

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.
Kapitel: A: Stratigraphie : die betischen Formationen
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: 15.04.2026

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

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 kristallinpaläozoische 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 Serpentinblock der Sierra de Aguas in seinen tiefsten Gesteinsserien 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 dünnschiefrigen 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 Benalmadena) 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 quarzitischeschiefrig 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, fossilleerer 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.

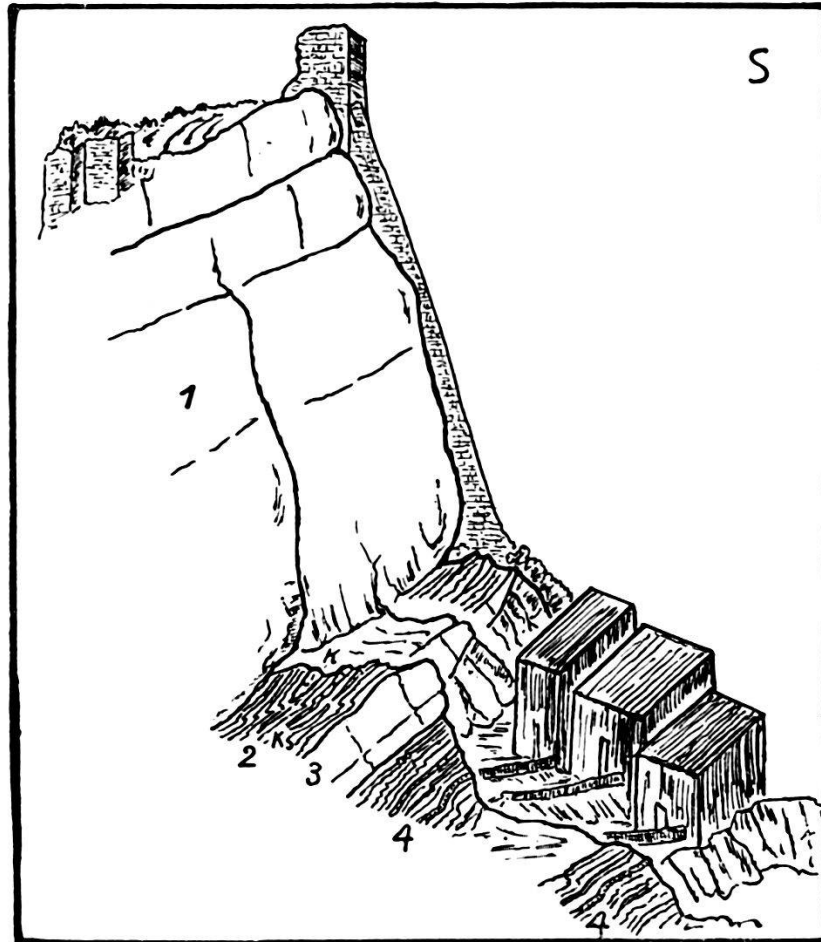


Fig. 3. Südende des Orthocerenkalk-Felsens des Castillo Ardales.

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 *Orthocerenbruchstücken*, 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-Einschlüssen.

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 aufsitzenen 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 Schiefen 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 Schiefen, 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 schiefriigen 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,

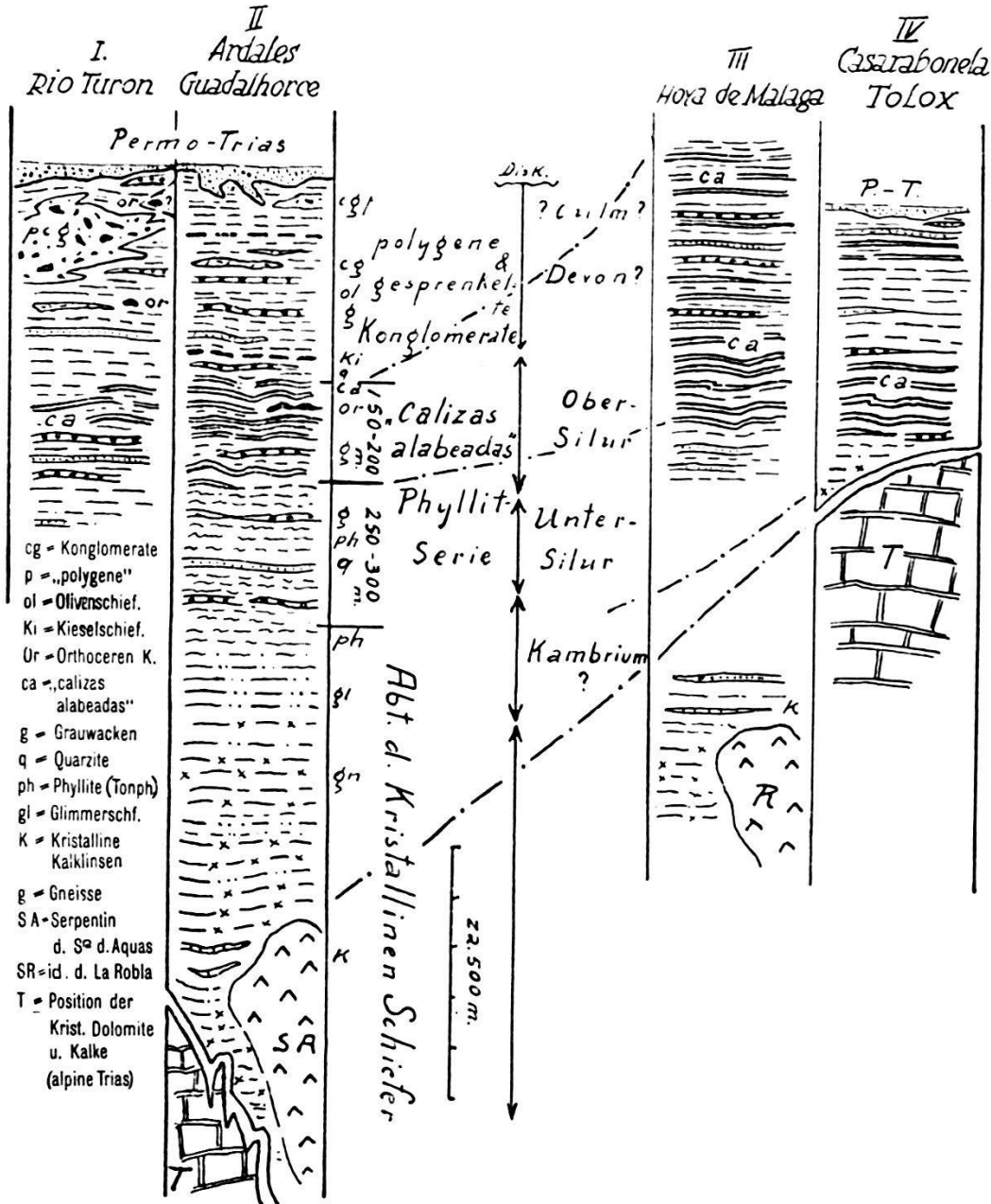


Fig. 4. Schematische Schichtkolonne für das Betikum innerhalb des Kartengebietes.

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 kabyllischen 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 Schiefen 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. 143 ff.), 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), Nickelmagnesiasilikate, deren Bildung aus arsenidischen Erzen (Rotnickelkies, magmatische Ausscheidung) sich ableiten lassen dürfte; ORUETA (p. 537) denkt an einen Zusammenhang der Nickel-erzbildung 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: