nicht als wichtige Grundlage dienen kann.

Durchgehen wir, teils in Zusammenfassung von schon in früheren Abschnitten Vorgebrachtem, die Anweisungen, welche sich im malagensischen Cordillereensegment zur Charakterisierung gebirgsbildender Vorgänge zusammentragen lassen, so können dieselben in die folgenden Perioden der Gebirgsbildung geordnet werden:

1. Präherzynische Bewegungen;
2. Herzynische Bewegungen;
3. Alpine Bewegungen, welche sich wieder aufteilen lassen in:
 - a) Ältere Vorphasen;
 - b) paroxysmale, tertiäre Phase und
 - c) Nachphasen.

a) Ältere, präherzynische Bewegungen.

Der Formationskomplex, der die Spuren ältester Bewegung und Metamorphose, sei es vorherzynischer oder herzynischer Zugehörigkeit trägt, kann sich in unserem Kartengebiet nur auf das Betikum beziehen, da die paläozoische Unterlage der Rondaïden nicht zum Vorschein kommt. Die wesentlichste, zwar indirekte Anweisung für die ältesten Bewegungen kann am ehesten aus dem Grade der

Gesteinsmetamorphose abgeleitet werden, da das Mittel der Feststellung verfolgbare Diskordanzen in der einheitlichen Folge kristalliner Schiefer im Stiche lässt. Noch fehlt eine moderne, genetisch-petrographische Bearbeitung der kristallinen Gesteine des Betikums, denn die Behandlung der metamorphen Schichtreihe der Serrania de Ronda durch DOMINGO DE ORUETA rückt hauptsächlich nur den beschreibenden Gesichtspunkt in den Vordergrund, wie überhaupt bei genanntem Autor die Frage, was regionalmetamorph und was dynamometamorph nicht weiter aufgeworfen wird.

Dementsprechend stehen wir natürlich vor einer offenen Frage, wenn ein Urteil abgegeben werden sollte, welche zeitliche Verteilung einer Regional-, welche einer Dynamometamorphose zukommt, welches der Einfluss einer vorherzynischen Umwandlung der Formationsreihe und welches der Grad der herzynischen Beeinflussung ist. Nur ganz vereinzelt sind die, für sich zwar auch wieder nicht eindeutigen Beobachtungen, wo aus einem gewissen Hiat in der Metamorphose in der paläozoisch-kristallinen Schichtreihe auf ältere und jüngere Phase der Umwandlung, auf ältere, vorangehende, Bewegungen geschlossen werden kann. Hierher wären die Stellen zu zählen, wo ein fast sprunghafter Übergang von den Gesteinen der tieferen kristallinen Schiefergruppe zu jenen, die schon ausgesprochen höherpaläozoischen Habitus zeigen, sich einstellt. Das zuvor angeführte Profil am Castillo von Casarabonela (p. 64) wäre ein Beispiel dafür, das jedoch nicht auf das Gesamtgebiet klar anwendbar ist. Das Aneinandergrenzen von hochmetamorphen Schiefen (Glimmerschiefer) und Phylliten mit Kalken, denen obersilurischer Habitus (calizas alabeadas) zukommt, legt den Schluss nahe, dass hier eine ältere Faltung, eine frühere Metamorphose, versteckt liegt, obwohl das konkordante Schichtprofil darüber keine sichere Auskunft gibt.

Nach dem Grade der Umwandlung und Mineralvergesellschaftung bekunden die tieferen Gesteinsserien der Serrania de Ronda (besonders zentral-südliche Teile) eine Regionalmetamorphose, die ihre Bildungstiefe in eine tiefere Meso- oder auch Katazone stellt; Cordierit-Sillimanit-Andalusit-Granatgesteine mit Vorherrschen von Biotit in den Gneisen weisen darauf hin; ob aber diese Metamorphose schon aus älteren Bewegungsphasen übernommen ist, welcher Anteil präherzynisch, welcher herzynisch oder gar alpin ist, bleibt eine unabgeklärte Frage; das Vorkommen kristallinschiefriger Gesteine innerhalb der alpinen Trias, sowie der hohe Grad der Kristallinität der Karbonatgesteine dieser Formation sagt aus, dass die letzte metamorphe Phase relativ jungen Ursprungs ist, zum mindesten in eine Vorphase (Geosynklinalphase) alpiner Gebirgsbildung zu stellen ist.

Bessere Hinweise, als die tiefste Schichtserie, auf ältere Bewegung liefert erst der höhere Teil der paläozoischen Schichtreihe, aus welcher aus obersilurischer Zeit, eventl. schon devonischer, die klastischen

Gesteine des Gebietes angeführt wurden (gesprenkelte Konglomerate, polygene Konglomerate, p. 72). Sie können mit kaledonischen Bewegungen, die aber nicht unbedingt gebirgsbildend gewesen zu sein brauchen, in Beziehung gebracht werden. Obwohl zufolge der bis auf das Silur und tiefer hinabgreifenden Abrasionsphase, die der Permo-Trias voranging, kein sicherer Schluss zulässig ist, kann das Fehlen der Ablagerungen des Karbon, zum mindesten eines höheren Karbons, mit dieser „kaledonischen Unruhe“, die die paläozoische Schichtfolge über Meeresbedeckung brachte, in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden.

b) Herzynische Bewegungen.

Je nach dem Alter der transgredierenden Formation über eine orogenetisch gestörte Schichtfolge ist die herzynische (variszische) Faltungsperiode in ihre Einzelphasen zu gliedern; sie umfasst den langen Zeitraum vom Ober-Devon bis ins Rotliegende. In seiner „Vergleichenden Tektonik“ teilt H. STILLE die herzynische Faltung in eine Vierzahl von Hauptphasen auf, die mit dem Unter-Karbon als Hangendformation (bretonische Phase) einleiten und mit dem Rotliegenden (Zechstein) als jüngstes ungestörtes Glied (= salische Phase) abschliessen, dabei freilich in einzelnen Gegenden noch von jüngeren Bewegungen gefolgt. Zur Einreihung in eine dieser herzynischen Perioden bietet das Faltungsbild des Betikums von Málaga die denkbar ungünstigsten Verhältnisse. Stellen wir die Faltung und Metamorphose, wie sie sich in ihrer charakteristischen Prägung heute zeigt, zum wesentlichsten Teil auf Rechnung herzynischer Bewegung und Umwandlung, so bleibt zu deren zeitlicher Fixierung der lange Zeitraum von Ober-Silur-Devon bis zur Permo-Trias, d. i. der ersten, allgemein diskordant aufliegenden Formation, dazu offen. Eine Phasenzugehörigkeit ist also nicht abzuleiten, da die Gesamtzahl der herzynischen Phasen innerhalb dieser Zeitspanne liegt; wir können also nicht anders als von einer Einheit herzynischer Faltung reden und lassen es dahingestellt mit welcher Bewegung der weiteren Umgebung (Nord-Marokko, Sierra Morena) — wo bis anhin genauere Präzision auch aussteht — die betisch-herzynische Faltung in Parallele gebracht werden soll.

Auf Rechnung herzynischer Faltung ist bestimmt der wesentlichste Anteil des Bewegungsbildes zu stellen, das durch die wirrkomplizierte Faltung der gesamten paläozoischen Schichtreihe gegeben ist. Es ist einleuchtend, dass diese Umwälzung, gleich wie in andern herzynischen Gebirgen, von einer ihr zukommenden vulkanischen Injektion begleitet war. Die Durchsetzung mit dioritischen Magma, wie dies einzelne Strecken des Betikums vorzeigen, gehört hierher; nach der Art der Durchbruchform der dioritischen Gänge, die alle Kleinfaltung und Durchquarzung durchsetzen, möchte ich für die

Zeitfixierung dieses vulkanischen Vorganges am ehesten eine spätherzynische Phase annehmen.

Die Einwirkungen der herzynischen Umwälzungen äussern sich in der betischen Schichtfolge sowohl in regionalmetamorpher Umprägung, als auch in dynamometamorpher Umgestaltung des Schichtinhaltes und Schichtverbandes. Soweit nicht schon von älterer Provenienz hat die regionalmetamorphe Beeinflussung den tieferen Zonen der heute noch 2000—3000 m mächtigen Schichtreihe, die vor dem präpermischen Abtrag noch bedeutend grösser gewesen sein kann, ihren Stempel aufgeprägt. Je höher wir in die Schichtreihe durch die phyllitreichen Schichtstufen gelangen, um so geringer wird die metamorphe Beeinflussung der Sedimente, so dass man für die höheren Teile überhaupt nicht mehr von kristallinen Schiefen sprechen kann, sondern deren strukturellen Habitus eher als eine halbmetamorphe Fazies bezeichnen muss (Grauwacken und Olivenschiefer); dass die Schaffung dieses halbmetamorphen und ganzmetamorphen Paläozoikums aber schon älter als alpinen Ursprungs ist, wird angezeigt durch das, wenn auch untergeordnete Vorkommen solcher Schiefergesteine in den klastischen Bildungen der Permo-Trias. Viel hervortretender als eine mineralische Umwandlung des Schichtinhaltes ist in einer höheren Zone die Wirkung einer intensiven Dislokationsmetamorphose; die vollständige Zertrümmerung und Zerstückelung des Schichtverbandes wurde bei Erwähnung des allgemeinen Faltungsbildes des Betikums hervorgehoben (p. 182).

Mit der Aufprägung herzynischer Faltung und Metamorphose wurde aber dem betischen Rumpf noch keine bis zur alpinen Bewegung dauernde Ruhe zuteil. In einem früheren Abschnitt (p. 185) wurde schon angeführt, dass paläozoische Schichten und die roten Gesteine der Permo-Trias eine teils starke Verfaltung anzeigen, die vermutlich als älter als die später nachfolgende alpine Bewegung anzusprechen ist; den Rückhalt für diese Folgerung liefert einesteils der Abtrag permotriasischer Schichten mit Auflagerung der mesozoischen Schichtserie auf die paläozoische Unterlage, sowie das Fehlen der letzteren in der eben genannten Verkeilung. Nicht ganz abzuweisen ist auch eine Voraussetzung, dass innerhalb der Permo-Trias sich noch Bewegungen vollzogen; gewisse Lagerungsverhältnisse der höheren Dolomite können in diesem Sinne gedeutet werden.

Fassen wir die Bewegungen, welche eine Verfaltung paläozoisch-permo-triatischer Schichten unter Ausschluss höherer Stufen in sich begreifen, als Ganzes zusammen, so läge es am nächsten, sie als altkimerische Störungen zu taxieren. Anders würde die Sachlage, wenn entsprechend der Auffassung spanischer Stratigraphen die hier schon ins Perm gestellten Gesteine schon mit ihrer klastischen Basis als Repräsentanten der unteren Trias angesehen würden; die angedeuteten Bewegungen nähmen sich dann noch mehr als ein Nachklang zu herzynischer Faltung (Pfälzische Phase, mit diskordanter Unter-

Trias, nach STILLE) aus. Dass solche Bewegungen in den tektonischen Hochteilen eines Cordillerenquerschnittes im weitesten Sinne keine allein stehende Erscheinung sind, kann auch aus den Verhältnissen auf Menorca abgeleitet werden, woselbst die Überschiebungsfolge Devon-Werfenien-Devon ohne mesozoisches Zwischenglied sich einstellt (s. Fussnote p. 268).

Die Faltungsrichtung, welche eine herzynische Bewegung dem Betikum aufprägte, ist in einem südlichen Teil der Provinz Málaga (Mijas-Marbella und Ostküste von Málaga) eine mehr oder weniger armorikanisch ausgerichtete; sie hält sich bei aller Variabilität an eine West-Ost-richtung mit Abweichung nach ESE (vergl. Fig. 1, Lit. 78); mehr gegen den zentral-nördlichen Teil finden sich nord-südliche Richtungen, welche jedoch durch Störungen, bewirkt durch die Einfügung rundaider Elemente (also alpiner Bewegungen), beeinflusst sein dürften (Ostseite der Sierra de Alcaparain). Im ganzen Nordrand des Betikums (Ardales-Rio Genal) nähern sich die alten Linien stark den penibetisch-alpinen Richtungen und lässt erst die Übersicht über eine grössere Strecke die Diskordanz beider deutlicher in Erscheinung treten, alles dies natürlich nur auf die grossen Sammellinien, nicht die engere kleine Faltung bezogen. Das Kartenbild zeigt deutlich, dass auch die Permo-Triasstreifen sich gleichartig wie die älteren Schichten verhalten. Die im Verlauf der Schieferzonen des Rio Genal-Tales zum Ausdruck kommende NE—SW-Richtung im westlichen Betikum hebt ein allmähliches Umschwenken der in zentral-südlichen Teilen geltenden armorikanischen Richtung in eine mehr variszische hervor, welche letztere auch in der nordmarokkanischen Basis zum Ausdruck kommt, gleichfalls auch dort von der permotriasischen Einfaltung gefolgt. Bezieht man diese andalusische Orientierung auf die nordmarokkanische, so erkennt man darin den Verlauf eines alten Bogens; dass derselbe eine auffällige Kongruenz zu den jungen alpinen Linien tektonischer Zonen (Penibetikum) aufweist, ist höchst bemerkenswert.

c) Alpine Bewegungen.

Wie es sich aus der grossen Menge eingehendster Untersuchungen und anschließender Synthesen in den letzten zwei Jahrzehnten mit zunehmender Sicherheit gezeigt hat, dass dem Werden der Alpen kein relativ kurzfristiger tertiärer Paroxysmus zugrunde liegt, so liegt es nahe, für das genetisch jenem Hauptstamm so enge verwandte Gebirge der Cordilleren eine gleichartige langdauernde Phasenfolge vorzusetzen. Andeutungen dafür sind vorhanden, eine schärfere Präzision und Beweisführung ist jedoch noch nicht möglich; uns leiten hier vorwiegend die aus engerem Gebirgsabschnitt abzuleitenden Schlussfolgerungen.

1. Vorphasen.

Sei es rein epirogenetisch, sei es als erstes Wehen alpiner Bewegung, zeigt der betische Untergrund schon im tieferen Jura die Tendenz „Hochland“ zu werden. Die jurassischen Formationen erreichen den betischen Rücken nur mit reduzierter Stärke ihrer Ablagerungen; und ob eine südliche Zone, die heute im Mittelmeer verborgen liegt, überhaupt von denselben eingedeckt war, entzieht sich einer sicheren Beurteilung; das Sichherausheben eines betischen Rückens scheint dahingegen in der Kreide bis zu einem bestimmten Grade wieder kompensiert zu werden, denn in einer Fazies, die doch eine tiefere und ruhige See voraussetzt, greift das Neokom südwärts über das Paläozoikum vor. Eine Diskordanz oder kennbare grössere Schichtlücke ist in der jurassisch-cretazischen Schichtreihe nicht angedeutet, und wo Spuren von Abtrag vorhanden sind, lassen sich solche auch mit untergeordneter Schwellenbildung erklären (Tithon-Kreide). Faltungsvorgänge von Bedeutung bleiben im Rücken des Betikums für diese Zeit also ausgeschlossen. Die Verhältnisse ändern jedoch einigermaßen gegen Ende der Kreide; in reduziertem Masse können sie schon in der untern Kreide längs eines betischen „Hanges“ sich bemerkbar gemacht haben; klastische Sedimente stellen sich ein (Espildorazone); eine Erhebung über Meeresniveau dürfte dadurch aber noch nicht angezeigt sein. Es ist verleitend in dieser Unruhe während der sonst ruhigen cretazischen Sedimentationsperiode einen schwachen Anklang an austrische Gebirgsbildung sehen zu wollen; zu einer bestimmten Feststellung derselben fehlen aber die Voraussetzungen, denn einmal ist die stratigraphische Gliederung zu unscharf, des weiteren ist aber auch keine Diskordanz vorhanden.

Im älteren Tertiär ändert dieses Regime der Ruhe; Abtrag der Kreidesedimente in einer mediterranen Zone stellt sich ein, also wieder in einer, wie im Mesozoikum, mehr südwardigen Axiallage, in welcher der stets geltende Nordtrieb aus dem Süden zum Ausdruck kommt. Untiefe See verratende Riffkalkbildungen (Alveolenkalk) greifen über die reduzierte mesozoische Sedimenthülle des Betikums hinweg; setzen wir voraus, wie dies vorläufig angenommen wird, die stratigraphische Parallelisation der Turonkalk mit dem Unter-eozän von Málaga bestehe zu Recht, so ergibt sich daraus ein auf die ganze Breite des bekannten Betikum geltendes Übergreifen litoraler Kalk- und Dolomitbildungen; sie enthalten reichlich Breccien und lassen den Schluss auf eine bedeutende Schichtlücke zwischen der oberen Kreide und den Tertiärbildungen zu; Bedingungen, die als eine Anweisung für stattgehabte Bewegungen zu gelten haben, sind also gegeben; die Lage in der werdenden Gebirgszone lässt es zu, sie als orogenetisch zu bezeichnen; ob nun aber diese Bewegung an der Basis des Tertiärs tiefer in die penibetische Zone hineingegriffen hat, ist fraglich; die angeführten Fälle, wo ein Übergang von Kreide

zu Flyschbildungen vorhanden ist, lassen es möglich erscheinen, dass beschränkte, wohl axial verlaufende Zonen unter Meeresbedeckung blieben; eine gewisse Verwandtschaft zu dinarischen Verhältnissen kann darin gesehen werden

Versuchen wir die gefolgerten Bewegungen einer bekannten Bewegungsphase einzureihen, so käme dafür die Iaramische in Frage (*mouvements antélutetiens* nach HAUG), deren Spuren im Strukturbild der Alpen so vielfach vertreten sind; es folgt darauf die eine ungleichmässige, wechselnde Sedimentation anzeigende Periode der Flyschbildung.

Damit sind wir an der Schwelle der grossen alpinen Bewegung angelangt, die in den Alpen als eopenninische Phase die Hauptumwälzung schuf, den gewaltigen grisoniden und penninischen Deckenhefen übereinander schichtete. Bevor die Geschehnisse, die in den Cordilleren mit diesen Bewegungen korrespondieren, näher zu definieren versucht sei, erübrigt noch eine Umschau nach tektonisch tieferen Elementen des Gebirgsbaues. Wie stellen sich zeitlich die Vorgänge, welche die tektonisch tieferen Glieder schufen? Sind dieselben gleichzeitig der alpinen Hauptphase entstanden oder ist eine ältere Phase vorauszusetzen? Eine solche in grosser Rindentiefe und zu einer Zeit, da die betische Masse als inerter Kontinentalblock, als weit südwestliches Rückland daran sich noch nicht als Ganzes beteiligte? Die noch ungelöste und nur auf ganz hypothetischer Grundlage umrissene Frage der Entstehung der tieferen Deckeneinheiten der Rondaïden und Alpujarriden und ihres Verhältnisses zu betischem Penninikum ist damit angeschnitten, ein Fragenkomplex, der sich im wesentlichen an die östlicheren Gebirge knüpft und in den Arbeiten der Delfter-Schule eingehender erwogen wird.

Wir haben gesehen, dass in der Schichtreihe der alpinen Trias der Serrania de Ronda keine Sedimente erkennbar sind, die als Jura oder gar Kreide anzusprechen wären, und dass die Tertiärbildungen stets in mechanischem Kontakt mit deren Kalken sich vorfinden. Die gleiche Feststellung des Fehlens des Mesozoikums hat erstmals R. W. VAN BEMMELEN (76, p. 130) für die Alpujarriden hervorgehoben, wobei noch ins Gewicht fällt, dass dort auch keine Tertiärsedimente sich syn-tektonisch zu den älteren Ablagerungen verhalten. Das Fehlen jedweder jüngerer Ablagerung als Trias hat VAN BEMMELEN, in Anlehnung an die Vorstellung H. JENNY's im penninischen Raume der Alpen, zu der Vorstellung einer „tektonischen Transgression“ gebracht, wobei schon nach Abschluss der Trias das Aussetzen jüngerer Formationen durch tektonische Bedeckung sich erklären lassen sollte; für die mehr östlichen Alpujarriden pflichtet J. WESTERVELD (94, p. 102) dieser kühnen, in ihrem Mechanismus aber noch keineswegs klargelegten Vorstellung bei.

Unser Gebirgsabschnitt liefert für diese Hypothese keine Bestätigung, stellt ihr aber, soweit der komplizierte Vorgang bei der

heutigen Übersicht über regionale Vorgänge zu übersehen ist, auch keine bestimmte Absage entgegen; freilich eine nicht unwesentliche Einschränkung bleibt Voraussetzung: der betische Komplex kann bei einer solchen frühen Übereinanderschichtung nicht beteiligt gewesen sein. Wenn auch eine frühzeitige Vermengung und Verschuppung von rondaïdem und betischem Material mit Durchwirkung basischen Magmas auch zu unseren Voraussetzungen gehört, so kann doch eine vollständige Überdeckung der Einheiten alpiner Fazies durch eine betische Masse während des Mesozoikums nicht möglich sein, wissen wir ja doch, dass die ganze mesozoische Sedimentserie, inklusive die mächtige Flyschbildung, tektonisch an den Bewegungen der betischen Masse mitbeteiligt ist und auch die darunter liegende Trias darin einbezogen wird; die Bewegung, welcher die Schaffung der heutigen Übereinanderlagerung in der frontalen Partie zukommt, gehört der jüngeren alpinen Phase an, dem postoligozänen Paroxysmus oder gar jüngeren Nachphasen. Nichtsdestoweniger kann man sich vorstellen, dass voraussichtlich in grosser Rindentiefe (Grad der Metamorphose der alpinen Trias!) eine gewisse Segmentation und Übereinanderschichtung alpujarridisch-rondaïdem Materiales vor sich ging und dieses dann bei dem jüngeren Vorrücken einer betischen Masse passiv nach Norden verschoben wurde, allmählich überdeckt und vielleicht streckenweise von seinem Rückland abgetrennt wurde. Die Möglichkeit, dass bei der Übereinanderschichtung der Alpujarriden resp. Rondaïden eine Sedimentserie höherer Formationen der ihrer entbehrenden Einheiten abgeschürft oder aber auch bei vorangehender Landphase abgetragen sein kann — besonders die höchste Einheit betreffend —, gehört auch in den Rahmen dieser so theoretischen Spekulationen.

In die ältere Phase der Gebirgsbildung hätte folgerichtig auch die Aufstauung der penninischen Strukturen zu fallen; die ausgesprochene Kuppelform dahingegen, die die Gesamtheit der Sierra Nevada über die Umgebung herausgehoben erscheinen lässt, sollte, nach Auffassung von VAN BEMMELN, einer späteren, postoligozänen Pressung, die das penninische Material zwischen südlich und nördlichen stauenden Massen erlitt, ihre Entstehung verdanken (76, p. 132).

2. Paroxysmale, tertiäre Phase.

Wenden wir uns wieder dem Werdegang der Entwicklung in der betisch-malagensischen Einheit zu. Auf eine präeozäne Bewegung ist geschlossen worden. Die Festlegung ihrer Bedeutung und Grösse hängt von weiteren Untersuchungen ab. Die Bedeutung, die ich ihr früher (78, p. 515) zuschrieb, kommt ihr nicht zu; keine Deckenbildung hat sich innerhalb penibetischer Formationen zu dieser Zeit vollzogen; der frühere Fehlschluss liegt teils darin begründet, dass in Anlehnung an die Mission d'Andalousie, die tertiäre Serie insgesamt für Eozän

gehalten wurde, im wesentlichen aber geht er darauf zurück, dass die klippenförmigen Reste auf dem Rücken der paläozoischen Serie als tektonisch gehalten wurden, während nunmehr ihr Zusammenhang mit der normalen Sedimenthülle erkannt werden konnte. Das frühere, vorläufige Schema der Genese verliert somit diesbezüglich seine Bedeutung¹⁾.

Betrachten wir die Flyschbildungen als postlutetien (Auversien-mittleres Oligozän), so dürfte aus dem Fehlen der auf weite Erstreckung tiefaren, im Süden Alveolinen führenden Kalkformation Emersion und nicht unbelangreicher Abtrag zu folgern sein; die Erosionsbuchten, längs welchen die Flyschsedimente vom Penibetikum her in die paläozoischen Schiefer eingreifen, und die Aufbereitung der letzteren sind Indikatoren dafür; die Einbettung grober Kalkkonglomerate in die Flyschmergel zeigt, dass die eozänen Ablagerungen, wahrscheinlich auch die jurassischen, dem Abtrag anheimfielen; die fazielle Beschaffenheit der Serie des Aguila mit ihrem raschen Wechsel, der plötzlichen Substitution durch grobe und gröbste Klastika, weist auf ein orogenes Sediment; es erinnert in mancher Hinsicht an den Wildflysch der Alpen. Da gerade dieser Zone die bis anhin determinierten Lepidocyclinen vom Ostende des Torcals angehören und dieselben auf Stampien hindeuten können, wäre die Bewegung, die diese Sedimente erzeugte, also unter- bis mitteloligozän, sagen wir früholigozän. Auch hier ist kaum anzunehmen, dass hochaufragende Strukturen geschaffen wurden, sondern sich allein über See austretende Antiklinalen, die Vorläufer der heutigen sich einstellten. Auf Bewegungen, die der eben genannten Fazies entsprechen, hat auch R. v. KLEBELSBERG gewiesen (89, p. 547); er glaubt diesen Bewegungen aber Vorgosau-Alter geben zu dürfen, da er die „wilde“ Fazies bei Venta de los Moriscos nördlich Colmenar als „flyschartige Bildungen“ in die Oberkreide stellen zu dürfen glaubt. Eine Bereinigung der Tertiärstratigraphie muss hier noch entscheiden.

Für die Einreihung dieser Bewegungen in eine bekannte orogene Phase liegt die Bezugnahme auf die pyrenäische Phase am nächsten. Es ist einleuchtend, ja geradezu eine Forderung, dass die Contre-

¹⁾ Hier klafft noch ein tektonischer und stratigraphischer Widerspruch zwischen den Voraussetzungen der Delfter-Geologen und den Tatbeständen, die die betische Masse vermittelt. Wenn J. WESTERVELD gleich unseren Voraussetzungen annimmt, dass das Kristallin von Málaga die Einheiten der Alpujarriden (er nennt die höchste derselben „Gador-Dekblad“) überlagerte (94, p. 100), über das Erosionsrelief des ganzen Deckengebäudes aber paläogene Formationen als autochthone Formation hinweggreifen, so ist dies mit den Verhältnissen der Provinz Málaga nicht vereinbar, wo ja noch der oligozäne Flysch sich im Rücken der malagensischen Einheit, also am Deckenbau sich beteiligend, vorfindet. Entweder sind jene autochthonen Sedimente der Alpujarriden (konglomeratische Kalke von Lucainena mit *Nummulites sp. indet.*) nicht alttertiär, oder ihre Nummuliten nicht auf primärer Lagerstätte, oder aber die tektonische Analyse macht irgendwo einen Trugschluss.

coups einer Faltung, die sowohl gebirgsbildend war am Südrand des betisch-rifschen-algerischen Massivs (Deckenbildung im Ende des Eozäns bis Oligozänbeginn im „Atlas tellien“), als auch die Pyrenäen im nördlichen Kontinentalblock schuf, auch in einem zwischenliegenden Gebiete sich fühlbar machen mussten.

Pyrenäische Gebirgsbildung in der betischen und subbetischen Zone ist gewiss verbreiteter als aus bisheriger tektonischer Analyse abzuleiten möglich war. P. FALLOT hat darauf schon vor längerer Zeit hingewiesen (1906), wenn er der Ansicht ist, dass „un premier paroxysme antéoligocène ou oligocène a précédé le paroxysme“ (56); den gleichen Bewegungen glaubt der eben genannte Balearenforscher auch die „accidents antésanoisiens“ zuweisen zu können, die im südöstlichen Teil Mallorcas durch DARDER PERICAS namhaft gemacht wurden. Das transgredierende Oligozän, das verschiedenenorts in der Nordkette Mallorcas (Andraitx, bei Lluch usw.) in ausgeprägter Diskordanz und in grobklastischer Fazies auf tieferem Mesozoikum liegt, ist zweifellos auch mit solchen pyrenäischen Bewegungen im weitesten Sinne in Beziehung zu bringen, wenn auch die NW—SE-Richtung, die durch FALLOT geltend gemacht wird, eher auffällig ist. Der subbetischen Zone des Festlandes sich zuwendend registrieren wir mit GIGNOUX und FALLOT (68) die Spuren einer der alpinen Bewegung s. str. vorangehenden Faltung längs der Küste zwischen Cabo de la Nao und Alicante (Peñon de Hotla), eine Strecke, in der nach genannten Autoren zwischen eozäner und oligozäner Transgression eine stattgehabte Faltung abzuleiten ist.

Mit mehr oder weniger grosser Unbeständigkeit der Sedimentationsbedingungen vollzog sich in betischer Region von Málaga nach (teils während) der pyrenäischen Phase die Ablagerung der Flyschbildungen. Nach Ablagerung derselben stellen sich die Hauptfaltung und deckenförmige Überschiebungen ein. Noch fehlt uns die stratigraphische Stütze, die erlauben würde, über das Alter der höchsten Lagen der sich daran beteiligenden Schichtserie eine sichere Meinung abzugeben. Es ist allein die Bezugnahme auf die älteste Formation, die an der orogenen Umwälzung nicht mehr teilnahm, möglich, um zur Altersbestimmung der Vorgänge, die der paroxysmalen Phase der Decken- und Gebirgsbildung entsprach, zu gelangen. Wir wissen, dass eine dergleiche stratigraphische Position der Kalkmolasse des Burdigalien zukommt (p. 156); diese ist es, die unbekümmert der Struktur des Liegenden vom Betikum nach dem Subbetikum hinüberspannt, dabei des öfteren noch in horizontaler Lagerung befindlich, anzeigend, dass sie auch nachfolgenden Krustenbewegungen da und dort entwichen ist. Da die Flyschbildungen an allen Störungen in der Frontalpartie der betischen Masse, inklusive der Rondaïden, was deren nördliche Zone betrifft, teilnehmen und von hier weiterleiten in den Rücken derselben und auch dort unter den horizontalen neogenen

Deckschichten liegen, ist das relative Alter des orogenetischen betischen Paroxysmus der Einheit festgelegt: **eine vorburdigalische Phase hat den Deckenbau in seinen Hauptauswirkungen geschaffen.** Noch muss die genauere Alterszugehörigkeit, insbesondere der oberen Flyschschichten, in der Schwebe gelassen werden, nämlich die Frage, ob das Aquitanien auf der Seite des bewegten Betikums oder auf jener der transgressiven Sedimente liegt. Der Umstand, dass die bathyal entwickelten Mergel des Aquitanien im Nordsaum der subbetischen Zone, wie aus der Bearbeitung von ROBERT DOUVILLÉ bekannt ist, mit der transgredierenden Molasse des Burdigalien tektonisch zusammengehen und diese letzteren nach dem Gebirgsinneren transgredieren und mit unseren gleichaltrigen Ablagerungen zusammenhängen, ist eine andere Lösung als die Festlegung der paroxysmalen Bewegungen in voraquitane Zeit kaum möglich.

Die Grösse der vorburdigalischen Phase macht es zur Forderung, dass dieselbe regionalen Charakter aufweist, also die ganzen Cordilleren beherrscht. Sie korrespondiert denn auch mit einer paroxysmalen Phase der Alpen, die durch ALBERT HEIM (Geol. d. Schweiz, p. 882) als der I. Paroxysmus, die frühpenninische Phase, durch R. STAUB als grisonid-eopenninische Phase bezeichnet wird und durch ARGAND als Bernhardphase charakterisiert worden war; sie wird nach STAUB an Grösse noch überragt von den nachfolgenden Phasen (insbesondere der Tiroliden-Phase), für deren Auseinanderhaltung wir aber in den Cordilleren noch kein Mittel zur Hand haben. Die durch diese paroxysmale Phase bewirkte Faltenhäufung muss den Kernteil des Cordillerenbaues beherrschen, und es ist vielleicht kein Zufall, dass gerade da, wo die grösste Häufung der tektonischen Einheiten sich vorfindet, also im Gebirgsstreifen, in dem Granada liegt, nach F. KOSSMAT (44) eine negative Schwereanomalie, ein Massendefizit vorliegt (Südküste: Pluswerte, Granada: -115). Mit dieser Feststellung von der burdigalischen Häufung der Faltung befinde ich mich in der so wertvollen Übereinstimmung mit P. FALLOT, wenn dieser gewiegte Erforscher der Cordilleren sagt: « Ainsi selon la transversale considérée (in der Provinz Murcia) le dernier paroxysme orogénique est antéburdigalien dans la zone bétique et, sans doute, dans une partie de la zone subbétique. Les preuves de charriages postburdigaliens sont limitées à une étroite bande frontale, très réduite par rapport à l'ensemble de la chaîne » (99, p. 717). Die gleiche Bewegung hat auch R. W. VAN BEMMELEN aus den Verhältnissen zwischen den Becken von Granada und Guadix gefolgert und sie als die II. betische Phase der durch ihn so sehr hervorgehobenen, auf die Bildung der Alpujarriden sich beziehenden I. betischen Phase gegenübergestellt. Nach der Terminologie von H. STILLE stehen wir in der „savischen Phase“, obwohl gerade dieser Autor derselben, im Gegensatz zur pyrenäischen, in den Cordilleren Andalusiens weniger Bedeutung zuerkennt.

Wie in den Alpen sich der erste Paroxysmus in einzelne Bewegungsepochen aufteilen lässt, in welchen die Einwicklungserscheinungen der übereinandergelagerten Einheiten nachfolgten (Monterosa-Phase), so dürfte auch im malagensischen Segment der betischen Grosseinheit eine analoge zeitliche Gliederung vorauszusetzen sein. Die gefolgerte mächtige Einwicklung der penibetischen Sedimenthülle unter die eingewordene Masse der rondaïden Trias und des betischen Paläozoikums, das Bild des Chorro-Querprofiles mit den vor der paläozoischen Front zusammengeschachtelten Falten fügt sich ganz einer Vorstellung, die eine Spätbewegung der Deckenbildung voraussetzt, die es zur teils vollzogenen, teils nur zu einer sich anbahnenden Einwicklung brachte; eine Loslösung des Kern- teiles von seiner mesozoischen Front war vorangegangen; eine Neu- belebung des Nordstosses, aus grosser Tiefe wirkend, mag davon die Ursache gewesen sein und z. T. das eigenartige Hervordrängen der ostalpinen Trias bewirkt haben. Es liegt natürlich auf der Hand, dass alle diese Bewegungen dem Paroxysmus, der die Decken heran- brachte, unmittelbar nachfolgten und nicht erst im Miozän sich vollzogen; denn die transgredierenden Sedimente wurden dadurch nicht im mindesten mehr beeinflusst.

Trotz aller Grösse der stattgehabten Bewegungen blieb der Grad der Metamorphose im Gesamtbereich der bewegten Massen äusserst gering. Dieser scheinbare Widerspruch erklärt sich aber leicht dadurch, dass alle Erscheinungen, die der Beobachtung zu- gänglich sind, den Deckschichten der bewegten Massen angehören. Nirgends hat der Abtrag — davon die mediterranen Fenster und die Südseite des rondaïden Rückens ausgenommen — eine Tiefen- stufe der alpinen Metamorphose blosszulegen vermocht. Wir be- finden uns durchwegs im Dache der bewegten Einheit; die hoch- gradigen Metamorphosen der Trias müssen, sofern dabei eben nicht die mächtige Ophiolithintrusion eine Rolle spielt, in einer voran- gehenden Tiefenphase sich vollzogen haben. Penibetikum und beti- scher Flysch zeigen zufolge ihrer Lage im Deckengebäude nur die Erscheinungen einer nicht weitgehenden Dislokationsmetamorphose, die sich auf die gewöhnlichen kataklastischen Veränderungen bezieht (Dislokationsbreccien nächst Dislokationslinien in den spröderen Kalken, Verruschelung mit schwacher Mylonitisierung in gewissen Flyschmergeln, Harnischbildung und Zertrümmerung in Sandsteinen usw.); die relativ stärkste Metamorphose findet sich, die jüngeren Formationen betreffend, in den Kontaktstrichen vom Flysch und darübergeschobener alpiner Trias, während demgegenüber die Jura- kalke, die sich als losgelöste Schuppen zwischen Rondaïden und penibetischem Flysch vorfinden, ausser einer ihnen schon als Sedi- ment zukommenden feinen Kristallinität sozusagen unbeeinflusst geblieben sind. Diese Verhältnisse könnten die Annahme stützen, dass die hier erfolgten Bewegungen einer relativ „sachte“ sich voll- ziehenden jüngeren Einwicklung ihre Entstehung verdanken.

3. Nachphasen.

Wie wenig andere Strecken, zeigt das Betikum in seinem malagensischen Kompartiment nach der Hauptorogenese eine ausgeprägte ruhige Folgezeit. Miozän- und Pliozänsedimente bleiben horizontal, erleiden dahingegen eine in die Hunderte von Metern gehende vertikale Verstellung, die man als rein epirogenetische Bewegung zu betrachten hätte, befände man sich in dem vorliegenden Gebiete nicht in einer, wenn auch zu einer gewissen Ruhe gekommenen orogenetischen Region. Die Verhältnisse der Hoya de Málaga tun dar, dass auf die miozäne (burdigalische) Transgression eine präpliozäne (posthelvetische?) Emersion folgte, diese ihrerseits aber wieder gefolgt wird von einer unterpliozänen (Plaisancien) Immersion, welcher sich dann vom Astien an eine durch verschiedene Wechselfälle unterbrochene (Geschichte der Strasse von Gibraltar!) Hebungsphase folgt, in welcher die Jetztzeit liegt.

Andere Indikatoren für die postparoxysmale Geschichte liefert der Nordrand des Betikums, darin einbegriffen das Becken von Granada. Hier hat nochmals und, wie die ganze Schichtreihe mit ihren mehr oder weniger lokalen Diskordanzen und Transgressionen anzeigt, in sukzessiver Weise wirkend, eine recht kräftige postburdigalische Faltung die miozänen Sedimente ergriffen. Da diese Bewegungen in der Umrandung der Sierra Nevada und anschließender alpujarrider Gebirgsteile sich besonders akzentuieren, mag man sich fragen, ob nicht gerade die Heraushebung des „Domes“ der Sierra Nevada, sowie die Antiklinalform in den übereinanderliegenden Einheiten der Alpujarriden mit dieser miozänen Spätphase zusammenhängen mag. Mit postpontischen Bewegungen (*ondulations à grand rayon de courbure*) bringt P. FALLOT (99) auch die weitgespannte Aufwölbung im Nordosten des betischen Landes (Sierra Carrascoy, Sierra de las Estancias usw.) in Zusammenhang.

Von dieser nachparoxysmalen Bewegungsgeschichte einigermaßen abweichend ist jene der subbetischen Zone, insbesondere in deren Nordrand (Präbetikum). Hier steigerte sich die Faltungsintensität bis zur Überschiebung. Die Auflagerung von Jura und Kreide in der Klippenzone von Jaén auf Aquitanien, dem Burdigalien eingelagert ist, ist seit den klassischen Untersuchungen von R. DOUVILLÉ (23) bekannt. L. GENTIL erkannte dergleiche junge Bewegungen und Überschiebungen erstmals in der Provinz Cadix (so z. B. die Überschiebung der Trias auf Helvetientone im Tale des Rio Guadalete (36); verkehrt ist dagegen dessen Anwendung des gleichen Alters auf die gesamte Deckenbildung der Cordilleren, die genannter Marokkoforscher in Anlehnung an marokkanische Verhältnisse irrtümlicherweise zwischen Helvetien und Tortonien stellte (38).

In entgegengesetzter Richtung, längs des Cordillerenrandes im weitesten Sinne, im Flussgebiet des Segura (Provinz Murcia), zeigte

P. FALLOT (100) die Gültigkeit der jungen Bewegungen am Nordrand des Gebirges, indem die distalen Partien einer im Burdigalien schon deckenförmig überschobenen Zone, z. B. im Buitre bei Moratalla, auf Burdigalien, wenn auch auf beschränkte Breite, aufgeschoben erscheinen. Der weitere Osten cordillerisch-baleарischer Gebirge dürfte sich dem gleichen Grundzug fügen; die postburdigalische Hauptfaltung der Sierra del Norte auf Mallorca (P. FALLOT's Monographie, 45) passt in das gleiche Schema. In diesen Verhältnissen, rückblickend bis zu den Alpujarriden, zeigt sich somit eine schöne Bestätigung der im Alpidenstamm allgemein gültigen Regel, nämlich jener vom Wachsen der Gebirge nach der Aussenseite zu bei stets abnehmendem Alter der diese erzeugenden Faltungsperioden.

Besondere Verhältnisse lassen sich in einem den Cordilleren bzw. dem Subbetikum analogen Aussenrand auf der afrikanischen Seite der Strasse von Gibraltar erkennen. Aus den neuesten Untersuchungen französischer Forscher im nördlichen R'arb und in der Zone von Tanger geht hervor, dass eine bis zur Deckenbildung — und diese gegen Westen gerichtet — sich steigernde späte orogenetische Epoche bis ins Pliozän anhält. Eine Spätphase alpiner Gebirgsbildung, die einer insubrischen Phase der Alpen vergleichbar ist, kommt darin zum Ausdruck. Mit den Spätbewegungen innerhalb der betischen Zone und im Nordrand des Subbetikums mag diese rifsche Bewegung dermassen zusammenhängen, dass die angeführten betischen und subbetischen Bewegungen allein mehr als die abgedämpften Reperkussionen der am Alpidenstamm anbrandiden Stösse der letzten Andrift afrikanischer, nordwärts gerichteter Massenbewegung aufgefasst werden.

Noch bleibt künftiger Forschung ein überreiches Fragenmaterial zur Aufklärung übrig. Wenn hier, ausgehend von Ergebnissen der geologischen Aufnahme in einem engeren Gebirgsabschnitt, zu deren regionalen Einordnung und genetischen Deutung die Lücken des Zusammenhanges und die Probleme der Gesamtgestaltung so oft durch Mutmassungen ersetzt werden mussten — est quadam tenere tenus si non datur ultra! —, so mag dies ein weiterer Antrieb sein für ein vereintes Ziel, die Weiterarbeit.

Ergänzung.

Zur Entscheidung der Frage der tektonischen und stratigraphischen Selbständigkeit der kristallinen Dolomite und Kalke der Serrania de Ronda, welche in der nördlichen Kette die erwähnten Triasfossilien (p. 101) lieferte, geben die südlicheren Bergketten von *Cártama* und *Mijas* belangreichen Aufschluss. Aus den früher begonnenen und im Frühjahr 1930 abgeschlossenen Aufnahmen seien noch folgende Punkte hervorgehoben.

Die unter höheren, serpentindurchsetzten Gneissen usw. zutage kommenden, hier teils nur sehr wenig mächtigen kristallinen Dolomite von *Cártama* bringen im Kern der durch sie geformten Antiklinale ihr Liegendes zum Austrich (dünne

Amphibolitlagen mit Kalkeinschaltungen, reichlich Quarzite und biotitführende Gneisse und Glimmerschiefer); diese Basalformation kann kaum anders als das normale Liegende der kristallinen Karbonatgesteine angesehen werden.

Der Loslösung der dort enorm viel mächtigeren kristallinen Dolomite und Kalke von der betischen Serie bietet das Profil der die *Mijas-Kette* aufbauenden weitgespannten, nordwärts gekehrten Antiklinale fast unüberwindbare Schwierigkeiten. Das Hangende des kristallinen Dolomitkernes enthält im Südschenkel auf maximal 70—80 m Mächtigkeit eine Wechsellagerung von kristallinem Dolomit, Glimmerschiefern, quarzitischen Gesteinen und Amphibolit, welcher letzterer teils auch in den Karbonatgesteinen eingeschlossen ist, die Kontaktwirkungen aufweisen; darüber folgt die eigentliche betische Serie, in der hier die Amphibolite nur mehr in kleineren Schmitzen vorhanden sind. Ausgehend von der Kette von Mijas wird man somit zum Schluss gedrängt, dass das Problem der alpinen Trias und der damit zusammenhängenden Fragen (die eigenartige Zwischenschaltung der Dolomitserie zwischen Penibetikum und Subbetikum!) ein noch recht ungeklärtes ist, zu dessen Lösung mir aber eine andere als die im Vorangehenden gegebene nicht erreichbar ist. Von entscheidender Bedeutung für unser Gebiet wird natürlich die Abklärung der Frage der stratigraphischen und tektonischen Stellung der analogen Gebirge zwischen Granada und Málaga (Sra. Tejada usw.), die durch die Delfter Geologenschule (A. H. BROUWER und Schüler) in Bearbeitung ist.

Kurze Zusammenfassung des tektonischen Abschnittes.

(Zusammenfassung der Stratigraphie s. p. 177.)

Die Ergebnisse der tektonischen Untersuchung und daran geknüpfte Schlussfolgerungen lassen sich in gedrängter Form in die folgenden 13 Abschnitte zusammenfassen:

1. Die mächtige Schiefer- und Grauwackeformation mit ihrer noch viel mächtigeren kristallinen Schiefer-Unterlage verhält sich tektonisch einheitlich (= **Betikum von Málaga**); sie ist gekennzeichnet durch intensive Kleinfaltung, starke mechanische Beanspruchung ihrer Lagen bei Durchsetzung des Ganzen durch eine Unmenge kleiner Verwerfungen; mit den die paläozoischen Schiefer überdeckenden roten Klastika ist der tiefere, herzynisch gefaltete Komplex örtlich wieder stark verfaltet.

2. Unter einer breiten Zone paläozoischer Gesteine mit generell nordwärts gerichtetem Schichtfallen kommen zwischen Rio Turon und Guadalhorce die tieferen Formationen zum Vorschein; ihre Lage wird zu einem bedeutenden Teil durch den Serpentinstock der Sierra de Aguas eingenommen; von hier aus flankieren die tieferen Formationen unter sehr starker Reduktion ihrer Schichtmächtigkeit die Ost und Südostseite des vorwiegend dolomitischen Hauptkammes, die höheren Schichten dagegen nehmen eine zentrale Depression ein, welcher der Hauptteil der Hoya de Málaga entspricht; diese wird im Osten flankiert durch einen generellen Ostfall, der auf eine komplexe Aufwölbung innerhalb der Montes de Málaga schliessen lässt.

3. Die das Betikum bedeckende Flyschformation zeigt wenig weit anhaltende Faltungsformen; als Ganzes lässt sich ihre Bauweise

auf eine komplexe NE-SW streichende Muldenform beziehen, die sich mehr oder weniger anpasst an das prätertiäre Relief des Paläozoikums.

4. Unter den tiefsten Lagen des Betikums erscheint eine sehr mächtige Dolomit- und Kalkserie, die insgesamt als Trias in alpiner Facies (z. T. metamorph) aufgefasst wird und eine nächsttiefere tektonische Einheit, die **Rondaïden** darstellt. Sie ist mit den hangenden betischen Schichten verschuppt und greift an einigen Stellen keilförmig in die kristallinen schiefrigen Gesteine hinein; die scheinbare Konkordanz (isoklinale Schichtlage) mit der betischen Serie ist in Wirklichkeit eine tektonische Diskordanz; das Betikum überlagert regional die tieferen triasischen Karbonatgesteine (Vorkommen von Deckschollen); der innere Bau der Rondaïden entspricht in grossen Zügen einer gegen SE geneigten, mächtigen, in sich gefalteten Kalk-Dolomitplatte, allein in der Sierra de Alcaparain ist Andeutung einer weitgespannten Antiklinalform vorhanden.

5. Die *ophiolithischen Intrusiva*, die innerhalb des Kartengebietes allein in der betischen Einheit sich vorfinden, geben hier keinen ausschlaggebenden Anhaltspunkt zur Fixierung ihres Alters; anderwärtige Verhältnisse tun aber durch kontaktliche Beeinflussung der Trias (kontaktmetamorphe Dolomite) dar, dass die Intrusion jünger sein muss als Trias. Die obere Grenze des Alters wird bestimmt durch Nichtbeeinflussung der eozänen Flyschformation; tektonische Überdeckung des penibetischen Flysches durch betisch-rondaïde Formationen einerseits, und Durchgreifen der Intrusiva durch den tektonischen Kontakt beider andererseits, können dazu führen, verschiedene Phasen der Bewegung und evtl. auch der Intrusion vorauszusetzen.

6. Den Aussen(Nord)rand der paläozoisch-betischen Kernmasse flankieren die Strukturen mesozoischer Formationen. Sie werden als **Penibetikum** zusammengefasst; nur einzelne Erosionsrelikte liegen auf dem betischen Rücken. Je nach Nachbarschaft zum betischen Rand, werden drei Zonen (intern, median und extern) unterschieden. Als Gesamtheit formen diese Strukturen die mächtige Sedimenthaube zur paläozoischen Kernmasse, die durch ihre Lage über der rondaïden Trias als eine mächtige Deckplatte aufzufassen ist; die nördliche Begrenzung des Penibetikums wird durch die Triaszone von Antequera bestimmt.

7. Im Durchbruch des *Rio Guadalhorce* durch die penibetische Zone lassen sich eine Sechszahl von eng zusammengedrängten Falten auseinanderhalten, die teils ausgeprägt schuppenförmig übereinanderliegen, teils durch enge Synklinalen voneinander getrennt werden; die meist interne Struktur (Castillones) steht als steilgestellte Schuppe vor dem betischen Komplex; als Ganzes liegt in der Berggruppe ein gegen W rasch abfallender Brachyantiklinal-Komplex vor.

Eine grössere Querverwerfung (frühere Guadalhorce-Verwerfung) liegt in dieser Gegend nicht vor.

8. Analoge, aber im Detail der Bauweise abweichende Struktur kennzeichnet die nächstöstliche Berggruppe der *Sierra Chimnea-Torcal*, woselbst die Überschiebung auf die nördlich davorliegende Triaszone von Antequera deutlicher wird; ein kofferartig aufragende Faltungsform, begleitet von seitlichen Steilzonen, umfasst die Bergmasse des Torcal.

9. Im Gebiet des *Rio Turon* gelangen die penibetischen Deckformationen unter die in Überschiebung ihnen auflagernden Dolomite und Kalke der Rondaïden, woraus sich eine tiefgreifende Einwicklung dieser Formationen unter tiefere Einheiten ergibt; vereinzelt Kalkschuppen penibetischer Herkunft heben die regionale Bedeutung dieser Überschiebung (die frühere Genal Turon-Verwerfungslinie) hervor. Die nordwärts anschliessende externe Zone greift mit den Jurakalkfalten von Ortegicar und Teba weit nordwärts vor und liegt zur Zone von Antequera in analoger Lage wie die Strukturen östlich des Guadalhorce.

10. Die für sich wirt gestörte *Zone von Antequera*, die zur betischen Masse eine zu ihr unabhängige, diesseitige, daher citrabetische Lage einnimmt, liegt den Kreidemergeln von Archidona, die der subbetischen Zone angehören, auf; zur penibetischen Flyschzone herrschen sehr gestörte Verbandsverhältnisse. Überschiebung des Flysches und Rückfaltung der Trias auf Flysch sind zu beobachten.

11. Sämtliche Strukturen werden durch die *miozäne* (Burdigalien) *Kalkmolasse* diskordant überdeckt, welche letztere, soweit auf dem Betikum gelegen, in horizontaler Lagerung erhalten blieb, während sie längs der Zone von Antequera durch posthume Faltungen wieder gestört wurde.

12. Betikum und Penibetikum sind ein und derselben regionalen Deckenmasse zugehörig, deren Längsdimension sich über die Gesamtheit der betischen Cordilleren erstrecken muss und wofür schon vielfache Anhaltspunkte gefunden worden sind; diese Einheit liegt über derselben der alpujarriden, deren Homologon in den Rondaïden vorliegen muss. Die Beziehungen zum weiter extern anschliessenden Subbetikum lassen sich noch nicht mit genügender Sicherheit beurteilen, doch ist ein bestimmter Teil desselben citrabetischen Ursprungs.

13. Zwischen *herzynischer, alter Faltung* (kaledonische ist fragwürdig und evtl. nur durch grobklastische Sedimente angedeutet) und alpiner Hauptfaltung sind im Betikum s. l. schwächere Bewegungen, die teils mehr nur den Charakter von epirogenetischen Vorgängen haben dürften, angezeigt; stärker hebt sich eine Bewegung hervor, die mit pyrenäischer Gebirgsbildung in Zusammenhang zu bringen ist und durch Abtrag der Tertiärbasis und Einschluss von grobklastischen Gesteinen im Oligozän angezeigt ist. Der *alpine*

Paroxysmus, der die deckenförmige Überlagerung von Betikum und Penibetikum schuf, fällt in das *späte Oligozän*. Einigermassen unsicher bleibt die Formulierung der Genese der Einheiten der alpinen Trias, für welche es Hinweise auf ein höheres Alter gibt; alpine Hauptfaltung hat dieselben dann aber nordwärts vorgedrängt. Während im späteren Miozän und Pliozän der zentrale Teil des Betikums von Málaga nur mehr epirogenetische Bewegungen und keine Faltung erleidet, weist der Aussenrand der Cordilleren (Sub- und Präbetikum) noch stärkere Faltung und Überschiebung auf, welche Aktivität auch noch eine weitere Umgebung der Sierra Nevada und bis ins Pliozän insbesondere die Aussenzone von Nordmarokko betrifft. Nach seiner Lage im Gesamtgebäude ist das Betikum mit einer mediterran-dinarischen Zone der Alpen zu vergleichen, was auch durch die fazielle Verwandtschaft gestützt wird.

Bibliographie.

(Die wichtigste Lokalliteratur [auf engeres Kartengebiet oder unmittelbare Umrandung Bezug nehmend] ist mit * versehen; paläontologische Literatur und grössere Sammelwerke, wie solche von GIGNOUX, HAUG, HEIM, STILLE, SUESS sind hier nicht speziell hervorgehoben.)

1. 1836: SILVERTOP, CH. A geological sketch of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia. Londres 1836.
2. 1846: MAESTRE, A. Ojeada geognostica y minera sobre el litoral del Mediterraneo etc. Anales de Minas, t. IV, Madrid.
3. 1851: ALVAREZ DE LINERA, A. Reseña geognostica y minera de la provincia de Málaga. Revista minera, t. II, Madrid.
4. 1859: ANSTED, D. T. On the Geology of Málaga and the southern part of Andalucía. Quarterly Journ. of Geol. Soc. t. XV.
5. 1871: ORUETA Y AGUIRRE, D. On some points in the Geology of the neighbourhood of Málaga. Quarterly Journ. of geol. Soc. vol. XXVII.
6. 1874: ORUETA Y AGUIRRE, D. Los barros de los Tejares. Soc. malagueña de Ciencias y Naturales, Málaga.
7. 1874: MAC-PHERSON, J. Memoria sobre la estructura de la Serrania de Ronda. Imprenta Revista Medica, Cadiz.
8. 1875: ORUETA Y AGUIRRE, D. Bosquejo geologico de la parte Suroeste de la provincia de Málaga. Malaga.
9. 1875: MAC-PHERSON, J. Breves apuntes acerca del origen peridotico de la serpentina de la Serrania de Ronda. Anales d. l. Soc. Esp. de Hist. Nat. t. IV, Madrid.
10. 1877: ORUETA Y AGUIRRE, D. Bosquejo fisicogeologico de la region septentrional de la provincia de Málaga. Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, t. IV, Madrid.
11. 1878: RAMSAY, A. C. and GEIKIE, J. On the Geology of Gibraltar. Quart. Journ. of the Geol. Soc. vol. XXXIV.
12. 1881: MAC-PHERSON, J. Relacion entre las formas orograficas y la constitucion geologica de la Serrania de Ronda. Madrid.
13. 1883: MAC-PHERSON, J. Sucesion estratigrafica de los terrenos arcaicos de España. Anales de la Soc. Esp. de Hist. Nat. t. XII.
14. 1885: MAC-PHERSON, J. Los terremotos de Andalucía. Conferencia Ateneo de Madrid.
15. 1885: FERNANDEZ DE CASTRO, M. (u. Mitarbeiter). Terremotos de Andalucía. Informe de la Comission española etc. Madrid.

16. 1886: TARAMELLI, T. e MERCALLI, G. I terremoti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884. Atti de la R. Accad. dei Lincei, t. CCLXXXIII, Roma.
17. 1889: MICHEL-LÉVY et BERGERON, J. Etude géologique de la Serrania de Ronda, Mission d'Andalousie. Mém. de l'Ac. d. Sciences, t. XXX. Paris.
- *18. 1889: BERTRAND, M. et KILIAN, W. Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Málaga. Mission d'Andalousie.
19. 1889: KILIAN, W. Le gisement tithonique de los Frailes près de Cabra (Cordoue). Mission d'Andalousie.
20. 1889: BARROIS, Ch. et OFFRET, A. Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie de la Sierra Tejada à la Sierra Nevada. Mission d'Andalousie.
21. 1895: MALLADA, L. „Explicacion del Mapa geologico de España.“ Mem. Com. Geol. España. 1895 (Estrato cristalino etc.) — 1911 (Plioceno etc.).
22. 1905. HÖRNES, RUD. Untersuchung der jüngeren Tertiärgebilde des westlichen Mittelmeergebietes. Sitzungsber. Akad. d. Wissensch. Wien. Bd. 114.
23. 1906: DOUVILLÉ, R. Esquisse géologique des Préalpes subbétiques. Thèse. Paris.
24. 1908: GENTIL, L. Esquisse géologique du massif des Beni Snassen. Bull. Soc. géol. de France (4), t. VIII.
25. 1911: DOUVILLÉ, R. La péninsule ibérique. Handbuch d. regional. Geologie. H. VII.
26. 1911: TERMIER, P. Les problèmes de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. Rev. gen. d. Sciences pures et appliquées, t. XXII.
27. 1912: GENTIL, L. Le Maroc physique. Paris, Alcan.
28. 1914: DARDER PERICAS, B. El Triasico de Mallorca. Trabajos del Museo de Ciencias Naturales. Nr. 7. Madrid.
29. 1916: GAVALA, J. Regiones petroliferas de Andalucia. Bol. del Inst. Geol. de España, t. XXXVII.
30. 1916: DUPARC, L. et GOSSET, A. Etude comparée des gîtes platinifères de la Serrania de Ronda et de l'Oural. Mém. d. l. Soc. d. physique et d'histoire nat. d. Genève, Vol. 38, f. 5.
- *31. 1917: ORUETA DE, D. Estudio geologico y petrografico de la Serrania de Ronda. Mem. d. Inst. Geol. d. Esp.
32. 1917: MARIN, A., DUPUY DE LÔME, E., MILANS DEL BOSCH, J. Estudios relativos a la Geologia de Marruecos. Bol. Inst. Geol. Esp. t. XVIII.
33. 1918: GAVALA, J. Descripcion geografica y geologica de la Serrania de Grazalema. Bol. d. Inst. Geol. Esp. t. XXXIX (2. S.).
34. 1918: DUPUY DE LÔME, E. y MILANS DEL BOSCH, J. Los terrenos secundarios del Estrecho de Gibraltar. Bol. d. Inst. geol. d. Esp. t. XXXIX.
35. 1918: HERNANDEZ-PACHECO, E. Le Cambrien de la Sierra de Cordoba. C. R. Ac. d. Sciences, Paris, t. CLXVI.
36. 1918: GENTIL, L. Sur l'existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix. C. R. Ac. d. Sciences, Paris, t. CLXVI, p. 1003.
37. 1918: GENTIL, L. Sur l'extension en Andalousie des nappes de recouvrement de la prov. de Cadix. C. R. Ac. Sc. t. CLVII, p. 83.
38. 1918: GENTIL, L. Sur l'origine des nappes de recouvrement de l'Andalousie. Ibid. p. 238.
39. 1918: GENTIL, L. Sur les dépôts néogènes du détroit Nord-Bétique. Ibid. p. 299.
40. 1918: GENTIL, L. Sur l'âge des nappes de recouvrement de l'Andalousie et sur leur raccordement avec les nappes pré-rifaines. Ibid. p. 373.
41. 1918: GENTIL, L. Sur le synchronisme des dépôts et des mouvements orogéniques dans les détroits Nord-Bétique et Sud-Rifain. Ibid. p. 727.
42. 1919: ORUETA DE, D. Informe sobre el reconocimiento de la Serrania de Ronda. Bol. Inst. geol. Esp. t. XX.
43. 1921: MARIN, A., DUPUY DE LÔME, E., MILANS DEL BOSCH, J. u. A. Estudios relativos a la Geologica de Marruecos (Segunda parte). Bol. Inst. geol. Esp. t. II (3. S.).

44. 1921: KOSSMAT, F. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. d. mathem. phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch. Bd. XXXVIII.
45. 1922: FALLOT, P. Etude géologique de la Sierra de Majorque. Paris, Béranger.
46. 1922: ORUETA DE, D. Estudio petrografico de Sierra Almirajara y de la parte occidental de Sierra Nevada y Alpujarras. Bol. Inst. Geol. t. XLIII, 1922.
47. 1923: FALLOT, P. Le problème de l'île de Minorque. Bull. géol. d. France (4), t. XXIII.
48. 1923: HETZEL, W. H. Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (Prov. Almeria). Diss. s'Gravenhage.
49. 1924: GENTIL, L. La structure de la dorsale tunisienne. Bull. Soc. géol. d. France (4), t. 24.
50. 1924: JESSEN, O. Südwest-Andalusien. Erg. Heft, Peterm. Mitt. Nr. 186. Gotha.
51. 1924: ARGAND, E. La Tectonique de l'Asie. C. R. Congrès Géol. Internat. Bruxelles (1922).
52. 1924: EHRMANN, F. Esquisse comparative du Paléozoïque Belge et Algérien. C. R. Congrès Géol. internat. Bruxelles (1922).
53. 1924: STAUB, R. Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geolog. Karte d. Schweiz. N. F. 52. Lfg.
54. 1925: BARTHOUX, J. Notes relatives aux formations marocaines rouges dites Permo-Trias. C. R. Congrès des Soc. savantes, Dijon.
55. 1925: STEINMANN, G. Gibt es Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geolog. Rundschau, Bd. XVI.
56. 1926: FALLOT, P. Au sujet de la tectonique des Baléares et de la chaîne ibérique. C. R. som. Soc. géol. d. France, 1926, F. 10.
57. 1926: BROUWER, H. A. Zur Geologie der Sierra Nevada. Geolog. Rundschau. Bd. XVII, H. 2.
58. 1926: BROUWER, H. A. Zur Tektonik der betischen Kordilleren. Geolog. Rundschau, Bd. XVII, H. 5.
59. 1926: HENKE, W. Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Abh. der Senkenberg. Naturf. Ges. Bd. 39, H. 2. Frankfurt a. M.
- *60. NOVO, P., CARBONELL, A., CARANDELL, J. u. A. De Sierra Morena a Sierra Nevada. Excursion A 5, XIV. Congr. géol. Internat. Madrid.
- *61. 1926: ORUETA DE, D. y RUBIO, E. La Serrania de Ronda. Excursion A 2, Congr. Geol. Internat. Madrid.
- *62. 1926: GAVALA, J., MILANS DEL BOSCH, J., DEL VALLE, A. Estrecho de Gibraltar etc. Excursion A 1, Congr. Geol. Internat. Madrid.
63. 1926: STAUB, R. Gedanken zur Tektonik Spaniens. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. Bd. LXXI.
Version española (mit Profil) de A. CARBONELL, T. F. R. Acad. d. Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes de Córdoba (1927).
64. 1926: LECOINTRE, G. Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. Mém. d. l. Soc. d. Sciences nat. du Maroc, Nr. 14.
65. 1926: SEIDLITZ v., W. Der geologische Aufbau Spaniens und des westlichen Mittelmeergebietes. Sitzungsber. mediz. naturw. Ges. Jena. Dez.
66. 1926: JESSEN, O. Tektonische Beziehungen der Gebirge beiderseits der Strasse von Gibraltar. Jahrb. f. Min. Abt. B. Nr. 5.
67. 1926: STAUB, R. Über Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos. Eclog. geol. Helv. vol. XX.
68. 1927: GIGNOUX, M. et FALLOT, P. Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. C. R. Congr. Géol. Internat. Madrid (1926).
69. 1927: STEINMANN, G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Ibid.

70. 1927: SEIDLITZ v., W. Der geologische Bau und die tektonische Bedeutung der Balearischen Inseln. Geolog. Rundschau, Bd. XVIII, H. 4.
71. 1927: GORTANI, M. La serie paleozoica nelle Alpi Carniche e nella Sardegna, C. R. Congr. Géol. Internat. Madrid (1926).
72. 1927: CARBONELL, A. Depositos considerados como cambricos en el sur de España, que deben pasar al Culm y al Devoniano. C. R. Cong. géol. Int. Madrid 1926. 2e F.
73. 1927: GORTANI, M. e DESIO, A. Note illustrative della carta geologica delle tre Venezie. Padova.
74. 1927: JESSEN, O. Die Strasse von Gibraltar. D. Reimer, Berlin.
- *75. 1927: BLUMENTHAL, M. M. Zum Bauplan betischer und penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga. Geolog. Rundschau, Bd. XVIII. H. 1.
- *76. 1927: BEMMELEN VAN, R. W. Bijdrage tot de geologie der betische ketens in de provincie Granada. Diss. Delft.
77. 1927: DAGUIN, F. Contribution à l'étude géologique de la Région Préfrique. Thèse. Montpellier.
- *78. 1927: BLUMENTHAL, M. Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien. Eclog. geol. Helv. vol. XX.
79. 1927: STILLE, H. Über die westmediterranen Gebirgszusammenhänge. Abh. d. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen, NF. Bd. XII, 3.
80. 1927: FALLOT, P. Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra. C. R. Ac. d. Sciences, t. 185, p. 1287.
- *81. 1927: FALLOT, P. Sur la géologie de la région d'Antequera. C. R. Ac. d. Sciences, t. 185, p. 1499.
82. 1928: BOURCART, J. Sur la Stratigraphie du R'arb septentrional. Bull. Soc. géol. de France (4) XXVII.
83. 1928: TERMIER, H. Sur le Permien du Maroc central. C. R. som. Soc. géol. d. France. F. 3.
- *84. 1928: BLUMENTHAL, M. M. Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serrania de Ronda. Eclog. geol. Helv. vol. XXI. In Übersetzung durch J. ROYO Y GOMEZ: „Sobre la disposicion de los mantos de recubrimiento etc.“ in: „Conferencias y Reseñas científicas de la R. Soc. Esp. d. Hist. Nat. t. IV (1929).
85. 1928: FALLOT, P. Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. Bol. d. I. R. Soc. Esp. d. Hist. Nat. t. XXVIII. — I. Sur deux gisements de Lias. (p. 105). — II. Sur les marno-calcaires rouges sénoniens des environs de Priego (p. 217). — III. Observations sur la géologie des environs de Cazorla (p. 324).
86. 1928: FALLOT, P. Au sujet des mémoires de M. Blumenthal sur l'Andalousie. C. R. somm. Soc. géol. France, F. 10.
87. 1928: FALLOT, P. Sur l'âge des plissements dans la partie Est de la chaîne subbétique. Ibid. p. 163.
88. 1928: TERMIER, P. Sur l'un des problèmes tectoniques du R'arb. (Maroc). Bull. Soc. géol. d. France (4), t. 28.
- *89. 1928: KLEBELSBERG v. R. Beiträge zur Geologie der Sierrren zwischen Granada und Málaga. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges.
90. 1928. RUSSO, P. Recherches hydrogéologiques sur la zone internationale de Tanger. Bull. Soc. géol. d. France (4) t. 28.
- *91. 1928: BLUMENTHAL, M. M. L'existence du Bétique de Málaga dans la région de Grenade. C. R. d. l'Ac. des Sciences, t. 187, p. 1059.
- *92. 1928: BLUMENTHAL, M. M. Sur les relations tectoniques entre le Bétique de Málaga et le Bétique de Grenade. Ibid. t. 188, p. 69.
93. 1929: BLUMENTHAL, M. M. Sur la succession et la répartition des unités tectoniques du versant méditerranéen des Cordillères bétiques entre Grenade et Gibraltar. Ibid. t. 188, p. 183.
94. 1929: WESTERVELD, J. De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens. Diss. Delft.

95. 1929: FALLOT, P. et BATALLER, R. Observations sur la région de Velez-Rubio. C. R. Ac. des Sciences, t. 187, p. 988.
96. 1929: FALLOT, P. La limite septentrionale des charriages subbétiques entre la Sierras Sagra et le Rio Segura. Ibid. t. 187, p. 1150.
97. 1929: FALLOT, P. Sur le secondaire des massifs charriés subbétiques entre Moratalla et la bordure de la zone bétique. Ibid. t. 188, p. 67.
98. 1929: FALLOT, P. Sur la structure de la zone subbétique entre Moratalla et la zone bétique. Ibid. t. 188, p. 263.
99. 1929: FALLOT, P. Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et España (Prov. Murcie). Ibid. t. 188, p. 404.
100. 1929. FALLOT, P. Sur la date des derniers phénomènes orogéniques dans les zones subbétiques et bétiques à hauteur de Caravaca. Ibid. t. 188, p. 717.
101. 1929. ZERMATTEN, H. L. J. Geologische onderzoekingen in de randzone van het venster der Sierra Nevada. Diss. Delft.
102. 1929. BLUMENTHAL, M. M. Le Miocène d'Antequera et son importance au point de vue de la date des recouvrements. C. R. som. Soc. géol. France F. 10.
- *103. 1929. BLUMENTHAL, M. M. Über das Alter der ersten postorogénischen Sedimente in den westlichen betischen Kordilleren und die dadurch festgelegte Hauptphase der Gebirgsbildung. Geolog. Rundschau, Bd. XX.
104. 1929. P. VIENNOT, P. Observations géologiques dans la région de Grenade. C. R. som. Soc. géol. France. F. 12.
105. 1929. BLUMENTHAL, M. Geologische Beobachtungen auf Sizilien (Monti Peloritani-Madonie) Eclog. geol. Helv. Vol. 22, Nr. 2.

Geologische Karten.

1. 1889. Mapa geologico de España, 1:400000. Hoya Nr. 51 (Cadiz etc.), Nr. 52 (Málaga-Cabra etc.); bajo la Direccion de DANIEL DE CORTAZAR, Inst. Geol. Esp. Madrid.
2. 1889. Carte géologique de la partie Nord-Est de la province de Málaga etc. 1:1300000. Enthalten in Lit. 18.
3. 1917. Mapa geologico de la Serrania de Ronda, 1:100000. Enthalten in Lit. 31.
4. 1919. Mapa geologico de España, 1:1500000; bajo la direccion de R. SANCHEZ LOZANO, Inst. Geologico. Madrid.
5. 1926. Strukturkarte von Spanien. Enthalten in Lit. 63.
6. 1927. Geologische Kartenskizze der Bergketten beiderseits des Durchbruches des Rio Guadalhorce. 1:100000. Enthalten in Lit. 75.
7. 1927. Entwurf zu einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren des zentralen und südwestlichen Andalusien, 1:800000. Enthalten in Lit. 78.

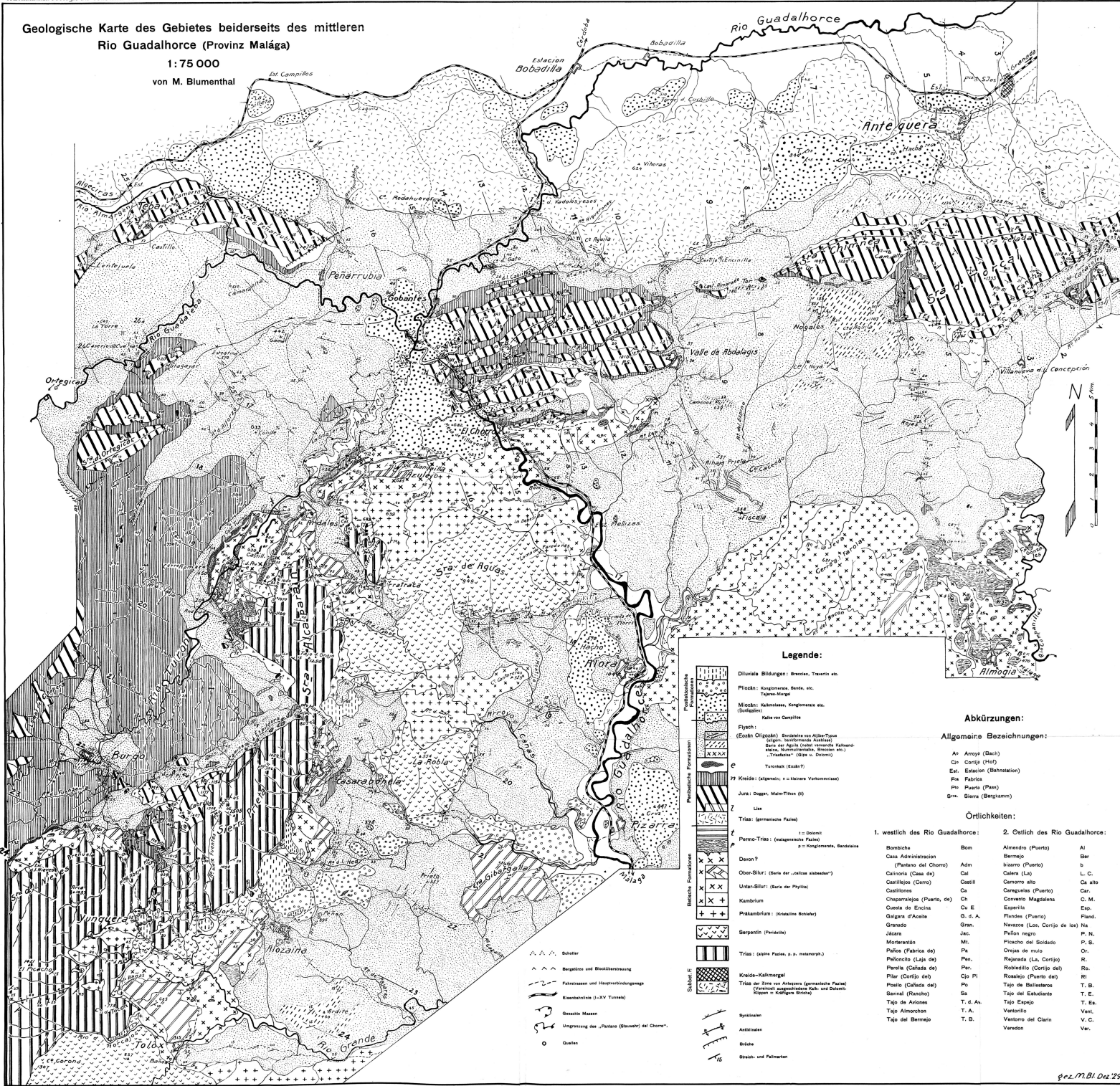
Topographische Karten.

- Mapa militar itinerario de España, 1:200000, Hoja Nr. 84 und 94.
- Mapa topografico nacional, 1:50000. Blätter (hojas):
- | | |
|----------------------|---------------------|
| Nr. 1023 (Antequera) | Nr. 1039 (Colmenar) |
| Nr. 1037 (Teba) | Nr. 1051 (Ronda) |
| Nr. 1038 (Ardales) | Nr. 1052 (Alora). |
- Mapa planimetrico y altimetrico de la provincia de Málaga, 1:200000.

Manuskript eingegangen am 7. Februar 1930.

Geologische Karte des Gebietes beiderseits des mittleren Rio Guadalhorce (Provinz Malága)

1:75 000
von M. Blumenthal



Legende:

- Quaternäre Formationen**
 - Q1 Diluviale Bildungen: Breccien, Travertin etc.
 - Q2 Pliozän: Neogenes, Basalt, etc. Tujales-Mergel
 - Q3 Miozän: Submediterrane, Konglomerate etc. (Dolomiten)
 - Q4 Pliozän (Eozän Oligozän): Basaltite von Alhama-Turol (eozän, basaltitiforme Andesite) Serie der Sierra de Guadalupe (eozän, basaltitiforme Andesite, Basalt, Basaltit etc.) "Travertin" (Eozän u. Oligozän)
 - Q5 Tertiäres (Eozän)
 - Q6 Kreide (eozän, n. u. basaltitiforme)
 - Q7 Jura: Dogger, Malm-Tithon (Q)
 - Q8 Lias
 - Q9 Trias (germanische Fazies)
 - Q10 Perm-Trias (Dolomit)
 - Q11 Perm-Trias (nivalgerische Fazies)
 - Q12 Devon?
 - Q13 Ober-Silur (Serie der „salinas albasasas“)
 - Q14 Unter-Silur (Serie der Phyliten)
 - Q15 Karbonium
 - Q16 Präkarbonium (Kriataline Schiefer)
 - Q17 Serpentin (Peridotite)
 - Q18 Trias (alte Fazies, n. u. metamorph.)
 - Q19 Kreide-Kalkmergel
 - Q20 Felsit (Calceda etc.) (Kupfererztragendes Kalk- und Dolomit-Rücken u. Kalkstein-Block)
- Permianische Formationen**
- Devonische Formationen**
- Schicht E**
 - Schütter
 - Bergsteig und Blocksteinstreuzung
 - Feldsteinen und Mergelsteinabhang
 - Elementarstein (I-XV Tunnels)
 - Gneiss-Massen
 - Umgrüpfung des „Puerto (Bauwerk) der Chorro“
 - Quellen
 - Synklinen
 - Antiklinalen
 - Brüche
 - Streich- und Faltenachsen

Abkürzungen:

- Allgemeine Bezeichnungen:**
- A: Arroyo (Bach)
 - C: Cortijo (Hof)
 - Est: Estacion (Bahnhofsstation)
 - F: Fuente
 - P: Puerto (Pass)
 - Sr: Sierra (Bergstamm)

Örtlichkeiten:

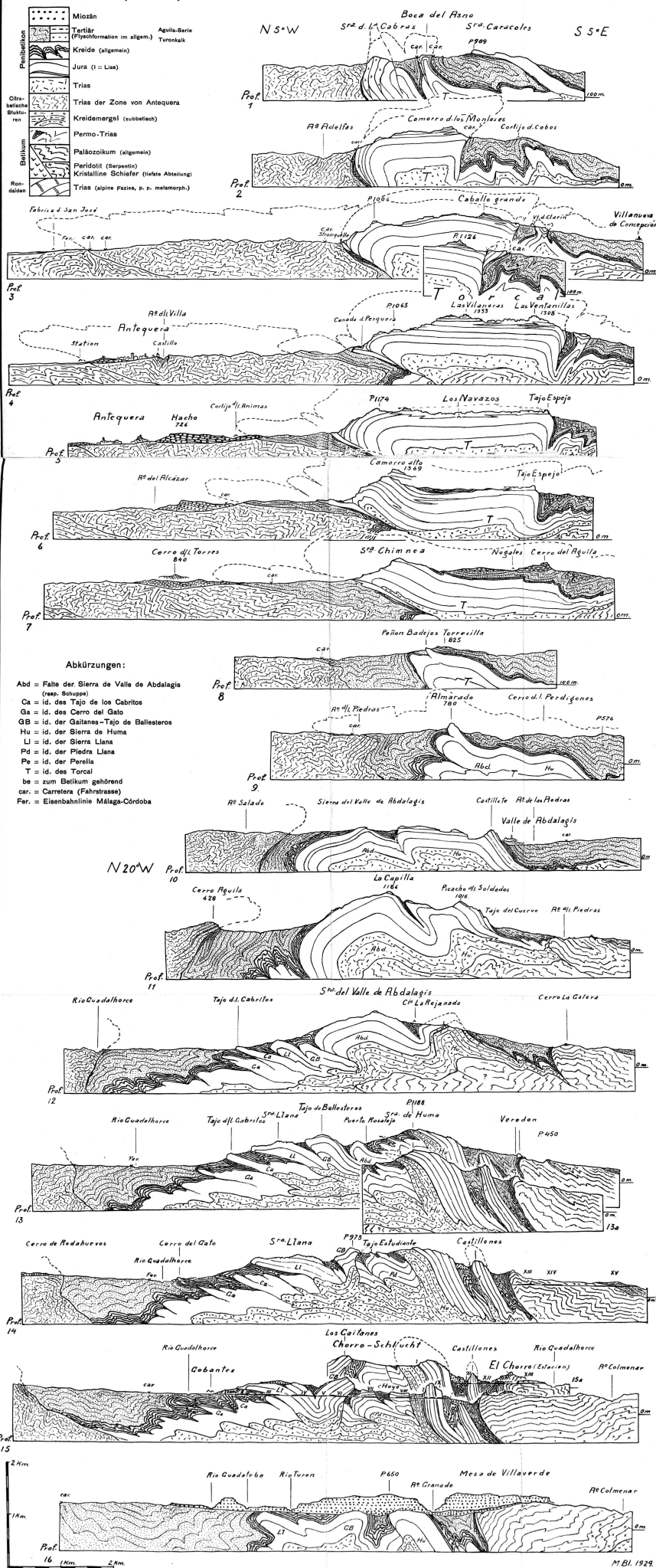
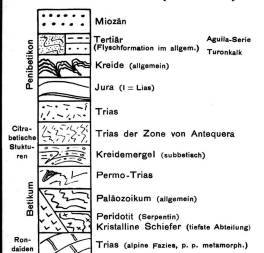
- | | |
|---|--|
| 1. westlich des Rio Guadalhorce: | 2. östlich des Rio Guadalhorce: |
| Bambacha | Bom |
| Casa Administración | Almendra (Puerto) |
| Chorro? | Bermejo |
| Pantano del Chorro | bizarro (Puerto) |
| Calinoria (Casa de) | Calen (La) |
| Castillos (Cerro) | Castil |
| Castillos | Ca |
| Chaparralizo (Puerto, de) | Ch |
| Cuesta de Encina | Cu E |
| Galeras d'Alonso | G. d. A. |
| Granado | Gran. |
| Jacora | Jac. |
| Morterando | Mt. |
| Palao (Fábrica de) | Pa |
| Pelicheo (Laja de) | Pen. |
| Parella (Caldada de) | Per. |
| Pilar (Cortijo de) | Cjp Pi |
| Puerto (Caldada de) | Pu |
| Sarriá (Sancho) | Sa |
| Tajo de Alonzo | T. d. Al. |
| Tajo Almoroch | T. A. |
| Tajo del Bermejo | T. B. |
| | Almendra (Puerto) |
| | Bar |
| | b |
| | L. C. |
| | Ca alto |
| | Car. |
| | C. M. |
| | Exp. |
| | Fland. |
| | Flanad. |
| | P. N. |
| | P. S. |
| | Or. |
| | R. |
| | Ro. |
| | Ri |
| | T. B. |
| | T. E. |
| | T. Ea. |
| | Vant. |
| | V. C. |
| | Vand. |

Profilsérie durch die Berge östlich vom Guadalhorce-Knie. 1:50000

von M. Blumenthal.

Legende:

zu Tafel VIII und IX (Prof. 1—26)



Abkürzungen:

- Abd = Falte der Sierra de Valle de Abdalagis (resp. Schuppe)
- Ca = id. des Tajo de los Cabritos
- Ga = id. des Cerro del Gato
- GB = id. der Gaitanes-Tajo de Ballesteros
- Hu = id. der Sierra de Huma
- Ll = id. der Sierra Llana
- Pd = id. der Piedra Llana
- Pe = id. der Peña
- T = id. des Torcal
- be = zum Betikum gehörend
- car. = Carretera (Fahrrasse)
- Fer. = Eisenbahnlinie Málaga-Córdoba

