

Werk

Label: Article

Jahr: 1931

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1931_0001 | log10

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

I. HAUPTTEIL. Einzelbeschreibung.

1. Kapitel.

Übersicht über ältere Arbeiten in der Provinz Valencia.

Literatur. — Die Erforschung der Provinz Valencia begann, wenn wir von älteren, allgemein naturhistorischen Beschreibungen (CAVANILLES) und späteren flüchtigen Bereisungen (COOK, WILLKOMM) absehen, mit den Untersuchungen DE VERNEUILS und seiner Mitarbeiter um die Mitte des vorigen Jahrhunderts. 1853 geben VERNEUIL und COLLOMB an Hand einiger Profile, deren eines auch den Westen von Valencia schneidet, eine ausführliche stratigraphische und tektonische Übersicht über das nördliche und mittlere Spanien, 1856 streifen sie bei der Vornahme von Höhenmessungen unser Gebiet nochmals. Zur selben Zeit etwa nahm die Kommission für die geologische Karte Spaniens, der Vorläufer des heutigen Instituto Geológico de España, ihre Tätigkeit auf; unter ihrer Anregung entfaltete sich die erste glanzvolle Periode spanischer Geologie, die grundlegende regionale Monographien entstehen ließ. Hier sind BOTELLA, J. VILANOVA und insbesondere CORTÁZAR zu nennen, die zwischen 1854 und 1882 drei einander ergänzende bedeutsame Beschreibungen der Provinz Valencia lieferten. Dies sind allerdings bis heute die einzigen Zusammenfassungen geblieben. In der Folgezeit entstanden nur noch Bearbeitungen kleinerer Teilgebiete. Von großem Wert sind unter diesen die sorgfältigen stratigraphischen, paläontologischen und tektonischen Untersuchungen von NICKLES, die sich hauptsächlich auf Alicante erstrecken, aber auch nach Südvalencia übergreifen.

Um die Jahrhundertwende entstanden mehrere zusammenfassende Werke über die Geologie von Spanien. 1892—1909 ließ E. SUSS den zweiten und dritten Band des „Antlitz der Erde“ erscheinen, in den Jahren 1895—1911 gab MALLADA seine umfangreiche „Descripción“ heraus, ein unentbehrliches Werk, in dem er die Hauptergebnisse der älteren Forschungsperiode, vereint mit

zahlreichen eigenen Beobachtungen, darstellt. 1911 schließlich gab R. DOUVILLÉ einen gedrängten Überblick im „Handbuch der regionalen Geologie“. Im übrigen brachte die Zeit bis 1920 außer einer Arbeit von EWALD über die Trias von Valencia nur eine Reihe kürzere Mitteilungen von ÁLVAREZ, BOSCA, DUPUY DE LOME, FERNÁNDEZ NAVARRO, SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, SCHLOSSER, VILANOVA.

Regem Interesse begegnet das Gebiet erst wieder in den letzten 10 Jahren. Insbesondere ROYO Y GOMEZ widmete sich seiner Erforschung, behandelte die Fauna des Wealden, lieferte interessante Beiträge zur Frage der altkimmerischen Faltungen und zur Geologie der Gegend von Niñerola und dehnte auch seine wichtigen Studien über Fauna und Gliederung des terrestren Jungtertiärs bis in unsere Gegend aus. E. HERNÁNDEZ-PACHECO gab anlässlich prähistorischer Untersuchungen einen kurzen tektonischen Überblick über das valencianische Bergland; ferner sind einige kurze Beiträge von BELTRÁN, MARTINEZ SORIANO u. a. zu nennen. Den letzten Jahren entstammen schließlich die Untersuchungen von FALLOT und GIGNOUX, die sich vor allem mit dem marinen Tertiär der Küstengebiete beschäftigen, ein ausgezeichnete landeskundlicher Überblick von SÖLCH und eine kurze Notiz von JESSEN.

Für die Geologie Valencias vergleichsweise von Wichtigkeit sind naturgemäß auch die Arbeiten in den Nachbargebieten. Die Stratigraphie und Paläontologie von Alicante studierte in neuerer Zeit insbesondere JIMÉNEZ DE CISNEROS, die Geologie NOVO Y CHICARRO. Für die Balearen liegt außer den Veröffentlichungen von DARDER die schöne Monographie von FALLOT vor. Von großem Werte für mich waren selbstverständlich auch die vom Göttinger Institut aus durchgeführten Aufnahmen in den angrenzenden Teilen Keltiberiens, in erster Linie diejenigen von C. HAENE in Teruel und Castellón, ferner auch die von F. LOTZE, GERH. RICHTER, W. SCHRIEL, ECKH. SCHRÖDER, H. STILLE, J. TRICALINOS.

Karten. — Die ersten noch recht allgemein gehaltenen geologischen Karten von ganz Spanien stammen aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts (EZQUERRA, WILLKOMM). Schon 1854 erschien die erste Karte der Provinz Valencia in größerem Maßstabe von BOTELLA, die aber nur als skizzenhafter Versuch zu werten ist. Die eigentliche Grundlage für alle spätere Zeit schuf DE VERNEUIL mit seiner geologischen Karte von Spanien. An sie lehnten sich die jüngeren kartographischen Darstellungen der Provinz von VILANOVA und CORTÁZAR an, brachten aber natürlich bei ihrem größeren Maßstab mehr Einzelheiten. Die 1891 erstmalig erschienenen Blätter 7 und 11 der geologischen Karte von Spanien

1:400 000 übernahmen im wesentlichen die CORTÁZARSchen Angaben und gaben ein in ganz großen Zügen zutreffendes Bild des geologischen Baus. Dies Kartenwerk ist, wenn man die Zeit seiner Entstehung und die Schwierigkeiten der geologischen Kartierung in Betracht zieht, eine bedeutsame Leistung, kann aber den heutigen Ansprüchen angesichts mancher stratigraphischer Irrtümer, insbesondere in Kreide und Tertiär, und des Fehlens aller Störungen nicht mehr genügen. Die Karte von Spanien 1:1¹/₂ Mill. ist im wesentlichen eine Verkleinerung der vorgenannten, enthält aber einige Verbesserungen auf Grund neuer Forschungen.

Für Alicante ist auf die Skizzen von NICKLÈS und eine neuere Provinzkarte von NOVO Y CHICARRO zu verweisen.

2. Kapitel.

Arbeitsmethode und Kartenunterlagen.

Der im vorhergehenden Kapitel geschilderte Stand der geologischen Kenntnis von Valencia erforderte einmal neue stratigraphische Untersuchungen, die vor allem die Gliederung von Kreide und Tertiär zu klären hatten, zweitens eine Neukartierung des gesamten Gebietes in größerem Maßstabe und unter Ausscheidung von möglichst zahlreichen Formationsgliedern. Nur auf diese Weise, nicht dagegen nur auf Grund einzelner Profilbegehungen, durfte man hoffen, der Lösung der einleitend skizzierten Probleme näher zu kommen. Die Genauigkeit der Aufnahme fand allerdings notwendigerweise in zwei Tatsachen ihre Begrenzung. Einmal in der verfügbaren Zeit, vor allem im Verhältnis zu den großen Flächen, die kartiert werden mußten, um zu einem regionalen Überblick zu gelangen, zweitens in der Güte der topographischen Unterlagen. Ich konnte 126 Tage auf ein Gebiet, das etwa 8500 km², also 65—70 Meßtischblätter umfaßt und das noch dazu bergig und unwegsam ist, verwenden. Daraus läßt sich ersehen, daß mir manche Einzelheit entgangen sein wird. Hinzu kommt die Unzuverlässigkeit der Karten. Der Mapa militar itinerário 1:200 000, von dem die Blätter 47, 57, 67 in Betracht kommen, besitzt keine Geländedarstellung, und das hydrographische Netz ist recht phantasievoll. Weit besser ist schon die Karte der Provinz Valencia 1:250 000, herausgegeben von den Obras publicas, die ich benutzte, und die auch der geologischen Übersichtskarte Taf. 1 und damit den Profilen und Spezialkarten zugrundegelegt ist. Noch genauer scheint der leider vergriffene Mapa 1:200 000 des Instituto geográfico zu

sein. Die Aufnahmen des vorzüglichen Mapa topográfico nacional 1:50000 sind leider noch nicht bis Valencia vorgedrungen.

Besondere Sorgfalt wurde der richtigen Darstellung der Störungen zugewandt. Dank den guten Aufschlußverhältnissen in Spanien sind nicht selten die Verwerfungsklüfte selber von der Erosion freigelegt, sodaß das Einfallen der Bewegungsflächen fast überall unmittelbar meßbar ist. Die in den Profilen gezeichneten Neigungen der Störungen sind somit beinahe sämtlich beobachtet — das ist naturgemäß von großem Vorteil, wenn man an die mechanische Deutung des tektonischen Bewegungsbildes herangehen will. Auf der Karte Taf. 1 sind Verwerfungen von

< 50°
50°—75°
75°—100°
100°—135°
> 135°

Einfallen durch besondere Signaturen unterschieden, sodaß man aus der Karte ablesen kann, ob es sich um

flache Abgleitungen
normale Zerrsprünge
± senkrechte Verschiebungen
steile Aufschiebungen
flache Überschiebungen

handelt.

3. Kapitel. Stratigraphie.

a) Silur.

(s der Karte Taf. 1.)

Vormesozoische Schichten treten nur an zwei räumlich eng begrenzten Stellen zutage. Das Vorkommen im Barranco de Alcotas bei Chelva [45,8; 131,3]¹⁾ sprachen schon VILANOVA, CORTÁZAR und EWALD als Silur an. Hier stehen graugrüne und dunkle sandige Bänderschiefer sowie dichte Quarzite an, die nach einem Funde von

Leptaena cf. porcata McCoy

jedenfalls dem Caradoc angehören, das nach LOTZE in ähnlicher Fazies im übrigen keltiberischen Gebiete verbreitet ist.

Übereinstimmende feinkörnige splittrige Quarzite, die in einem schmalen Streifen östlich von Talayuelas [23,8; 138,8] unter dem Buntsandstein heraustreten, dürften wohl das gleiche Alter haben.

¹⁾ Über die Koordinatenbezeichnung vgl. Erläuterung zu Taf. 1.

b) Trias.

Die Trias ist wie im übrigen Spanien in germanischer Fazies ausgebildet und läßt sich in der üblichen Weise gliedern.

Buntsandstein.

(t₁ der Karte.)

Das beste, bereits von EWALD im einzelnen beschriebene Profil bietet der Barranco de Alcotas südlich Chelva [45,1; 131,3]:

	Basal stark sandige, eisenreiche Kalke und Dolomite	Muschelkalk
4 m	weiße, anscheinend von oben her entfärbte mürbe Sandsteine	} „Bausandstein“
90 „	rote dickbankige, harte, kieselig-tonige Sandsteine, fast ohne Lettenzwischenlagen	
250 „	Wechselfolge von Letten und mehr oder weniger mürben tonigen Sandsteinen, etwa je zur Hälfte. Farbe meist rot, gegen oben auch weißlich	} „Unterer Mittelbuntsandstein“
11 „	verkieselte Quarz- und Quarzitkonglomerate, mauerartig herausgewittert	
	— — Diskordanz — —	„Unterer Buntsandstein“
	sandige Schiefer, die obersten 6—8 m stark zersetzt und rot infiltriert	Caradoc.

Gleichfalls vollständig, wenngleich wegen des geringen Einfallens der Schichten in der Mächtigkeit etwas unsicher ist das Profil nahe der Straße Talayuelas-Sinarcas [nahe 22,4; 137,5]:

90 m	Rote kompakte, kieselige, harte Sandsteine, basal mit einzelnen eingestreuten Geröllen	} „Bausandstein“
80 „	überwiegend mürbe rote Sandsteine und Letten, nach oben Sandsteine vorwiegend. An der Basis und im oberen Drittel je ein 1 m mächtiger Konglomerathorizont	
75 „	überwiegend sandige Letten	} „Unterer Mittelbuntsandstein“
65 „	sandige Letten und einzelne Sandsteinbänke	
15 „	lockere grobe Quarz- und Quarzitkonglomerate	„Unterer Buntsandstein“
	— — Diskordanz — —	
	Quarzite	Silur.

Bemerkenswert ist gegenüber dem Profil von Chelva, daß die Gerölle nicht nur auf die Basis beschränkt sind.

Die Buntsandsteinprofile des Berglandes westlich Sagunto [103; 122,5] reichen nicht bis zum Paläozoikum hinab, hier sind im allgemeinen nur erschlossen:

	Bräunliche dolomitische Kalke	Muschelkalk
90 m	rote feinschiefrige, mürbe, tonige Sandsteine, sandige Letten und Tone	„Röt“

(757)

80 m rote dickbankige, kieselige Sandsteine, fast ohne Lettenzwischenmittel „Bausandstein“
 + 100 „ mürbere, tonige Sandsteine und sandige Letten „Unterer Mittelbuntsandstein“.

Hier — und ähnlich ist es auch am Rodanasattel [74; 107] westlich Valencia — schiebt sich also zwischen die kompakten Sandsteine und den Muschelkalk noch eine sandig-tonige Schichtfolge ein, die dem deutschen Röt durchaus ähnelt.

Es fragt sich, ob es sich um eine fazielle Vertretung handelt, oder ob der Röt gegen Westen hin auskeilt. Da die liegenden kieseligen Sandsteine einen sehr bezeichnenden, allem Anschein nach durchgehenden Horizont bilden, so möchte ich die letztere Möglichkeit für wahrscheinlich halten. Ein West-Ostprofil durch die valencianische Trias (vgl. Abb. 3) würde somit ergeben, daß

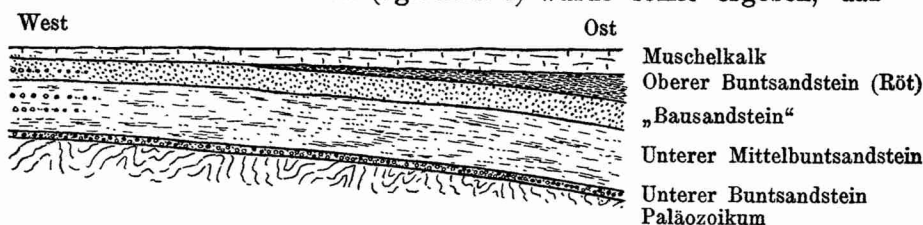


Abb. 3. Schematisches Faziesprofil durch den Muschelkalk und Buntsandstein des nördlichen Valencia.

der Muschelkalk gegen Westen ganz flach diskordant auf ein Schwellengebiet übergreift, auf dem kein Röt zur Ablagerung kam und dessen Vorhandensein auch durch die stärkere Geröllführung des westlichen Buntsandsteins gestützt erscheint.

Über die genaue Altersstellung der einzelnen Horizonte läßt sich nichts Sicheres sagen. Bemerkenswert ist immerhin, daß die petrographische Großgliederung des Profiles ganz ähnlich wie etwa im Schwarzwald und Odenwald ist:

Muschelkalk		
ca. 90 m	„Röt“; sandig-tonig	----- t ₁ ''
„ 80 „	„Bausandstein“ (bzw. Hauptkonglomerat); kompakter Sandstein	} t ₁ '
„ 230 „	„Unterer Mittelbuntsandstein“; Sandsteine und Letten	
„ 10 „	„Unterbuntsandstein“ (bzw. Ecksches Konglomerat); Konglomerate	----- t ₁ '

Man mag das für Zufall halten, aber wenn, wie ich früher zu zeigen versuchte, den Klimaschwankungen neben den epirogenen Bewegungen ein beträchtlicher Anteil an der Sedimentation des Buntsandsteins zufällt, so wäre es immerhin möglich, daß die Faziesähnlichkeit auf einer Altersübereinstimmung beruht und daß die feuchtere Klimaperiode gegen Schluß des Mittelbuntsandsteins in

Deutschland wie in Spanien die Aufschüttung grobkörniger und reiner Sandsteine im Gefolge hatte.

Für diese Deutung läßt sich anführen, daß auch in den Nachbargebieten (Castellón, Teruel, Cuenca nach HAHNE, Keltiberische Ketten nach TRICALINOS) im wesentlichen die gleiche Gliederung herrscht, nur mit dem Unterschiede, daß in Keltiberien die Körnung im allgemeinen gröber ist.

Valencia		Keltiberische Ketten	
ca.	Röttone	ca.	Oberer Sandstein
400 m	Bausandstein	150 m	Obere Konglomerate
	Unterer Mittelbuntsandstein		Unterer Sandstein
	Basalkonglomerat		Basalkonglomerat

Muschelkalk.

(t_2 der Karte.)

Der Muschelkalk besteht aus den bekannten dunklen, eisenhaltigen, dickbankigen Kalken und Dolomiten, denen vor allem im unteren Teil graue, wellenkalkähnliche, dünnplattige Mergelkalke eingeschaltet sein können. Fossilien lassen sich bei genauem Nachsuchen an vielen Stellen auffinden, erwähnt seien von der Straße Tuejar-Titaguas [37,5; 134,0]:

Lingula tenuissima BR.

Placunopsis teruelensis WURM²⁾

Velopecten albertii GF.

Gleich dem Buntsandstein zeigt der Muschelkalk gewisse Faziesveränderungen, die auf ein westliches Festland hindeuten (vgl. Abb. 3, S. 10). Einmal nimmt die Mächtigkeit bedeutend ab, nämlich von etwa 80—100 m nahe Sagunto [103; 122,5] auf etwa 20 m bei Chelva [45,1; 131,2] und bei Los Felipes am Turia [30,5; 135,5]. Ferner stellt sich an der Basis gegen Westen hin ein merklicher Sandgehalt ein, im Zusammenhang mit der Tatsache, daß der Muschelkalk im Ostteil der Provinz über Rötton, im Westen dagegen über die oberflächlich entfärbten Sandsteine des Mittelbuntsandsteins transgrediert.

Fazies und Mächtigkeiten sind im übrigen nördlichen Spanien wesentlich die gleichen. Sandiger Muschelkalk fehlt in den Keltiberischen Ketten, findet sich aber nach LOTZE und E. SCHRÖDER bei Siguenza am Fuß des Guadarramagebirges und nach SCHRIEL in der Umrandung der Sierra de la Demanda.

2) Nach M. SCHMIDT für mittelladinische Stufe bezeichnend.

Keuper.(t₃ der Karte.)

Bunte Mergel mit Gipsen setzen diese Stufe zusammen; gelegentlich sind auch einige dünne Bänke von rotem, fein- bis mittelkörnigem, mürbem Sandstein eingeschaltet. Salzausblühungen und Salzquellen, die auf Steinsalzeinlagerungen zurückgehen, finden sich über das ganze Gebiet verstreut. Gelegentlich, wie z. B. am Rio Cabriel, bei Salinas östlich Cortes [51,8; 78,7], in Manuel [84,6; 53] wird die Sole zur Salzgewinnung benutzt. Die beträchtliche Durchbewegung, die dies sehr mobile Schichtpaket stets erlitten hat, macht Mächtigkeitsbestimmungen sehr schwierig; 200 m dürften nicht zu viel sein.

Ophite sind in Valencia verhältnismäßig selten. Seit langem bekannt ist die Peña Negra bei Alfarp [80; 77], ein 4 m dicker Lagergang. Neu aufgefunden wurden zwei kleine Vorkommen bei La Calderona im Sagunter Bergland [97,7; 119,5] und bei der Fuente del Olmo nordwestlich Chelva [32,8; 135,1].

Carñiolas.(t_j der Karte.)

Die Carñiolas bestehen wie im übrigen keltiberischen Gebiete aus hellgrauen bis bräunlichen, dickbankigen, kristallinen Kalken und Dolomiten, die dem Muschelkalk petrographisch recht ähnlich werden können. Die Mächtigkeit beträgt 30—40 m, ist somit erheblich geringer als im übrigen Nordspanien. Unbestimmbare Fossilien fanden sich in einer Lumachellbank nahe der Basis unweit Bugarra [62,0; 115,7]; die genaue Altersstellung dieser Stufe muß noch offen bleiben, sie dürfte ähnlich dem alpinen Oberrhätkalk wohl oberste Trias und untersten Jura umfassen.

e) Jura.

(j der Karte.)

Der Jura besteht fast durchweg aus einer sehr einförmigen Folge grauer Mergelkalke mit gelegentlichen Einschaltungen von Mergeln. Festere Lagen treten einmal an der Basis in Gestalt von 20—40 m dickbankigen, dolomitischen Kalken und zweitens an der Oberkante als ca. 50 m mächtige, hellgraue Kalke auf, die vor allem im mittleren und nördlichen Valencia typisch entwickelt sind.

Ein Profil etwa 1 km östlich des Pico de Chelva [44,1; 132,6] schloß folgende Schichten auf:

(760)

- Graue plattige Mergelkalke
 0,5 m gleiche Kalke mit
Cadomites brodiaei Sow. (Oberer Dogger γ bis Unterer Dogger δ)
Stephanoceras braikenridgi Sow. (Unterer Dogger δ)
Sphaeroceras bronniarti Sow. (Dogger γ — ξ)
Oppelia subradiata Sow. (Dogger δ — ε)
Oecotraustes genicularis WAAG. (Dogger δ — ε)
 15 „ graue, plattige Mergelkalke
 3 „ rosa gefärbte, plattige Kalke
 1 „ rotbraune oolithische Kalke mit
Harpoceras cf. *subcomptum* BRCO. (Oberer Lias ξ)
Ludwigia murchisonae Sow. (Dogger β)
Lytoceras rugiferum POMP. (Oberer Lias ξ)
Pecten (*Chlamys*) cf. *tectorius* SCHL. (Lias)
Pecten (*Velopecten*) *tumidus* ZIET. (Lias α bis Dogger α , bes. Oberer Lias)
Pecten (*Entolium*) sp.
Terebratulula globata Sow. (Unter-Mitteldogger)
 5 „ dünnbankige, z. T. feinkonglomeratische, hellgraue, Mergelkalke
 ca. 25 „ steiler Hang von dickbankigen, zuckerkörnigen, hellgrauen, dolomiti-
 schen Kalken
 Carniolas (durch Störung z. T. verdeckt).

Bemerkenswert ist eine etwa 5 m mächtige Einlagerung von rotbraunen Kalken und Kalksandsteinen (mit bis erbsengroßen Milchquarzen) und Kalkbreccien, die sich von Alcublas [67; 134] bis nordwestlich von Olocau [82; 124,5] verfolgen läßt. Im unmittelbaren Liegenden fanden sich östlich von Alcublas [69,2; 132,8]:

- Waldheimia cor* LK. (Lias α — γ)
Rhynchonella tetraeda Sow. (Lias γ — ξ).

Der rote Horizont dürfte somit in den höheren Lias gehören.

Von weiteren Einzelfunden seien genannt:

- Hildoceras levisoni* SIMPS. (Oberer Lias ε)
Rhynchonella cynocephala RICH. (Lias γ — Dogger δ)
Zeilleria waltoni DAV. (Dogger α — δ)
Waldheimia ornithocephala Sow. (Dogger α — ε)

zwischen Pico de Chelva und Alcotas-Barranco [45,0; 132,3], dabei letztere 3 Fossilien aus einer Schicht;

- Oppelia subradiata* Sow. (Dogger δ — ε)
Perisphinctes martiusi D'ORB. (Dogger ε)

in bräunlichen oolithischen Kalken bei Collado Estrecho [39,0; 122,5];

- Stephanoceras gervillii* Sow. (Dogger δ)

in grauem Kalk zwischen Bercuta und Benagever [35,8; 127,0].

Am häufigsten sind Ammoniten des Malm zu finden; eine Aufsammlung östlich von Mijares [47,7; 92,1] aus lichtgrauen und rosa Kalken, etwa 50 m unterhalb der Juraoberkante, lieferte:

<i>Phylloceras plicatum</i> NEUM.	(Malm α — β)
<i>Perisphinctes fontannesii</i> CHOFF.	(Malm γ)
„ <i>colubrinus</i> REIN.	(Malm β — γ)
„ <i>dybowskyi</i> SIEM.	(Malm α)
„ <i>virgulatus</i> QUENST.	(Malm β)
<i>Oppelia</i> sp.	

Faßt man alle Funde zusammen und nimmt einige ältere Angaben von CORTÁZAR hinzu, so ergibt sich folgendes Gesamtprofil:

Wealden	
ca. 50 m dickbankige hellgraue, selten feinoolithische Kalke	} Nachgewiesen: Malm α, β, γ Dogger $\beta, \delta, \varepsilon, \zeta$ Lias $\gamma, \varepsilon, \zeta$
„ 250 „ graue plattige Mergelkalke mit Einschaltungen von grauen Mergeln, einzelnen dünnen rötlich gefärbten oder bräunlichen eisenoolithischen Kalken, selten auch von rotbraunen feinkonglomeratischen Kalksandsteinen	
„ 30 „ dickbankige hellgraue kristalline Kalke	
Carñiolas.	

Fast alle Unterstufen des Jura mit Ausnahme des untersten Lias, des Dogger α und γ und der Schichten vom Oberkimmeridge an aufwärts sind nachgewiesen; von einem Fehlen des Lias und tieferen Dogger, das EWALD und ROYO-GOMEZ annahmen, kann also keine Rede sein. Auch im Süden der Provinz ist der Jura entgegen den Behauptungen der genannten Autoren noch vorhanden, so führt FALLOT aus der Sierra Corbera [105,5; 56,5] Unterdogger- und Sequanfossilien an; ich selbst sammelte dort Perisphinctenbruchstücke.

Innerhalb des Jura dürften allerdings einige kleinere Schichtlücken vorhanden sein. So liegen bei Chelva die Fossilien des obersten Lias und der Murchisonaezone in einer Bank beieinander, es fehlt dagegen die Opalinuszone. Auch der Dogger γ ist nicht vertreten oder kann bestenfalles sehr geringmächtig sein. Daß diese Erscheinungen nicht nur lokale Bedeutung haben, geht daraus hervor, daß auch TRICALINOS an der Lias-Doggergrenze der Keltiberischen Ketten eine starke Kondensation der Zonen feststellte und daß in den sorgfältigen Aufsammlungen von DEREIMS, die etwa das gleiche Gebiet betreffen, Fossilien des Dogger γ fehlen. Diese Sedimentationsunterbrechungen machen es auch verständlich, daß der tiefere Jura (Lias-Dogger δ) sehr viel geringere Mächtigkeit (ca. 60 m) als der höhere (250—300 m) hat.

In faunistischer Hinsicht treffen wir im valencianischen Jura, soweit die Aufsammlungen einen Schluß erlauben, die gleiche mitteleuropäische Fauna mit alpinem Einschlag an wie im übrigen nordöstlichen Spanien. Es bestehen sehr nahe Beziehungen zu dem Jura Keltiberiens (DERREIMS, TRICALINOS), Tarragonas (FALLOT und BLANCHET) und bezüglich des Malm zu dem Lusitanien, besonders den Schichten von Montejunto, Portugals (CHOFFAT 1893).

d) Portland und Neokom.

Wie bereits eingangs vermerkt, verfolgte meine Untersuchung in Valencia wesentlich tektonische Ziele, wobei stratigraphische Feststellungen nur ergänzend hinzutraten. Die Alterseinstufung der Kreideschichten mit ihrer fast durchgehend kalkigen Fazies konnte daher nur in großen Zügen durchgeführt werden, indem ich einzelne reichere Fossilhorizonte ausbeutete, aus denen sich die Stellung der dazwischenlagernden Schichten ungefähr ermitteln ließ.

Portland bis Unterneocom („Wealden“). (je der Karte.)

Über dem Jura folgt ein Schichtpaket mit außerordentlich starker fazieller Differenzierung. Im Norden sind es fluviomarine und kontinentale Sandsteine und Letten, in Mittelvalencia meist Kalksandsteine und oolithische Kalke, im Süden schließlich überwiegend Cephalopodenmergel, wobei alle Übergangsglieder vom einen zum andern Extrem erschlossen sind.

Einige Profile mögen dies näher erläutern; die beiden ersten entstammen dem nördlichen Valencia und weisen eine vorwiegend klastische Schichtfolge mit vielfachem Wechsel von fluviatilen Kontinental- und marinen Flachseesedimenten auf, wie sie sich etwa am Rande eines großen Deltas bilden konnten.

Profil von Ahillas [nahe 44,5; 137]:

	Grobe marine Kalksandsteine	Urgoapt
50 m	rötliche und weiße lockere Kaolinsande, an der Basis mit größeren Geröllen von Milchquarz und Quarzit	} „Wealden“
3 „	Konglomerate mit Geröllen von Wealdsandstein, Kalk, Quarz und Knochentrümmern	
90 „	weiße und rötliche mürbe Sandsteine mit Einschaltungen von grünlichen Letten und Tonen	
75 „	lichtbraune Kalksandsteine mit einzelnen Fossillagen	
	<i>Cidaris</i> sp. <i>Ostrea</i> sp. <i>Trigonia</i> sp. <i>Isastraea</i> sp. <i>Stylina</i> sp.	

80 m weißliche und rötliche dickbankige, mürbe Sandsteine mit 6 Einschaltungen von je 2—5 m grauen feinsandigen Mergeln	} „Wealden“
<i>Trigonia truncata</i> AG.	
90 „ hellbraune, weißliche und rötliche, meist mittelkörnige, dickbankige Sandsteine mit Sandschieferzwischenlagen. Holzreste, Reptilknochen	
15 „ feinsandige graue Kalke und Mergel	
3 „ rötliche sandige Letten	
2 „ sandig-oolithischer, feinkonglomeratischer Kalk mit Jurageröllen, Austern, <i>Natica</i> sp.	
graue oolithische Kalke	Oberer Jura.

Profil zwischen Loriguilla, Chulilla und Losa del Obispo [nahe 51; 122]:

Mergelig-oolithische Kalke	Urgoapt
35 m bunte Sande mit einzelnen Quarzgeröllen	} „Wealden“
4 „ graue Mergel	
135 „ dickbankige bunte Sandsteine und Letten	
60 „ bunte Letten, Sandschiefer und Sandsteine im Wechsel mit vier 3—4 m starken marinen Kalksandsteinbänken	
28 „ Wechsel von sandigen Kalken, gelbgrauen Kalksandsteinen und grünlichen Letten	
<i>Natica larteti</i> LAND. (Apt)	
„ <i>excavata</i> MICH. (Hauterive-Alb)	
„ cf. <i>leviathan</i> PICT. et CAMP. (Valendis)	
„ <i>cornueliana</i> D'ORB. (Apt)	
„ <i>gaultina</i> D'ORB. (Apt-Alb)	
10 „ großoolithische Kalke, einzelne Mergellagen	Jura.
dickbankige hellgraue Kalke	

Das dritte, in Mittelvalencia gelegene Profil enthält überwiegend marine Kalksandsteine, Oolithe, Schillpackungen und nur noch sehr geringmächtige terrestrische Einschaltungen; die Schichtserie dürfte in der Flachsee, in nächster Nähe eines sedimentliefernden Festlandes entstanden sein.

Profil am Nordrand der Sierra de Malacara zwischen Buñol und Venta de Mina [53,5; 95]:

Mergelige Kalke	Urgoapt
56 m bräunliche grob- bis mittelkörnige, schillführende, plattige Kalksandsteine	} „Wealden“
33 „ hellgraue oolithische Kalke, <i>Requienia</i>	
36 „ hellgraue, sehr fossilreiche, sandigknollige Mergel mit Kalk und Kalksandstein	
4 „ brauner feinkonglomeratischer Sandstein	
43 „ graugrüne sandige Mergel und schillreiche bräunliche Kalksandsteine	

2 m hellroter plattiger Sandstein	}	„Wealden“
5 „ oolithisch-sandige Mergelkalke		
16 „ bunte Letten und mürbe rötliche Sandsteine		
1 „ hellgrauer Lumachellkalk		
18 „ bunte Letten und rötliche glimmerige Sandsteine		
16 „ bräunliche mittelkörnige, plattige Kalksandsteine		
4 „ bräunliche oolithische Kalke		
23 „ graugrüne mergelig-sandige Kalke, Mergel und Austernschill	}	Oberer Jura.
dickbankige hellgraue Kalke und Dolomite		

Schon etwas jenseits der Südgrenze der Provinz, im nördlichsten Alicante, liegt das Profil der Sierra Mariola, bei La Querola nordwestlich Cocentaina [87,5; 20,4], das hier größtenteils nach den Untersuchungen von NICKLES wiedergegeben ist und mit Ausnahme des tiefsten noch wealdähnlichen Teiles bathyale Cephalopodenfazies aufweist.

Dickbankige Kalke	Urgoapt
30 m graue Mergel mit einzelnen härteren Bänken, pyritisierte Ammoniten	} Barrême
10 „ basal etwas sandige, graue Mergel, fossilreich	
8 „ bräunliche sandige Kalke	} Hauterive
ca. 100 „ bräunliche Sandsteine und sandig-oolithische Kalke	
10 „ mürbe weiße Sandsteine mit Milchquarzgeröllen	} Valendis
20 „ rotbraune Sandsteine	
20 „ hellbraune feste, etwas glaukonitische Kalksandsteine	
graue bankige Kalke	Jura.

Gleichfalls marin, aber in vorwiegend kalkiger Fazies scheint das untere Neocom in der Sierra de Corbera ausgebildet zu sein, wo über Jura grünliche Mergel sowie rötliche und hellgraue Kalke folgen.

Die zeitliche Begrenzung des Wealdens bzw. der gleichaltrigen marinen Bildungen nach oben hin ist durch die überlagernden Urgoaptkalke gegeben, die von Süden (Sierra Mariola) bis Norden (Provinz Castellón) einen durchgehenden Horizont bilden und mit der Barrême-Apt-Wende, im Norden vielleicht schon ein wenig früher als im Süden, einsetzen. Als Unterlage des Wealdens ist höherer Jura bis einschließlich Mittelkimmeridge durch Fossilien nachgewiesen. Darüber folgen noch etwa 50 m dickbankige fossil-leere Kalke, die sehr wohl Oberkimmeridge vertreten könnten. Das Portland dagegen ist nach dem Funde von *Trigonia truncata* (S. 16) schon in Wealdfazies vertreten, denn diese Art kennzeichnet mit einer Reihe nahe verwandter Formen das Unterportland (*Gravesia gigas*-Schichten). Der Wealden würde somit Portland bis Barrême vertreten — und zwar augenscheinlich nicht

nur in Valencia, sondern auch in den übrigen Teilen des mittleren Spanien; denn überall bilden Urgoaptkalke das Hangende, während die liegenden Jurakalke niemals jüngere Stufen als Kimmeridge enthalten. Das von JOLY behauptete Vorkommen von Portland in Aragon ist, worauf schon FALLOT und BLANCHET aufmerksam machten, durch die angegebenen Fossilien zumindest nicht gestützt.

Die Kenntnis der Wirbeltierfauna des spanischen Wealden ist neuerdings besonders durch ROYO Y GOMEZ gefördert worden, der auch in Valencia Aufsammlungen vornahm. Er nennt von Benagever [34; 128]:

Lepidotus palliatus AG.
 ? *Pleurosternon portlandicum* LYD.
 ? *Cetiosaurus* sp.
Megalosaurus ex. aff. *dunkeri* DAM.
Steneosaurus cf. *obtusidens* ANDR.
Machimosaurus sp. n.
Goniopholis sp.

und hebt die nahen Beziehungen zur Wealdenfauna von Nordfrankreich, Belgien und Norddeutschland hervor.

Urgoapt.

(*c*₁ der Karte.)

Über dem Wealden folgen im ganzen Gebiet und weit darüber hinaus dickbankige, meist stark umkristallisierte, helle Kalke in Urgonfazies. An der Basis lagern, vor allem in Nordvalencia, einige Meter sehr fossilreicher sandig-oolithischer Kalke und Mergel, dann folgen 50—100 m Kalke, die Einschaltungen von Orbitolinenmergeln enthalten und dadurch terrassierte Gehänge bilden. Der höhere Teil setzt sich aus kompakten, zuckerkörnigen, weißlichen, rötlichen, lichtgrauen Kalken zusammen, gelegentlich auch aus dichten hellgrauen Kalken mit großoolithischer und primärbrecciöser Struktur. Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Norden der Provinz mindestens 300 m, nach Süden reduziert sie sich auf 100—150 m; NICKLES maß bei Cocentaina [87,4; 20,2] 90—130 m.

e) Mittel- und Oberkreide.

Obergault—Emscher.

(*c*₂ der Karte.)

Während im nördlichen und mittleren Valencia bis fast an den Júcar herunter das Urgoapt das jüngste Glied des Mesozoikums darstellt, ist im südlichen Teil auch noch Mittel- und Oberkreide

erhalten. In der großen Kreideplatte zwischen Rio Júcar und Rio Montesa herrscht folgender Schichtaufbau:

	Helle sandige Kalke	Oberemscher—Untersenon
ca. 250 m	hellgraue, meist ziemlich feinkörnige, gutgeschichtete, dickbankige Kalke mit einzelnen dünnen Mergellagen	} Emscher (z. T.) Turon Cenoman
" 100 "	grünliche, z. T. etwas sandige, sehr fossilreiche Mergel im Wechsel mit Austernkalcken und hellgrauen, etwas mergeligen Kalcken	
	kristalline dickbankige Kalke	} Oberalb Urgoapt.

Die Mergel, die unter anderm am Júcar nahe Salinas [51,3; 77,5] (im Fossilverzeichnis abgekürzt S), zwischen Ayora und Bicornp [43; 56] (A), an der Bahn nördlich Fuente La Higuera [50,4; 29,4] (F) gut erschlossen sind, enthalten:

- Knemiceras attenuatum* HYATT (= *uhligi* CHOFF.) (S, A, F) (Oberstes Alb)³⁾
Enallaster delgadoi DE LOR. (S, F) (Oberes Alb)
Holctypus aff. *cenomanensis* GUER. (S, F) (Oberalb—Cenoman)
Diplopodia lusitanica DE LOR. (F) (Oberes Alb)
Lima parallela SOW. (S) (Neokom)
Lima sp. (S)
Pecten (Janira) atavus ROEM. (F) (Neokom)
Neithea sp. (S)
Exogyra arduennensis D'ORB. (S) (Apt—Alb)
Anomia laevigata SOW. (S) (Neokom)
Arca fibrosa D'ORB. (S) (Apt—Alb)
Opis neocomiensis D'ORB. (S) (Neokom)
Lucina sp. (S)
Corbis cf. *subaequilateralis* WOLLEM. (F) (Neokom)
Cardium sp. (S)
Cyprina modesta COQU. (S) (Apt)
" cf. *deshayesiana* DE LOR. (S) (Neokom)
Panopaea lateralis AG. (S) (Turon)
" *gurgitis* BRONGN. (S) (Neokom—Alb)
" *arcuata* AG. (S) (Neokom)
Pholadomya gigantea SOW. (S, F) (Neokom)
" cf. *ligeriensis* D'ORB. (S) (Turon)
" *cornueliana* D'ORB. (F) (Apt)
Rostellaria cf. *alpina* D'ORB. (S, F) (Neokom)
Natica praelonga DESH. (S, F) (Neokom)
" *clementina* D'ORB. (S) (Apt—Alb)
" *favrina* PICT. et REN. (F) (Apt)

³⁾ Bereits DE VERNEUIL sammelte, wie CHOFFAT nachträglich feststellte, diese Art bei Bicornp.

- Natica ervyna* D'ORB. (F) (Apt—Alb)
 „ cf. *buliminoides* D'ORB. (F) (Neokom)
 „ *manueli* CHOFF. (F) (Hauterive)
Terebratula sella Sow. (S) (Neokom)
 „ cf. *praelonga* Sow. (F) (Neokom)
 Pycnodentenzähne (F).

Die Kreideceratitengattung *Knemiceras* sowie die Seeigelarten sind leitende Vertreter des Oberen Alb, insbesondere des sog. „Vraconnien“; damit steht auch die übrige Fauna nicht im Widerspruch. Mit dieser Altersbestimmung ist zugleich die Obergrenze für das „Urigoapt“ gegeben: da keine Anzeichen längerer Sedimentationsunterbrechung vorliegen, dürfte es bis ins untere Alb hineinreichen. Die Fauna selbst besitzt west- und südeuropäisches Gepräge. Einige Zweischaler kommen in England und Deutschland vor, die Hauptmasse der Muscheln und Schnecken ist dagegen in Südfrankreich, Portugal, Spanien und Nordafrika heimisch. Die Seeigel sind aus Portugal, Nordafrika, Palästina, Arabien bekannt und kommen oft gemeinsam mit *Knem. attenuatum* vor, das aus Peru, Portugal (aus dem Bellasien CHOFFATS), Santander, Algier und dem Libanon genannt wird.

Die über den mergeligen Basalschichten folgenden hellgrauen bankigen Kalke, die metasomatisch dolomitisiert sein können, entsprechen faziell und stratigraphisch im wesentlichen den Palomitaschichten HAHNES, reichen aber nicht so hoch hinauf, sondern bestenfalls bis ans Ende des Emscher (vergl. S. 21). Sie enthalten häufig Bruchstücke unbestimmbarer Rudisten; bei Millares [61,5; 74,5] fand sich im höheren Teil der Serie

Inoceramus (Boehmiceramus) cf. regularis D'ORB. (Senon)⁴.

Weitere Aufschlüsse mit etwas abweichender Fazies finden sich am Ostfuß des Mondüber bei Jeresa und Jaraco [107; 51]:

	Sandige, helle Zuckerkalke	Oberemscher—Untersenenon
	30 m dichte, graue, bankige Kalke	} Emscher (z. T.) Turon Cenoman Oberalb.
	20 „ plattige, graue Mergelkalke	
ca. 200 „	hellgraue, dickbankige, zuckerkörnige Dolomite und Kalke	
35 „	rötlichbraune, z. T. sandige und schillführende Kalke	
+ 50 „	graue, z. T. etwas sandige Kalke mit einzelnen Mergellagen	
	<i>Pyrula valdensis</i> PICT. et REN. (Apt—Alb)	
	<i>Pterocera aff. riberoi</i> CHOFF. (Hauterive)	
	<i>Pyrina cf. incisa</i> AG. (Neokom)	

4) Nach freundlicher Bestimmung von Herrn Dr. R. HEINZ.

Oberemscher—Untersenon (Coniac-Untersanton).

(c₃ der Karte.)

Bezeichnend für diese Stufe sind helle, sandige Kalke, die Milchquarzgerölle bis Bohnengröße führen können. Ein Profil nahe der Straße nördlich Jaraco [107,7; 52,0] gibt Einblick in die Gesteinsbeschaffenheit:

Dickbankige graue Kalke	höheres Senon
50 m lichtgraue bis weiße, dickbankige, grob zuckerkörnige Kalke und Dolomite	} Untersanton
30 „ ähnliche weiße, lichtgelbe und lichtgraue Kalke und Sandkalke mit bis erbsengroßen Kieseln	
40 „ graue zuckerkörnige Kalke mit vereinzelt sandigen Nestern	
15 „ ähnliche hellgraue Kalke mit groben Milchquarzgeröllen	} Coniac
lichtgraue dichte Kalke	
	tiefere Oberkreide.

Die Mächtigkeit beträgt demnach 100—150 m.

In höheren Teilen dieses Horizonts fanden sich bei Montesa [69,7; 42,5]

<i>Actaeonella gigantea</i> Sow. var. <i>subobtusa</i> FUTT.	} (Coniac- Untersanton)
„ „ „ var. <i>sanctae-crucis</i> FUTT.	
„ „ „ var. <i>renauxiana</i> D'ORB.	

Sphaerulites sp.

Inoceramus (*Boehmiceramus*) *regularis* D'ORB. (Senon)

Die Fauna weist auf die Emscher-Senon- (Coniac-Santon-)grenze hin. Von La Casella östlich Carcagente [95,5; 61,0] liegt (gleichfalls nach Bestimmung von Herrn Dr. R. HEINZ)

Inoceramus (*Boehmiceramus*) *regularis* D'ORB. (Senon)

vor.

Obersanton.

(c₄ der Karte.)

Über den sandführenden, überwiegend lichtgefärbten Kalken des tiefsten Senon folgt ein rund 400 m mächtiger geschlossener Komplex dickbankiger, grauer, körniger Kalke, die nicht selten in zuckerkörnige, graue Dolomite umgewandelt sind. Auch hier handelt es sich, wie die Fossilbruchstücke erkennen lassen, um mehr oder weniger stark umkristallisierte und metasomatisch dolo-mitisierte Rudistenkalke. Ein Querprofil durch die ganze Serie samt Anschluß an das Hangende und Liegende liefert die Straße Genovés-Beniganim zwischen km 5,8 und 6,6 [nahe 88; 45,5].

Campan.

(c, der Karte.)

Geradeso wie unter den grauen Kalken c_4 folgen auch darüber wieder lichtgefärbte Kalke mit lagenweise beträchtlichem Gehalt an Sand und Kiesel. Es handelt sich überwiegend um dickbankige, zuckerkörnige Kalke von rein weißer, lichtgrauer, hellrosa und nicht selten lichtgelber Farbe, die fast stets etwas Sand feineren oder größeren Kornes führen, bisweilen so reichlich, daß grobe Kalksandsteine entstehen. Bis erbsengroße Milchquarzgerölle sind gelegentlich schicht- oder nesterweise eingestreut. Gute Aufschlüsse finden sich gleichfalls an der Straße Genovés-Beniganim jenseits km 6,6 [89; 45], ferner längs der Bahn südlich Genovés [86; 43] und an der Straße Barcheta-Simat [95; 51]. Dickbankige, helle, kristalline Kalke dieses Horizontes werden in den Marmorsteinbrüchen nordöstlich Barcheta [92,5; 51,0] und zwischen Barcheta und Barig (Steinbruch Buscarron) [96,0; 48,0] gewonnen.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt reichlich 400 m; etwa in der Mitte sind grünlichgraue Mergel und knollige Kalke eingelagert (z. B. auf der Paßhöhe bei km 7,4 der Straße Genovés-Beniganim [88,8; 44,7], nördlich Onteniente [72,0; 31,1] usw.), die schlecht erhaltene Cardien und Schnecken führen. Eine Rudistenbank nordwestlich Barcheta [90,0; 50,0], die dem höheren Teil der Schichtfolge angehört, lieferte:

Hippurites (Orbignya) héberti MUN.-CH. var. *vidali* MATH.,

der im Campan des Ariège und Cataloniens nicht selten ist. Auf den gleichen Horizont deutet der von NICKLÈS bei Quatretonda [92,5; 44,0] gemachte Fund von:

Clypeolampas aff. *ovum* GRAT.,

dessen Hauptverbreitung im Obersanton-Untercampan liegt.

Maastricht.

(c, der Karte.)

Das höchste Senon ist bereits durch die ausgezeichneten Untersuchungen von NICKLÈS so genau bekannt, daß an dieser Stelle eine kurze Zusammenfassung genügt. Die recht fossilreiche Gesteinsserie entwickelt sich faziell allmählich aus dem Campan, nur wiegt der Sand gegenüber dem Kalk noch mehr vor, sodaß gelbliche bis braune festere oder mürbere Kalksandsteine und austernführende Sandkalke, die durch Einstreuung von Milchquarz feinkonglomeratisch werden können, vorwalten. Das Alter ist von

(770)

NICKLÈS durch Funde von

Bostrychoceras cf. *polyplacum* ROEM.

Pachydiscus cf. *oldhami* SH.

Hemipneustes leymeriei HEB.

„ *pyrenaicus* HEB.

und anderen leitenden Fossilien bei Quatretonda [92,5; 42,5] sicher gestellt. Die Mächtigkeit erreicht sicherlich 100 m und mag ursprünglich noch größer gewesen sei. Erhalten ist das Maastricht nur an wenigen Stellen im Süden der Provinz, so an den von NICKLÈS studierten Vorkommen nordöstlich Quatretonda und am Südhang der Sierra Mariola [86; 19], ferner zwischen Gandía und Barig [105; 46,6], bei Barig [100; 50], zwischen Gandía und Jeresa [109,9; 48,7], nordwestlich Barcheta [88; 51], bei Los Corrales [95; 50], südlich Játiva [82,7; 46,3].

f) Tertiär.

Oligozän.

(o der Karte.)

Zwischen das weithin transgredierende Burdigal und die Oberkreide bzw. auch älteres Mesozoikum schieben sich im mittleren und südlichen Valencia Vorkommen von älterem Tertiär ein, die immer nur in isolierten Denudationsresten erhalten sind und trotz beträchtlicher Faziesunterschiede doch einer und derselben Stufe angehören dürften.

Profil südlich Agullent [80,0; 28,0]:

	Sandige Konglomerate und Kalksandsteine	Burdigal
	— — ganz flache Diskordanz — —	
ca. 20 m	graugrüne Letten mit einigen Bänken von klingenden Süßwasserplattenkalken	} „Oligozän“
„ 200 „	harte, grobe Kalkkonglomerate, nach oben durch Wechsellagerung übergehend in leuchtend rotbraune Letten mit einzelnen Bänken von weißen, mürben Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten	
	— — ganz flache Diskordanz — —	
	helle Zuckerkalke	unterstes Campan.

Profil zwischen Onteniente und Fontanares [64,5; 23,8]:

	Helle konglomeratische Kalksandsteine	Burdigal
	— — flache Diskordanz — —	
ca. 150 m	grobe, festere und mürbe Blockschotter mit einzelnen Lagen von rotbraunen Letten	} „Oligozän“
	— — flache Diskordanz — —	
	helle kristalline Kalke	tieferes Campan.

(771)

Profil westlich Ayelo de Malferrit [72,5; 33,8]:

	Graugrüne Kalksandsteine	Burdigal		
	— — flache Diskordanz — —			
ca. 80 m	{ graue Mergel mit grüngrauen und bräunlichen, bituminösen, feinkristallinen Gipsen rote Letten und weiße mürbe Sandsteine helle plattige Kalke ziegelrote und grüngraue Letten	} „Oligozän“		
			— — ganz flache Diskordanz — —	
			graugrüne Mergel und mergelige Kalke	mittleres Campan.

Profil am Bahneinschnitt östlich Bellús [86,5; 41,6]:

	Konglomeratische Sandsteine	Burdigal		
	— — flache Diskordanz — —			
2,8 m 0,8 „ 5,5 „ 0,4 „ 3,0 „ 2,2 „ 2,0 „	rote und graugrüne Letten mit einzelnen sandigen Lagen helle sandige Konglomerate hellrote, grünlich gefleckte, stark sandige Letten feine Konglomerate ziegelrote Letten grobe mürbe Konglomerate hellrote Letten	} „Oligozän“		
			— — ganz flache Diskordanz — —	
			helle Zuckerkalke	oberes Campan.

Eine ähnliche, nur erheblich mächtigere Schichtfolge, zu der noch harte plattige Kalke und Gipse hinzutreten, steht nördlich Beniganim [90; 43,5] an. Nördlich Llanera [77,0; 47,7] sind zwischen den Keuper und das Burdigal etwa 100 m blaßrote und graugrüne Letten eingeschaltet, die einzelne Bänke feiner Konglomerate und heller Plattenkalke führen. In dem schmalen Grabenbruch am Südfuß des Gupurracho westlich Fuente La Higuera [50,0; 26,0] sind weiße Sande sowie grünliche und dunkelrote Tone erschlossen.

Profil nördlich der Straße Benifayo-Alfarp [83,7; 79,2]:

	Kalksandsteine	Burdigal
	— — deutliche Diskordanz — —	
ca. 20 m	feinkristalline, hellgraue bis bräunliche, bituminöse, gebankte Gipse mit einzelnen graugrünen Mergellagen	} „Oligozän“
	— — Diskordanz — —	
	graue kristalline Kalke	untere Oberkreide.

Profil in der Nähe der Gipsbrüche von Niñerola [83,3; 88,2]:

	Marine Konglomerate	Burdigal
	— — sehr starke Diskordanz — —	
ca. 150 m	graugrüne und bräunliche, bituminöse Gipse, graugrüne Mergel und helle, plattige Süßwasserkalke, wobei unten die Gipse, oben die Kalke überwiegen	} „Oligozän“
	bunte Gipsmergel	Keuper.

Bei Los Ruices [22,5; 101] und La Cornadilla [21; 102,5] südwestlich Requena sind einige Meter dünnplattiger, heller Kalke, grünlicher Mergel und weißlicher Gipse erschlossen, die etwas ungleichförmig unter dem terrestren Jungmiozän lagern. Trotz gewisser fazieller Abweichungen gehören sie wohl auch in diese Stufe; jungmiozäne Gipse sind hier, im Randgebiete des großen neukastilischen Tertiärbeckens, eigentlich noch nicht zu erwarten.

Aus obiger Profilzusammenstellung ersieht man, daß im Süden der Provinz gröbere, klastische Sedimente vorherrschen, die nach Norden hin allmählich feinerem Detritus und chemischen Niederschlägen Platz machen. Trotz der faziellen Mannigfaltigkeit der Profile gibt es eine Reihe von Gesteinstypen, die oft wiederkehren und damit die Altersgleichheit der einzelnen Ablagerungen wahrscheinlich machen. Einmal die Letten und Tone, die sich durch ihre ziegelrote oder braunrote Farbe von den violettrotten Keupermergeln trennen lassen, mit denen sie früher verwechselt wurden. Weiter die hellen plattigen Süßwasserkalke, drittens die grauen bis bräunlichen, bituminösen Gipse, die sich durch ihre gute Bankung und feinkörnige Struktur von den grobkristallinen Keupergipsen unterscheiden.

Fossilien fanden sich bislang nur bei Niñerola und zwar

Lymnaea sp.

Coretus sp.

Gyraulus sp.

Valvata (bzw. *Ammicola*) cf. *schlosseri* ROYO (Pont)

Solarium sp.

Herr Dr. W. WENZ, der die Bestimmung freundlicherweise durchführte, teilte mir dazu mit, daß sich das Alter hiernach nicht entscheiden lasse. Von Interesse ist das Vorkommen der marinen Gattung *Solarium*, das auf lagunäre Bildung der Gipse und nicht sehr weite Entfernung des offenen Meeres hindeutet. ROYO-GOMEZ nannte (1922) von Niñerola eine Anzahl unterpliozäner Mollusken; da sie aber aus alten Sammlungen stammen und ganz in der Nähe auch Pont ansteht, so können sie nicht viel beweisen. 1926 vergleicht er erneut eine kleine, allerdings nicht spezifisch bestimmte Fauna aus den Gipsschichten mit Formen des Sarmat, läßt aber doch offen, ob es sich um Miozän oder Oligozän handelt.

Die Altersfrage läßt sich somit bislang leider nur mit geologischen Kriterien lösen. Da ist einmal von Bedeutung, daß auf dem „Oligozän“ Burdigal mit oft beträchtlicher Diskordanz ruht, wie bei Niñerola und an andern Punkten (vergl. S. 54 ff.) klar ersichtlich ist. Andererseits hat NICKLÈS in Nordalicante in ähnlichen

Konglomeraten, die gleichfalls zwischen Miozän und Kreide lagern, Gerölle von eozänem Nummulitenkalk gefunden. Hält man beide Angaben zusammen, so ergibt sich mit ziemlicher Sicherheit für die fragliche Schichtserie oligozänes Alter. Als weitere Stütze kann dienen, daß im übrigen nordöstlichen Spanien Schichten ähnlicher Fazies bekannt sind, die zum Teil mit Sicherheit ins Oligozän gehören. Aus Catalonien erwähnen ALMERA, BORN und SCHRIEL rote Konglomerate, Sandsteine und Gipsletten, in denen Unteroligozän nachgewiesen ist. FALLOT beschreibt von Mallorca limnisches, fossilführendes Unter- und Mitteloligozän, das von marinem Mitteloligozän überlagert wird. Auch aus dem Innern der Halbinsel (Castellón, Teruel nach HAENE, FALLOT und BATALLER) ist kontinentales Alttertiär — Konglomerate, rote Letten, Gipsmergel und Süßwasserkalke — bekannt, das nach der Fauna von Montalban gleichfalls ins Oligozän zu stellen ist.

Jungtertiär.

Die Stratigraphie des valencianischen Jungtertiärs, insbesondere des Miozäns, ist keineswegs befriedigend. Der Grund dafür liegt weniger in örtlichen Schwierigkeiten, als vielmehr in der allgemeinen Unsicherheit, die bezüglich der Unterscheidung der marinen Miozänstufen, insbesondere des Burdigal und Helvet, besteht. Erinnerung sei nur an die Diskussionen über das Alter der nordalpinen Molasse und ihre Parallelisierung mit den klassischen Profilen Südfrankreichs. Auch FALLOT und GIGNOUX, die kürzlich eine spezielle Bearbeitung des valencianischen und des übrigen südostspanischen Tertiärs vornahmen und über größere von Kennern wie DÉPERET und ROMAN durchgesehene Aufsammlungen verfügten, haben eine eindeutige stratigraphische Stellungnahme vermieden und meinen, daß der Faunenwechsel zum großen Teile faziell bedingt ist.

Als Grundgerüst der hier durchgeführten Gliederung werden daher die Diskordanzen verwandt, die, wie aus dem Abschnitt Regionale Tektonik ersichtlich ist, als deutliche und durchlaufende Trennungsfugen brauchbar sind. Es lassen sich so unterscheiden:

	Alter nach	
	FALLOT und GIGNOUX	BRINKMANN
Obere limnische Abteilung		Pont
Kontinental-fluviatile Abteilung		Torton-Sarmat
Obere marine Abteilung	Vindobon	Helvet
Untere marine Abteilung	Helvet oder Burdigal	Burdigal

(774)

Die von mir gewählte Einteilung steht mit den paläontologischen Befunden nicht in Widerspruch und besitzt noch weitere Vorteile.

Burdigal.

(m_1 der Karte.)

Im mittleren und südlichen Valencia transgrediert weithin marines Miozän über den älteren Untergrund. Zwischen Manises und Ribarroja [84; 105], dem nördlichsten mir bekannten Vorkommen, sind es gelbliche, mittelkörnige Kalksandsteine mit großen Austern. Bei Niñerola [83,5; 88,1] und Monserrat [77; 85,5] beobachtet man:

Terrestre Schotter	Obermiozän
— — Diskordanz — —	
ca. 40 m mürbe hellgelbe, z. T. etwas glaukonitische marine Kalksandsteine	} Burdigal
5—10 „ marine Konglomerate, Austernbreccien und grobe Sandsteine	
5—20 „ grobe Konglomerate mit einzelnen lockeren Sandsteinbänken, fast oder ganz frei von marinen Fossilien	
— — Diskordanz — —	
Oligozän oder Mesozoikum.	

Bei Llosa [81; 50] sind erschlossen:

Lockere terrestrische Konglomerate	Obermiozän
ca. 50 m gelbbraune, gebankte, marine Kalksandsteine	} Burdigal
3 „ grobe Austernbreccie	
— — Diskordanz — —	
bunte Letten	Keuper.

Am Rande des Montesatales und im Gebiete des Albaidabeckens trifft man im allgemeinen das folgende Profil an:

+ 200 m hellgraue, fast weißliche, kaum geschichtete, sehr fossilarme Molassemergel	} Burdigal
ca. 20 „ hellgraue, etwas sandige Mergel mit einzelnen dünnen Sandsteinbänken	
5—30 „ gebankte, basal etwas konglomeratische Kalksandsteine, sandige Austernbreccien, harte Lithothamnienkalke, sandige Kalke mit Echiniden usw.	
— — ganz flache Diskordanz — —	
dickbankige Kalke mit angebohrter Oberfläche	Oberkreide.

Die Dicke und Fazies der Basalbildungen ist sehr wechselnd, örtlich kann ihre Mächtigkeit bis 100 m ansteigen. Auf der Karte sind diese Schichten nur bei besonders starker Entwicklung ausgeschieden. Konglomerate treten in Südvalencia im allgemeinen

zurück, nur am Nordhang des Gupurrucho [49,5; 27,5] lagern sie mit 150 m Mächtigkeit an der Basis des Burdigals; hier handelt es sich aber um einen seitlich rasch auskeilenden Schuttkegel.

FALLOT und GIGNOUX geben das Alter auf Grund ihrer Aufsammlungen von Torrente [86; 96], Montesa [70; 42] und Bellús [85; 40,5] auf Burdigal oder Helvet an. Mir ist Burdigal wahrscheinlicher, denn weiter südlich zwischen Gandía und Alicante stellen sich unmittelbar unter den hellgrauen Mergeln Kalke mit *Lepidocyclina elephantina*, also sicherlich Aquitan, ein. Hält man die hellen Molassemergel bereits für Helvet, so bliebe für das Burdigal fast kein Platz, zumal nichts auf eine Sedimentationsunterbrechung hindeutet.

Helvet.

(m_2 der Karte.)

Diskordant über dem Burdigal folgt eine nur an wenigen Stellen erhaltene jüngere marine Serie, die stets als dickbankiger Lithothamnienkalk entwickelt ist, wobei an der Basis zuweilen konglomeratische und brecciöse Schichten auftreten. Die Mächtigkeit beträgt bei allen Vorkommen — Alcudia [74,5; 44,5], Montesa [70,5; 42,2], zwischen Onteniente und Fontanares [63,5; 25,5], östlich Genovés [87,0; 46,2] etwa 20 m. Die Fossilien deuten nach FALLOT und GIGNOUX auf Vindobon.

Man kann die Frage aufwerfen, ob sich nicht im Helvet geradeso wie im Burdigal Molassemergel absetzten, die als Tiefwasserfazies dem in beiden Abteilungen entwickelten Lithothamnienkalk zuzuordnen wären. In diesem Sinne ließe sich ein Aufschluß südöstlich Benicolet [99,1; 37,4] (vergl. S. 68) auswerten, wo diskordant über gefalteten Burdigalmergeln eine Lithothamnienkalkplatte lagert, auf der wiederum Molassemergel ruhen. Da aber der tektonische Charakter der Diskordanz nicht gesichert ist, möchte ich einstweilen aus dem Profil keine weiteren Schlüsse ziehen.

Marines Torton.

Aus einem vorübergehenden Aufschluß zwischen Valencia und Ribarroja bei Valencia la Vella [etwa 82,5; 107,5] beschreiben FALLOT und GIGNOUX blaugraue Mergel mit einer reichen marinen, leicht brackischen Fauna, die sie wie ähnliche Mergelgesteine in Bahneinschnitten bei Picasent [88; 87] ins Torton stellen. An sich ist das Vorhandensein einer tortonischen Meeresbucht im Hinterlande von Valencia nicht unwahrscheinlich. Dafür ließe

(776)

sich auch die alte Beobachtung VILANOVAS anführen, der in Aufschlüssen bei Paterna und Manises [um 90; 103] unmittelbar unter Schichten mit *Melanopsis* und *Neritina* (wohl Pont) solche mit *Panopaea*, *Pecten* und Echinodermen feststellte. Andererseits ist es aber doch auch möglich, daß das sogenannte „Torton“ nur eine strandnahe bis lagunäre Randfazies des Burdigalmeeres darstellt; dessen Küstenlinie ja gerade in der Nähe von Valencia gelegen haben muß.

Terrestres Jungmiozän (Torton-Sarmat).

(m, der Karte.)

Während das tiefere Miozän mehr oder weniger auf Südvalencia und das Küstenland von Mittelvalencia beschränkt war, sind die kontinentalen Ablagerungen des Obermiozäns gerade auch im Innern des Landes weit verbreitet. Es sind grobe, undeutlich gebankte, meist ziemlich mürbe, fanglomeratische Schottermassen, zwischen die gröbere und feinere Sandsteine sowie sandige Letten eingeschaltet sind. Seltenerer Einlagerungen sind Mergelkalke, feinblättrige Sapropelite (bei Quesa [63,4; 60,5]) oder geringmächtige Braunkohlenflöze, wie sie früher bei Dosaguas [62,4; 79,7], bei Venta de Mina zwischen Sieteaguas und Buñol [53,2; 98,0] sowie bei Llosa [81,7; 49,9] abgebaut wurden. Innerhalb der Beckenablagerungen läßt sich eine mehr rotbraun gefärbte, grobkonglomeratische bis brecciöse, oft wirr gelagerte Randfazies von der gelblichen bis hellbraunen, feinerkörnigen und besser geschichteten Binnenfazies unterscheiden. Die Mächtigkeit ist sehr wechselnd. Sie kann 100, 200 und mehr m erreichen, so südlich der Sierra Pelenchisa [78; 92], südlich und südwestlich Requena [30; 100], bei Pedralba [66; 110], Sieteaguas [51; 99], Chera [40; 107], Fuente La Higuera [52; 27], schrumpft aber manchmal auf wenige Meter zusammen, wie zwischen Buñol und Turis [63; 91,5], nordöstlich Cheste [72,5; 104,5], bei Monserrat [76; 88], Llosa [81,7; 49,9] usw. Die Mächtigkeitsschwankungen dürften größtenteils primär sein, zum Teil sind sie aber auch durch die diskordante Überlagerung des Pont bedingt (vergl. Abschnitt regionale Tektonik).

Da Fossilien fehlen, läßt sich das Alter nur zwischen Liegendes (Helvet) und Hangendes (Pont) eingrenzen. Nach den Funden, die in den großen kontinentalen Becken Innerspaniens gemacht sind, dürfte die Serie Torton und Sarmat umfassen.

Unterpliozän (Pont).

(p der Karte.)

Das tiefere Pliozän ist durch limnische Ablagerungen vertreten; im nördlichen und mittleren Valencia sind es hellgraue, dichte Kalke, die oft noch die stromatolithische Struktur der Algensedimente aufweisen und deren dicke Bänke durch dünne Mergellagen getrennt werden; im südlichen Teil der Provinz, bei Játiva usw., sind die Kalke mürber, dünnplattiger und gehen nach oben in hellgraue Mergel über. Die Kalke führen in der spanischen Literatur den Namen „Paramoskalk“, da sie vielfach die sterilen Hochflächen (paramos) der inneren Tertiärbecken bilden.

Die Grenze zum Miozän ist meist recht scharf, gelegentlich gibt es aber Übergänge, so beobachtet man südlich Játiva [83,4; 46,0]:

+ 80 m hellgraue Süßwassermergel mit einzelnen plattigen Kalken, Heliciden häufig	} Pont
ca. 25 „ hellgraue mergelige Sandsteine, feinkörnige Konglomerate und plattige Kalke, sehr fossilreich	
+ 20 „ rotbraune lockere Konglomerate	Jungmiozän
— — Störung gegen Kreide. — —	

Zwischen Pedralba und Cheste in der Nähe von Casa del Enebral [63,8; 106,3] schalten sich zwischen die von Süden heranstreichenden Bänke der Süßwasserkalke Konglomeratlagen ein, die gegen Norden und Nordosten mächtiger werden und in denen sich schließlich die Kalke verlieren. Hier sind also die hangenden Teile der „jungmiozänen“ Konglomerate und die tiefsten „pontischen“ Kalke gleichaltrig. Es war jedoch nicht möglich, der Erscheinung auf der Karte gebührend Rechnung zu tragen. Hier ist die Grenze Miozän-Pliozän unbekümmert um kleine Verzahnungen mit dem Einsetzen der geschlossenen Kalke gezogen worden.

Die Paramoskalke führen fast überall Fossilien. Südlich Játiva [84,5; 46,0] wurden gesammelt:

- Bulimus* sp.
- Theodoxus* sp.
- Hydrobia* sp.
- Oestophora pradoi* ROYO (Pont),

südwestlich Los Pedrones [32,7; 80,7]:

- Heliciden*
- Coretus thiollierei* MICH. (Pont-Piazzentin),

sämtlich von Herrn Dr. WENZ bestimmt. Dazu kommen nach ROYO (778)

GÓMEZ (1922) von Requena [34; 101] sowie von Ayora [36; 54]:

Melanopsis costata FER. (Pont)

Coretus thiollierei MICH. (Pont-Piazzentin)

und von Buñol [59; 93,5]:

Mastodon sp.

Tudorella draparnaudi minor DEP. et SAYN (Pont).

Das pontische Alter ist also gesichert. Weitere Säugetierreste sind mit Ausnahme eines Hipparionzahnes von Chelva [43; 129] (auf sekundärer Lagerstätte) nicht bekannt geworden, wohl aber nördlich (Libros und Conud in Teruel, Mas del Olmo in Ademuz) und südlich (Alcoy [86; 15] südlich der Sierra Mariola) des engeren Untersuchungsgebietes gefunden, und zwar zumeist in den basalen Schichten des Pont nahe der Grenze zum Jungmiozän. Von diesen Punkten werden bezeichnende pontische Formen genannt, z. B.

Hipparion gracile KAUP (Pont)

Rhinoceros schleiermacheri KAUP (Pont)

Mastodon longirostris KAUP (Pont),

zu denen etwas ältere oder jüngere Arten wie

Anchitherium aurelianense CUV. (Burdigal-Sarmat)

Aceratherium incisivum KAUP (Helvet-Pont)

Listriodon splendens v. M. (Helvet-Sarmat)

Mastodon arvernensis CROIZ. et JOB. (Piazzentin-Asti)

hinzutreten.

g) Quartär.

(g der Karte.)

Diluviales Alter dürften die die heutigen Täler begleitenden Schotter haben, die teils durch gleichzeitigen Absatz von Kalktuff, teils durch Kalkausfällung aus den Bodenlösungen, die bei dem heutigen trockenen Klima aufsteigen und verdunsten, oft zu festen Nagelfluhbänken verkittet sind. Im Gebirge liegen diese Terrassen heute 10, 20, ja bis fast 100 m (z. B. Chelva [43; 129], Chera [38; 107]) über der Talsohle; am Rande der valencianischen Ebene schließen sie sich zu einem großen Schuttfächer zusammen, der mit flachem Gefälle gegen das Meer hin absinkt. In der Nähe der Küste werden die Schotter von lebhaft rotbraun gefärbten sandig-tonigen Schwemmböden überdeckt. Diese dürften wohl schon alluviales Alter haben, geradeso wie eine Reihe von z. T. ausgedehnten Kalktufflagern (z. B. Tuejar, Chelva, Liria, Alfarp, Llombay, Alcudia), die oft in der Nähe noch fließender Quellen liegen, aber heute nicht mehr fortgebaut werden.

Die Mächtigkeit der quartären Aufschüttungen ist in der valencianischen Ebene recht erheblich, nicht selten liegt die Basis tief unter dem heutigen Meeresspiegel, wie einige Brunnenprofile nach VILANOVA und CORTÁZAR erweisen (in Klammern die ungefähre Höhe über dem Meeresspiegel):

- Puzol (+ 17 m) [101,3; 115]
- 19 m Kalkbreccien und -Konglomerate
- Puig (+ 15 m) [101,5; 112,5]
- 11 m Schotter
- 15 „ Kalktuff
- Buntsandstein
- Meliana 1. (+ 13 m) [97; 106]
- 23 m Sand und Ton
- 23,60 m Kalktuff
- 49,70 „ Sand mit einzelnen Geröllagern
- Meliana 2. (+ 13 m) [97; 106]
- 100 m Sande und Schotter
- Picasent (+ 60 m) [88; 87,5]
- 80 m Schotter
- Carlet (+ 45 m) [82,5; 72,5]
- 80 m Schotter.

Die Fazies der Sedimente deutet darauf hin, daß im Diluvium und älteren Alluvium ein im ganzen feuchteres Klima geherrscht haben muß, denn die Schüttung der Quellen wie auch die Wassermenge der Flüsse war eine erheblich größere. Gleichmäßig über das ganze Jahr waren die Niederschläge wohl auch damals nicht verteilt, sondern sie fielen episodisch und heftig. Dadurch wird, zumindest teilweise, die Tatsache verständlich, daß die Bäche heute im Gebirge und unmittelbar am Gebirgsfuß stark einschneiden, sodaß die diluvialen Nagelfluhgesimse erheblich über der jetzigen Talsohle liegen, während in der küstennahen Ebene Aufschotterung herrscht. Es liegt ja an sich nahe, hier an epirogene Bewegungen zu denken, aber auch der klimatische Wechsel kann dafür verantwortlich sein, da er von den Flüssen die Einstellung auf eine andere Gefällskurve verlangt. Das Einsetzen der verstärkten Tiefenerosion ist erst verhältnismäßig jungen Datums, da auch subrezente Kalktuffmäntel bereits energisch zerschnitten werden.

Die Besiedlung der valencianischen Landschaft war schon in diluvialer Zeit recht eng; davon legen eine Reihe paläolithischer Funde Zeugnis ab, die vor allem in den Höhlen der großen Kalkgebiete gemacht wurden, wobei als Erforscher insbesondere J. VILANOVA, F. HERNANDEZ-PACHECO und H. OBERMAIER zu nennen sind.

Auch die Lage dieser Fundstätten in vielfach großer Entfernung von den heutigen Wasserstellen spricht dafür, daß die Lebensmöglichkeiten sich seitdem sehr geändert haben; damals muß zweifellos das Land wasserreicher gewesen sein. Es sind bekannt geworden: Schädelkunde von Enguera; Artefakte des Aurignac von Játiva, Ollería; des Capsien von Gandía, Buñol; unbestimmten Alters von Oliva; bildliche Darstellungen von Bicorp und Ayora. Genaueres Suchen wird die Zahl der Fundpunkte sicherlich sehr vermehren; z. B. fand ich südlich Liria ebenfalls paläolithische Werkzeuge.

Über die rezente Roterdeverwitterung (auf c_5 -Boden Südvalencias) erschien kürzlich eine Arbeit von E. BLANCK und W. DÖRFELDT.

h) Jungvulkanische Gesteine.

Recht jugendlichen Datums scheinen einige Eruptionen zu sein, die FERNÁNDEZ NAVARRO und HERNÁNDEZ-PACHECO aus dem Südwesten des Gebietes beschrieben haben.

In dem Triasgebiet nahe Cofrentes [35,5; 73,5] treten dichte, glasige Olivin-Feldspat-Basalte und Limburgite auf, teils als Gänge, teils in vier kleinen kraterförmigen Explosionstrichtern, deren Umgebung mit Schlacken und Bomben überstreut ist. Da sich die Eruptionsspuren in nächster Nähe des stark einschneidenden Rio Cabriel so gut erhalten haben, so können sie nur ein sehr jungdiluviales, frühestens jungdiluviales Alter besitzen.

Auch das Gestein des Cerro Negro bei Quesa [64,3; 61,9] ist ein feinkörniger Basalt, der als rundliche Schlotfüllung von etwa 100 m Durchmesser im Keuper steckt. Genauere Anhaltspunkte für das Alter lassen sich hier nicht geben.

Es scheint, daß die Basalte zu einer im Vorlande der Betischen Kordillere weit ausgedehnten Eruptivprovinz gehören, zu der auch die Vorkommen von Ciudad-Real, Serrania de Cuenca, Catalonien (Olot) und den Columbreten zu rechnen sind, die pazifische, aber auch atlantische Gesteine umfaßt, und, soweit Angaben vorliegen, zumeist altalluviales Alter besitzt. Die Eruptionen der Betischen Kette (vom Cabo de Gata bis in die Balearen) brachten meist andesitisches Material zutage und haben nach FALLOT und GIGNOUX mittelmiozänes bis unterpliozänes Alter.

Stratigraphische Tabelle für die Provinz Valencia.

	Stufe	Sig- natur	Petrographische Beschaffenheit
Quartär	Alluvium	q	Junge Schwemmböden, Kalktufflager
	Diluvium		Basalteruptionen von Cofrentes und Quesa Bis 100 m Schotter und Sande der valencianischen Ebene Terrassenschotter und -nagelfluh längs der Täler
Pliozän	Ober-	p	—
	Unter- (Pont)		ca. 100 m helle bankige und plattige Süßwasserkalke und Schneckenmergel
Miozän	Sarmat	m ₃	Bis 200 m terrestre Breccien, Konglomerate, Sandsteine und Letten von gelblicher und rotbrauner Farbe mit einzelnen Einlagerungen von Braunkohle, Sapropelit und Süßwasserkalk
	Torton		
	Helvet	m ₂	20 m massige Lithothamnienkalke
	Tertiär	Burdigal	m ₁
Mitte Mehr als 40 m glaukoniti- sche Kalksandsteine, an der Basis 10—20 m Kon- glomerate und Austern- breccien			
Aquitän			—
Oligozän		o	Süden Bis 200 m grobe Konglome- rate, rote Letten und plat- tige Süßwasserkalke
			Mitte 150 m Gipse, graue und rote Mergel und plattige Süß- wasserkalke
Eozän			—
Paläozän			—
Dan			—
Obere	Se-	c ₆	Süden 100 m feinkonglomeratische Kalksandsteine und gelb- liche Sandkalke
	non		Süden 400 m weiß, gelb und rosa gefärbte, dickbankige, körnige Rudistenkalke, oft sandig und mit Milch- quarzgeröllen

Stufe	Sig- natur	Petrographische Beschaffenheit				
Kreide	Se- non	Santon	<i>c₄</i>	Süden 400 m graue dickbankige, körnige Rudistenkalke und Dolomite	—	
	Em- scher	Ober- (Coniac)	<i>c₃</i>	Süden 120 m weiße und hellgraue Zuckerkalke, sandig und mit Milchquarzgeröllen	—	
		Unter- Turon			250 m hellgraue dickbankige, gut geschichtete, feinkör- nige Kalke mit Rudistenbruchstücken,	
	Cenoman		<i>c₂</i>	an der Basis übergehend in: 100 m grünliche, etwas sandige Mergel mit hellgrauen dichten Kalken wechsellagernd		
Untere Kreide	Ober- Gault	Unter-		Süden 120 m	Norden 300 m	
		Apt	<i>c₁</i>	helle dickbankige Rudistenkalke, an der Basis ooli- thisch und mit Mergellagen		
	Neo- kom	Barrême		Süden 40 m graue Ce- phalopoden- mergel	Mitte 260 m bräunliche, z. T. feinkon- glomeratische	Norden 350 m bunte mürbe Sand- steine, kon- glomeratische
	Haute- rive		8 m braune san- dige Kalke	Kalksandsteine, hellgraue ooli- thische Kalke,	Kaolinsande und Letten	
	Valendis	<i>jc</i>	100 m bräunliche Sandsteine 80 m weiße und rote z. T. fein- konglomerati- sche Sandsteine 20 m hellbraune glaukonitische Kalksandsteine	Lumachellkal- ke, Mergel. Untergeordnet bunte Sandstei- ne und Letten	mit einzelnen Lagen von marinen Kalk- sandsteinen und Mergeln	
Jura	Malm			Süden und Mitte	Norden	
	Kimme- ridge				50 m hellgraue dickbankige Kalke	
	Oxford			Graue plattige Kalke und Mergelkalke	250 m graue plattige Kalke und Mergelkalke mit ein- zelnen eisenoolithischen Lagen	
	Dogger	<i>j</i>			30 m hellgraue dickbankige, kristalline Kalke	
Lias			<i>tj</i>	? Carniolas z. T.		

Stufe	Sig- natur	Petrographische Beschaffenheit
Trias	Ober- Keuper	↑ t_j 40 m hellgraue bis bräunliche, an der Basis zellige, dickbankige, kristalline Dolomite und Kalke
	Mittel- Unter-Keuper	t_3 200—300 m bunte Tone mit Gips und Salz, dünne mürbe Sandsteinlagen; einzelne Ophite
	Muschelkalk	t_2 Westen 20 m hellgraue dünnplattige Mergelkalke und dickbankige, kristalline Eisendolomite Osten 80—100 m
	Ober- Bunt- sand- stein	t'_1 Westen — Osten 90 m rote sandige Letten
	Mittel- Bunt- sand- stein	t''_1 90 m rote dickbankige, kieselige Sandsteine 230 m Wechselfolge von roten und weißen Sandsteinen und sandigen Letten
	Unter- Bunt- sand- stein	t'_4 10 m grobe Quarkonglomerate
Silur Caradoc	s	Graugrüne sandige Schiefer und feine Quarzite

4. Kapitel.
Regionale Tektonik.

Die Provinz Valencia läßt sich in drei ihrem orographischen und geologischen Aufbau nach unterschiedene Teile

Nordvalencia (nördlich des Rio Turia)

Mittelvalencia (zwischen Rio Turia und Rio Montesa)

Südvalencia (südlich des Rio Montesa)

zerlegen, die der regionalen Betrachtung zugrundegelegt sind. Die folgende Beschreibung erstreckt sich auf die einzelnen tektonischen Einheiten innerhalb dieser Landschaften.

a) Nordvalencia.

Bergland westlich von Sagunto.

(Hierzu Abb. 4.)

Die fast 800 m Höhe erreichenden Bergkämme im Westen von Sagunto [103; 122,5], die zwischen dem Palanciatal im Norden und der Ebene von Liria-Bétera im Süden gelegen sind, sind fast ausschließlich aus triadischen Schichten, überwiegend Buntsandstein und Muschelkalk, aufgebaut.

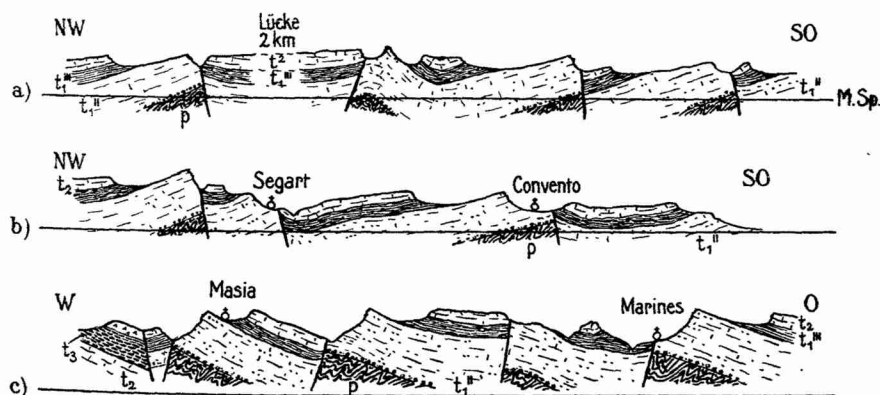


Abb. 4. Drei Profile durch die Berge westlich von Sagunto.

Maßstab 1 : 62 500.

- a) Profil zwischen Segart und dem Castillo von Serra hindurch. Von [90,0 127,0] nach [94,5; 120,0].
- b) Profil über Segart und das Convento südlich Gilet bis fast an die Straße Valencia-Sagunto. Von [93,7; 123,7] nach [100,0; 119,0].
- c) Profil über die Masia Nueva de Garrofera und Marines. Von [76,2; 127,7] nach [83,2; 128,5].

t_3 Carñiolas, t_2 Muschelkalk, t_1''' Oberer Buntsandstein,
 t_1'' Mittlerer Buntsandstein, t_1' Unterer Buntsandstein, p Paläozoikum.

Das Bauprinzip des ganzen Gebietes ist das antithetischer Staffelbrüche (vgl. Abb. 4). An den Störungen, die bereits von Norden her, aus der Provinz Castellón, parallel der Küste heranstreichen, ist zumeist die dem Meere nähere Scholle abgesunken, aber die Sprunghöhe wird durch die Schrägstellung wieder wettgemacht. Der Verlauf der Dislokationen ist in Castellón nordnordöstlich und biegt bei Sagunto am Nordrande der valencianischen Ebene in ostnordöstliche bis ost-westliche Richtung um. Schließlich schwenken die Störungen um das orographisch höchste Massiv des Rebalsadores [88,5; 124,0], das geologisch eine teilweise versenkte Carñiolasmude darstellt, in nordnordwestliche Richtung herum. Das Einfallen der Verwerfungen ist fast stets normal, etwa 60° — 75° . Überschiebungen, die nach C. HAHNE in Castellón eine etwas größere Rolle spielen, treten ganz zurück.

Das Jungmiozän bei Torres-Torres [94; 126] liegt flach diskordant auf höherer Trias und ist von den Staffelbrüchen noch mit verworfen. Daß außer den vorobermiozänen Bewegungen noch solche recht jugendlichen Alters stattgefunden haben müssen, ergibt sich auch aus der Morphologie. Die Härtenunterschiede der Gesteine spielen noch keineswegs die Rolle in der Landschaft, die man nach einer langen Periode rein erosiver Tätigkeit erwarten müßte. Vielmehr fallen tektonische Hochgebiete noch häufig mit orographischen Höhen zusammen und umgekehrt. So bildet der obere Mittelbuntsandstein die beherrschenden Schichtkämme, der weiche Röt liegt relativ hoch und ist erst wenig von Talzügen benutzt, die hingegen nicht selten den abgesunkenen Muschelkalkstreifen folgen (vgl. auch die Profile Abb. 4). Am besten erklären sich die Beobachtungen durch die Annahme zweier nachmiozäner Störungsphasen. Nach einer älteren Bewegung, bei der das Rebalsadoresmassiv einsank, erfolgte eine Einebnung⁵⁾. Darauf setzte erneut eine Orogenese ein, bei der die einzelnen Schrägschollen unter leichter Zerrung staffelförmig gegen das jetzt orographisch hoch liegende Rebalsadoresgebiet absanken.

Gebiet um Villar del Arzobispo.

(Hierzu Abb. 5.)

Westlich der Sagunter Berge beginnen die Schichten generell ganz flach gegen Westen zu fallen; man gelangt so bei Casinos [67; 124] und Alcublas [67; 134] in Jura, bei Villar [57; 127] in Wealden, bei Chulilla [51; 120], Losa [53; 123] und Higneruelas

5) Die weiter westlich gut erhalten ist (vgl. S. 43).

[54; 133] schließlich in Urgoapt, das den tiefsten Teil der weiten, flachen Mulde von Villar einnimmt.

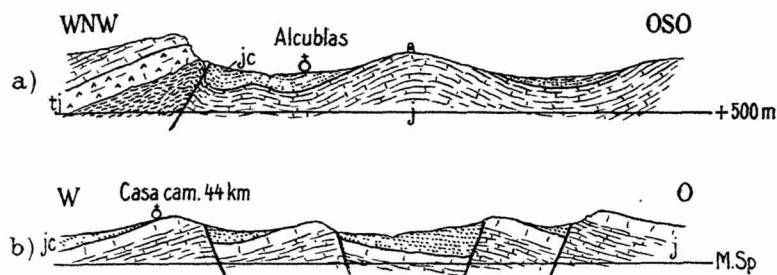


Abb. 5. Zwei Profile aus der Gegend von Villar del Arzobispo.
Maßstab 1 : 50 000.

- a) Profil durch das überschobene Wealdenbecken von Alcublas. Von [65,5; 134,5] nach [70,0; 133,8].
 b) Profil durch den Ostrand der Kreidemulde von Villar, etwa längs der Straße Losa-Casinos. Von [60,0; 124,1] nach [64,1; 124,3].
jc Wealden *j* Jura *tj* Carniolas *t_s* Keuper

Der tektonische Bau ist ähnlich wie bei Sagunto: antithetische Zerrsprünge herrschen vor, die besonders an der Jura-Wealdengrenze leicht zu kartieren sind, aber sicherlich auch die petrographisch einförmigen Gebiete in gleicher Weise durchsetzen (vgl. Abb. 5 b). Dem abweichenden Material entsprechend ist der Fallwinkel der Störungen etwas flacher, meist etwa 55° . Neben den Dehnungsbewegungen spielen aber bereits, vor allem im Norden, in der Nähe von Alcublas, Pressungen eine gewisse Rolle, die sich in leichter Faltung und örtlichen steilen Überschiebungen äußern (vgl. Abb. 5 a). Die Hauptrichtung der Dislokationen ist Nordnordost bis Nordost und damit wieder parallel dem System der Küstenstörungen. Die gleiche Richtung spielt nach C. HAHNE auch weiter nördlich, in der Gegend von Segorbe, eine Rolle.

Da jüngere Sedimente als Urgoapt fehlen, ist das Alter der Bewegungen nicht genau zu ermitteln. Aus der guten Erhaltung einer Verebnungsfläche, die vor allem im Norden des Gebietes, bei Alcublas, Andilla und Higueraulas die verschiedenen Horizonte des Mesozoikums überspannt, läßt sich folgern, daß so junge Bewegungen wie bei Sagunto hier nicht oder kaum wirksam waren.

Gebiet um Chelva.

(Hierzu Abb. 6.)

Nördlich von Loriguilla [48; 122] wird die Kreidemulde von Villar durch eine große, etwa nordnordöstlich streichende und

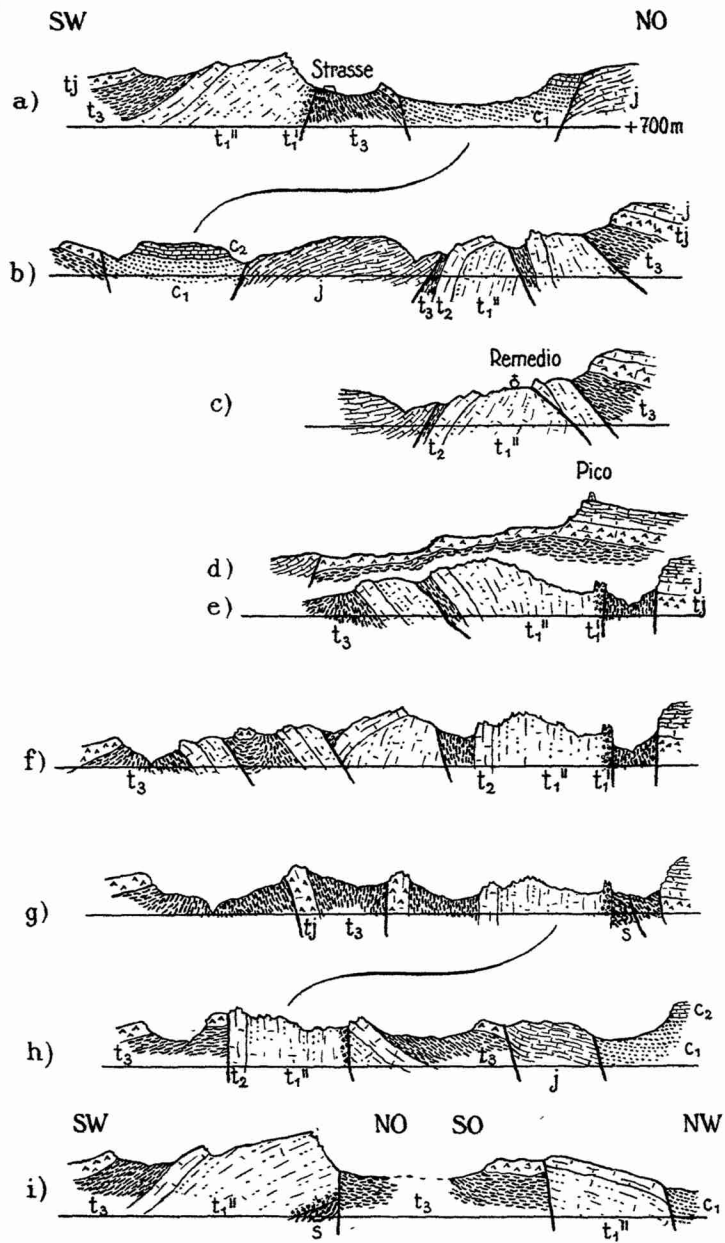


Abb. 6. Neun von West nach Ost aufeinander folgende Profile durch die Tuejar- und Alcotasachse.

Maßstab 1 : 25 000.

ziemlich flach normal fallende Störung abgeschnitten, die von der Straße zwischen Domeño und Losa aufgeschlossen wird. Es folgen hier von Westen nach Osten Keuper, etwas Carniolas, eine einige Meter breite zerquetschte Jurascholle (nach R. EWALD Fossilien des oberen Dogger führend), Wealden; alle Schichtglieder an 30°—60° fallenden Flächen voneinander abgesetzt. Dieser Aufschluß ist somit gänzlich ungeeignet, um eine diskordante Transgression von höherem Jura auf reduzierter Obertrias zu erweisen, wie es R. EWALD und jüngst noch wieder ROYO-GOMEZ wollten.

Westlich dieser Störung folgt bis über Chelva hinaus ein Triasgebiet, in dem, vor allem längs zweier etwa hercynisch streichender Hebungszone, der Tuejar- und Alcotas-Achse, Buntsandstein, ja sogar Paläozoikum auftauchen. Wie aus Abb. 6 und der Karte Taf. 1 ersichtlich, ist der dreieckige Buntsandsteinblock von Tuejar [39,5; 130,5] gegen Nordosten an Keuper angepreßt (Abb. 6a); jenseits eines auffallenderweise ganz normalen Grabens mit Unterkreidefüllung folgt sodann die Alcotaszone, in der umgekehrt Bewegung gegen Südwesten herrscht. Im Prinzip handelt es sich hier um zumeist zwei, gelegentlich auch mehr Schollen, die durch Bewegung von Norden her steil aufgerichtet, überkippt und zum Teil an recht flach nach Nordost fallenden

- a) Profil nördlich Tuejar durch die Tuejarachse (Nordschub!) und den vorgelagerten normalen Unterkreidegraben. Von [39,2; 130,0] nach [40,7; 131,2].
- b) Profil ca. 1 km westlich El Remedio durch den Unterkreidegraben und den Beginn der Alcotasachse (von jetzt ab Südbewegung!). Von [41,4; 129,5] nach [42,5; 132,7].
- c) Profil durch die Alcotasachse dicht westlich El Remedio. Von [42,4; 131,2] nach [43,0; 132,5].
- d) Profil durch den Bergkamm mit dem Pico de Chelva. Von [42,7; 131,0] nach [43,5; 132,8].
- e) Profil durch den Osthang dieses Kammes etwa längs der Straße Chelva-La Yesa. Von [43,2; 130,9] nach [44,2; 132,6].
- f) Profil zwischen der Straße und dem Alcotasbach. Von [43,9; 130,3] nach [44,9; 132,4].
- g) Profil etwa längs dem Bach. Von [45,0; 129,8] nach [46,3; 131,6].
- h) Profil etwa südlich der Fuente de Madrid. Von [48,5; 128,1] nach [50,9; 130,3].
- i) Profil durch das Ostende der Alcotasachse und die nach Nordosten gegen Higuieruelas abgezweigte Achse. Von [50,0; 127,8] nach [51,4; 130,6].

<i>c</i> Urgoapt	<i>tj</i> Carniolas	<i>t''</i> Mittlerer Buntsandstein
<i>jc</i> Wealden	<i>t₃</i> Keuper	<i>t'₁</i> Unterer "
<i>j</i> Jura	<i>t₂</i> Muschelkalk	<i>s</i> Silur (Caradoc)

Flächen aufeinandergeschoben wurden. Alle diese intensiven Schuppungen⁶⁾ vollziehen sich unterhalb einer im Keuper liegenden Abscherungszone, wie man besonders gut aus den Profilen c, d, e von Abb. 6 ersieht. Die beiden überkippten Buntsandstein-Muschelkalkschollen von Profil e tauchen gegen Westen hin unter die Keuper-Carñiolas-Jura-Rippe von d unter und kommen am jenseitigen Talhang im Profil c wieder hervor. Das Störungsgebiet bei El Remedio [43,0; 132,0] stellt also gewissermaßen ein Fenster innerhalb der kaum verworfenen Carñiolas-Jura-Kalkplatte dar. Östlich des Alcotasbaches vereinfacht sich der Bau zu einem dachförmigen Sattel mit streichenden Störungen, dessen beide Flanken südlich Higuieruelas auseinanderweichen und dabei zwei monoklinale Achsen bilden, die eine weite Keuperfläche zwischen sich fassen.

Auch das übrige Triasgebiet bei Chelva ist infolge der Mobilität der Gips- und Salzmergel des Keupers, deren mechanische Eigenschaften in starkem Gegensatz zu der darauflagernden kompakten Kalk- und Dolomitfolge von Carñiolas und Jura stehen, von vielfachen kleinen Störungen durchsetzt, sodaß normale Kontakte Keuper-Carñiolas-Jura zu den Seltenheiten gehören. Wenn einzelne Glieder dieser Folge häufig reduziert sind oder winklig aneinander abstoßen, so handelt es sich m. E. stets um disharmonische Tektonik; keinesfalls vermag ich aus diesen Erscheinungen, wie es ROYO-GOMEZ tat, eine tektonische Phase, die zwischen Trias und Jura liegen soll, zu erschließen. Daß auch die übrigen, von ROYO-GOMEZ gebrachten Argumente nicht stichhaltig sind, wurde bereits ausgeführt (S. 41).

Weiter im Norden, im Bereiche von Alcotas [50; 137], La Yesa [46; 145], Alpuente [42; 142], Titaguas [36; 142] herrscht im wesentlichen der gleiche Bau wie bei Villar; in den Jura sind flache schüsselförmige Mulden von Weald und Urgoapt eingesenkt (Mulde von La Yesa und von Titaguas), im übrigen sind die Schichten durch zahlreiche, überwiegend nordöstlich streichende, mit 50°–60° normal fallende, antithetische Verwerfungen zerstückelt.

Nur an einer Stelle zwischen La Yesa und Ahillas [45; 140] ist noch ein Rest von Tertiär, wahrscheinlich Jungmiozän, erhalten geblieben. Aus seiner ziemlich ruhigen Lagerung läßt sich der Schluß ziehen, daß die Hauptstörungsperiode weiter zurückliegt. Das Fehlen stärkerer junger Bewegungen geht auch schon aus der

6) Auf der Karte Taf. 1 mußte des kleinen Maßstabes wegen notgedrungen eine Vereinfachung eintreten.

weiten Verbreitung der bereits oben (S. 38) erwähnten Verebnungsfläche hervor. Sie liegt nördlich Chelva bei 1000—1100 m und fällt leicht gegen Osten ab (bei Alcublas 800—900 m).

Gebiet nordöstlich von Sinarcas.

(Hierzu Abb. 7.)

Ein ähnliches Gebilde wie die Tuejar-Achse, nur sehr viel größer, stellt die monoklinale Buntsandsteinrippe dar, die sich nördlich von Sinarcas [23; 127] unweit westlich des Turia heraushebt und in westlicher Richtung über Talayuelas [19; 140] in die Provinz Cuenca hinein fortstreicht (Talayuelas-Achse). Die nach Süden einfallende Triasscholle, unter der ein schmaler Streifen von Paläozoikum, wohl Silur, hervortritt, ist an einer senkrechten, oder jedenfalls sehr steilfallenden Fläche nach Norden gepreßt (Abb. 7). Dem gleichen Nordschub lassen sich die kleinen normalen Unterkreidegräben westlich von Los Felipes [30; 135] als Füllung von Zerrspalten zuordnen.



Abb. 7. Profil durch das Ostende der nordbewegten monoklinalen Talayuelas-Achse nördlich Sinarcas. Von [26,0; 135,5] nach [27,5; 139,5].

Maßstab 1 : 50 000.

Zeichenerklärung siehe Abb. 6, S. 41.

In auffälligem Gegensatz zu dieser Bewegungsrichtung steht das nordwestliche Streichen des Sattels, den der Turia unterhalb von Los Felipes durchfließt (Sattel von Los Felipes) und dessen Buntsandsteinkern sehr regelmäßig mit 20°—30° nach Südwesten und Nordosten einfällt.

Da die bei Sinarcas noch stellenweise erhaltenen jungmiozänen Schotter über Jura und Kreideschichten übergreifen und selber nur noch lokal gestört sind, sind die tektonischen Bewegungen in diesem Gebiete im wesentlichen älter.

Ebene nördlich Valencia und um Liria.

Während die Küstenebene südlich von Sagunto, nach den zwei aus den quartären Schuttmassen herausragenden Buntsandsteinhügeln bei Puig [101; 113] zu urteilen, von verhältnismäßig alten Sedimenten unterlagert wird, stehen zwischen Liria und Valencia

jüngere Formationen im Untergrunde an. Die beiden großen Platten von pontischem Süßwasserkalk (Paramoskalk) zwischen Paterna [90; 103] und Bétera bzw. nördlich Liria [76; 116] liegen fast völlig horizontal und weisen nur örtlich Neigungen bis höchstens 8° auf. Sie werden unterteuft von wohl jungmiozänen gelblichen Sandsteinen und rötlichen Letten, die eine schwankende Mächtigkeit aufweisen, gelegentlich auch ganz fehlen können (San Vicente [78,0; 119,3] + 10 m, westlich Liria [74,5; 117,5] + 20 m, südwestlich Liria [75,0; 116,0] 0 m, Mas del Molino [73,3; 113,5] 5 m). J. VILANOVA erwähnt, daß die Pliozänkalke von Paterna von marinen Schichten unterteuft sind, doch fehlen hier heute die Aufschlüsse.

Komplizierter ist das Gebiet um Liria gebaut. Hier sind Schollen von Unterkreide zwischen Keuper und Carriolas eingesunken, und zwar bereits vorobermiozän, da das Tertiär schon auf Trias transgrediert. Aber auch die nachpontischen Bewegungen waren hier noch recht intensiv, wie aus der Verwerfung und der Schrägstellung des Paramoskalkes bis 20° westlich und südwestlich Liria hervorgeht.

Die größte Fläche ist von quartärem Schutt von erheblicher Mächtigkeit (vgl. S. 31) überdeckt. Die älteren, diluvialen Ablagerungen bestehen aus zumeist nur wenig gerundeten Geröllen, die oft zu festen Nagelfluhbänken verkittet sind. Dem Alluvium dürften einzelne Kalktufflager und die die Diluvialkonglomerate überlagernden lebhaft rotbraun gefärbten sandig-lehmigen Schwemm-
böden angehören.

Über pontische Kalke und Muschelkalk hinweg zieht sich eine Verebnung, die allerdings bei der flachen Lagerung nur schwer als solche kenntlich ist. Man könnte bei den Pliozän tafeln an Primärrümpfe denken, aber dann müßte sich die schwache Faltung der Kalkplatte, z. B. der Sattel von San Vicente [78,0; 119,3] nördlich Liria, orographisch bemerklich machen. Es muß sich also auch hier um eine Denudationsebene handeln. Sie liegt nahe Valencia auf 100—150 m Höhe und steigt dann ganz allmählich gegen den Gebirgsrahmen bis auf etwa 200 m. Am Rande des Berglandes, z. B. bei Náquera [91; 120], zwischen Liria und Olocau, ist sie augenscheinlich flexurartig aufgebogen, ungefähr in gleichem Sinne wie die Schichten selbst, und setzt sich dann oben in 700 bis 800 m Höhe als Fastebene fort. Das würde heißen, daß die Einsenkung des valencianischen Flachlandes erst in verhältnismäßig junger Zeit vor sich ging und daß eben dieser Vorgang die alten Ebenheiten in tieferes Niveau brachte und dadurch in

größerer Ausdehnung erhielt. Ganz ohne Stauchung ist es dabei naturgemäß nicht abgegangen, dafür sprechen die zwischen Náquera und Rafelbuñol gelegenen kleinen Sättel mit Röttern [95; 114] [95,5; 112,5], die sich buckelförmig über die aus Muschelkalk bestehende Bergfußebene erheben. Auch später gingen wohl die Bewegungen an den gleichen Flexurscharnieren weiter, jedenfalls ist auffällig, daß bei Náquera die diluvialen Schotterbänke 10° — 15° geneigt sind und sehr hoch, bis 300 m, hinaufreichen. Mit dem Gesagten soll allerdings keineswegs behauptet sein, daß das gesamte valencianische Flachland durch junge Senkungsvorgänge entstand. Ausräumungen kamen hinzu, vor allem dort, wo die randlichen Hochgebiete aus weichen Schichten bestanden, so bei Liria und Casinos, wo wahrscheinlich Wealden im Untergrunde verbreitet ist.

Gebiet um Bugarra.

(Hierzu Abb. 8.)

Zwischen Gestalgar [56; 114] und Pedralva [65; 114] quert der Turia ein großes, nord-südstreichendes Triasgebiet, in dessen Kern Muschelkalk und Röt heraustreten, und das im Norden mehr horstartig, im Süden sattelförmig gebaut ist, die Bugarra-Achse. Nördlich des Turia ist es eine breite Keuperplatte mit zahlreichen eingeschuppten Schollen von Carniolas; ihr Westrand ist ziemlich normal gebaut, am Ostrand dagegen ist die Schichtserie von der Obertrias bis zum Weald steil aufgerichtet, zum Teil sogar etwas überkippt und durch Verwerfungen stark reduziert

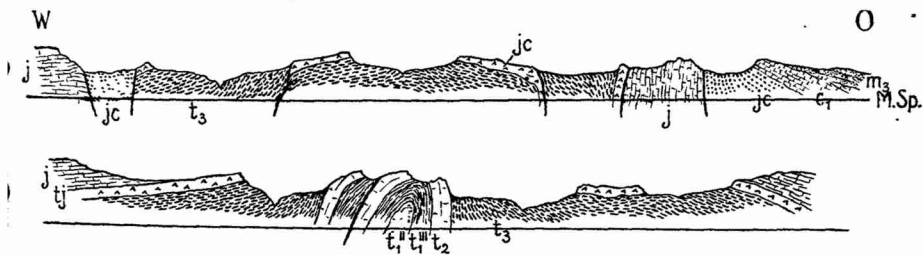


Abb. 8. Zwei Profile durch den gegen Osten übergelegten Bruchsattel von Bugarra.

Maßstab 1:50 000.

- a) Profil etwa 1 km nördlich des Turia bei Bugarra. Von [59,2; 115,8] nach [64,5; 115,0].
 b) Profil etwa $2\frac{1}{2}$ km südlich des Flusses. Von [55,0; 112,0] nach [61,3; 112,2].
 m_3 Jungmiozän, im übrigen vgl. Abb. 6, S. 41.

(vgl. Abb. 8a). Die gleiche Asymmetrie der Sattelanlage herrscht südlich des Turia, auch hier fällt der Ostflügel steiler als der

Westflügel, zudem ist die Bewegungsrichtung gegen Osten durch die steile Überschiebung und den schiefen Bau des axialen Muschelkalk-Rötaufbruchs stark betont (Abb. 8b).

Wie aus der diskordanten Auflagerung des Tertiärs hervorgeht, das am Turia auf Urgoapt liegt und weiter südlich zwischen Bugarra und Cheste [69; 102] bis auf den Keuper des Sattelkernes übergreift, ist die Anlage der nach Osten übergelegten Bugarra-Achse wesentlich vorobermiozän. Die terrestren Konglomerate des Jungmiozäns haben bei Pedralva sicherlich an 100 m Mächtigkeit, nehmen aber bei Casa del Enebral [63,8; 106,3] ganz plötzlich auf etwa 20 m ab. Die Mächtigkeitsreduktion des Miozäns vollzieht sich durch primäres Auskeilen, indem die Konglomerat- und Sandsteinbänke dünner werden und sich zum Teil zwischen die liegenden Paramoskalke einschieben. Infolge der Verzahnung ist die auf der Karte angegebene Grenze zwischen Pont und Obermiozän in diesem Bezirke nicht als Alters-, sondern nur als Faziesgrenze zu werten.

Attische Bewegungen, an die man hier leicht denken könnte, lassen sich somit nicht nachweisen; dagegen ergibt sich eine schwache posthume nachpontische Wölbung der Bugarra-Achse aus der Schrägstellung des Pliozäns um 15–20°.

b) Mittelvalencia.

Bergland zwischen Sinarcas und Chera.

(Sierra del Atalaya und Sierra de Utiel.)

(Hierzu Profil 1 auf Taf. 1 u. Abb. 9.)

Im großen und ganzen südlich des Turia beginnt eine Zone von weithin regelmäßig in Nordwest-Südostrichtung durchstreichenden Falten und Bruchfalten, mit denen wir tektonisch Mittelvalencia beginnen lassen wollen. Hercynische Elemente gibt es allerdings auch schon weiter nördlich (Sattel von Los Felipes S. 43, Tuejar- und Alcotas-Achse S. 41), aber erst hier beherrschen sie das Bild.

Die nördlichste Muldenzone — vgl. hierbei Profil 1 auf Taf. 1 — tritt auf der Karte nicht sehr hervor, da sie nur flach ist und in ihrem Kerne zumeist Kalke des höheren Jura enthält; nur wo streichende oder Querstörungen hinzutreten, ist etwas Wealden eingesunken, z. B. bei Bercuta [37,2; 126,8], Collado Estrecho [39,9; 124,0], Jorgola Baja [42,4; 122,2] und Alta [43,5; 121,5], Fuente Fech [49,0; 117,0] (Mulde von Bercuta). Südlich davon folgt ein ebenfalls im Jura liegender flacher Sattel, der bis süd-

westlich von Sot de Chera [50; 115,5] zu verfolgen ist (Sattel von Sot).

Das wichtigste und am längsten aushaltende tektonische Element ist jedoch die Atalayamulde, die fast 50 km streichende Länge erreicht, wobei den Nordrand fast stets ein echter Bruch begleitet (55° – 80° fallend). Ihr Westende liegt nördlich von Sinarcas [23; 127], nach dorthin heben sich die Schichten immer mehr heraus, und schließlich vergittert sich die Atalaya-Mulde mit der Talayuelas-Achse in der Weise, daß die Buntsandsteinschollen am Ostende der Achse zugleich den umlaufenden Schluß der Mulde darstellen.

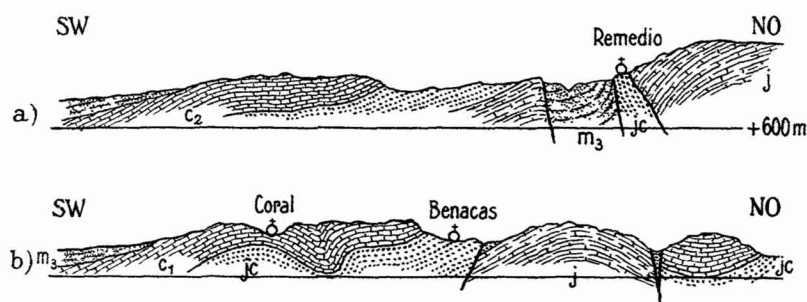


Abb. 9. Zwei Profile durch die gegen Südwest bewegten hercynischen Falten und Brüche am Nordrand des Tertiärbeckens von Utiel und Requena.

Maßstab 1 : 50 000.

- a) Profil durch den Graben von El Remedio (nordöstlich Utiel) bis in den Sattel der Sierra de Utiel. Von [27,7; 113,5] nach [31,5; 116,5].
- b) Profil nördlich Requena über den Coral de Los Confites und Casa Benacas. Von [37,9; 107,0] nach [37,0; 110,5].

m_3 Jungmiozän, im übrigen vgl. Abb. 6, S. 41.

Bislang waren die Falten normal gebaut, mit der Annäherung an die Tertiärebene von Requena-Utiel jedoch beginnen sie unsymmetrisch zu werden und sind gegen das Becken vorbewegt. So ist der nächste große, aus Jura aufgebaute Sattel der Sierra de Utiel nach Südwesten auf einen schmalen Graben von terrestrem Miozän überschoben (vgl. Abb. 9 a) und auch weiter östlich sind die kleineren Falten, die sich hier einstellen, in der gleichen Richtung übergelegt (Abb. 9 b).

Die Tertiärversenkung von Chera [45; 112,5] stellt einen echten Grabenbruch dar, dessen östlicher Randsprung mit etwa 55° oder etwas darüber einfällt. Die Urgoaptunterlage tritt gelegentlich horstartig zwischen dem Jungtertiär heraus.

Zwei tektonische Hauptphasen sind zu unterscheiden, eine vorobermiozäne und eine nachmiozäne, sicherlich auch nachpontische. In der ersten vollzog sich die hercynisch streichende Hauptfaltung, in der zweiten eine schwache Nachfaltung unter Bildung von mit Tertiär erfüllten streichenden und Quergräben, wobei die Vorbewegung gegen Südwesten, die sich schon bei der ersten Orogenese andeutete (z. B. nördlich Requena), bedeutend schärfer heraustrat.

Orographisch lag das Gebiet im Obermiozän hoch, erlitt intensive Abtragung und wurde erst ziemlich spät von terrestrischen Schuttmassen eingedeckt — deshalb die grobe Randfazies nördlich von Utiel-Requena.

Der nachpontischen Phase folgte eine erste Einebnung auf ca. 1100 m, die auf der Sierra de Utiel und den Kreidehöhen beiderseits Chera noch gut erhalten ist. Heute liegt sie als deutliche Treppenstufe über der nächst tieferen, schon mehrfach erwähnten Hauptverebnung, die hier etwa 800 m einhält. In neuerer Zeit dringt der Sot, also das Turiasystem, im Graben von Chera stark gegen das Flußgebiet des Rio Magro vor, wie sich zwischen Requena und Chera gut beobachten läßt.

Bergland zwischen Chera und Chiva.

(Sierra de las Cabrillas.)

(Hierzu Profil 2 auf Taf. 1 u. Abb. 10.)

Auch hier ist das beherrschende Element wieder die Atalayamulde, bzw. -muldengraben, die unbekümmert um den zweifelsohne jüngeren Quergraben von Chera weiterstreicht (vgl. Profil 1, Taf. 1). Nordwestlich Chiva [nahe 62; 104] erreicht sie ihr Ende und vergittert sich hier mit der südlichen Fortsetzung der Bugarraachse in einer Weise (vgl. die Karte Taf. 1), die die Folgerungen nahelegt, daß die Nord-Südfaltungsrichtung (mit Bewegungstendenz gegen Osten) älter ist als die nordwest-südöstliche (mit Schub gegen Südwesten), die ihrerseits wieder von Obermiozän diskordant überdeckt wird.

Der Südrand der Falten wird auch hier von einer Zone starker Südwestbewegung, dem Tertiärgraben von Sieteaguas [49,5; 99,5], begleitet. Wie die Profile Abb. 10a, b sowie die Karte Taf. 1 zeigen, ist das Tertiär der Grabenfüllung von Nordosten her von Obertrias überschoben, während es am Südrand auflagert oder nur schwach verworfen ist. Inmitten des Grabens stößt an einer Stelle eine Unterkreidescholle durch, die gleichfalls etwas gegen Süden gepreßt ist.

(796)

Wie im Fortstreichen, ist auch hier die Hauptfaltung des Mesozoikums vorobermiozän — man vergleiche etwa die Lagerung am Ostende der Atalayamulde nordwestlich Chiva oder das Tertiärrelikt bei Casa Catre [52,0; 107,6], das diskordant über den Kern

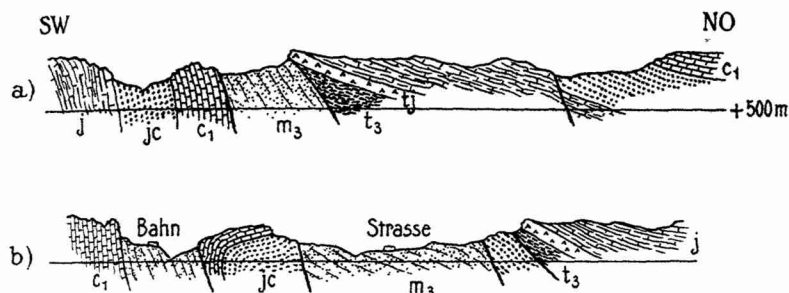


Abb. 10. Zwei Profile durch den von Nordost her überschobenen Tertiärgraben von Sieteaguas.

Maßstab 1 : 50 000.

- a) Profil nördlich Sieteaguas, etwa gegen Casa Carrascal. Von [49,0; 100,7] nach [52; 103,9].
 b) Profil zwischen Sieteaguas und Buñol. Von [53,7; 95,3] nach [57,0; 98,8].
 m_3 Jungmiozän, im übrigen siehe Abb. 6, S. 41.

der Atalayamulde hinübergreift. Die jüngere Orogenese ist nachpontisch, da nordwestlich Buñol noch Paramoskalk verworfen ist, sie bewirkte auch hier eine energische Südbewegung. Jünger ist sodann wieder die große Einebnungsfläche, die zwischen Gestalgar und Sieteaguas auf etwa 800 m liegt und sich nach Osten leicht senkt.

Flach- und Hügelland zwischen Turiaunterlauf und Sierra Pelenchisa.

(Hierzu Abb. 11.)

Die Zone der hercynischen Falten, die für Mittelvalencia kennzeichnend sind, streicht auch gegen das Küstenland fort, ja setzt hier sogar schon etwas weiter nördlich mit dem Rodanasattel [um 74; 108] ein, der allerdings nicht nach Südwesten, sondern gegen Nordnordosten vorgewölbt ist, wie aus der Randüberschiebung und der Asymmetrie der Falten hervorgeht (siehe Abb. 11). Nach Osten, gegen Valencia zu, bricht er staffelförmig ab. Weiter südlich folgt dann der Sattel der Sierra Pelenchisa [um 79; 94], der als schwache Hebungszone nach Westen bis in das Jungtertiär bei Godelleta [69; 94] zu verfolgen ist; der Kreidekern besitzt einen etwas steileren Südflügel.

Die ersten Bewegungen an diesen beiden Aufwölbungen fanden schon in vormiozäner Zeit statt, da bereits Burdigal transgrediert. Intramiozän ist sodann die kleine Diskordanz zwischen Meeresmolasse und Obermiozän am Ostende des Pelenchisasattels. Die

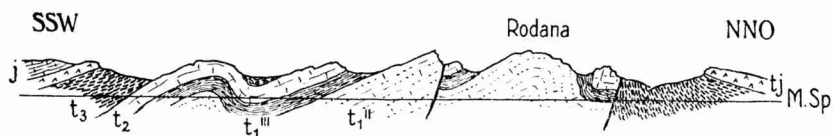


Abb. 11. Profil durch den Rodanasattel (Nordschub!) zwischen Villamarchante und Ribarroja. Von [75,0; 104,8] nach [76,3; 109,0].

Maßstab 1 : 50 000.

Zeichenerklärung siehe Abb. 6, S. 41.

Hauptfaltung jedoch ist nachpontisch, da der Rodanasattel gegen Jungtertiär gepreßt ist, das auch an der Sierra Pelenchisa noch bis 40°, fast konkordant mit der Kreide, aufgerichtet ist.

Das übrige Gebiet, soweit es nicht von jungen Schuttmassen bedeckt ist, wird aus fast horizontalen Schichten des Miozäns und Unterpliozäns aufgebaut, die möglicherweise allerdings einen komplizierteren mesozoischen Unterbau verhüllen.

Hochfläche zwischen Requena, Utiel und dem Rio Cabriel.

(Hierzu Profil 1 auf Taf. 1.)

Beträchtliche Flächen des inneren Spanien werden von dem neukastilischen Tertiärbecken eingenommen, dessen Ausläufer bis in das westliche Valencia hineinreichen. Im jüngeren Miozän wurde diese große Geosynklinale von Schottern, mürben Sandsteinen, Sanden und Letten erfüllt, wobei sich eine grobkonglomeratische bis brecciöse, kaum geschichtete und oft rotbraun gefärbte Randfazies von den mehr gelblich getönten, feinkörnigeren und ruhiger abgelagerten Schichten des Beckeninnern unterscheiden läßt. Aus der Faziesverteilung muß man erschließen, daß die mesozoischen Höhen nördlich Utiel [25; 110] und Requena [34; 101] wenigstens zeitweilig Abtragungsgebiet waren, daß jedoch gegen Osten der ehemalige Sedimentationsbereich beträchtlich über die heutige Verbreitungsgrenze vorgriff. Über dem Miozän folgt konkordant das Pont mit Süßwasserkalken und Mergeln.

Die Lagerung ist, von geringen randlichen Aufbiegungen abgesehen, fast flach und ungestört; desto größeres Interesse besitzt aber der Untergrund des Mio-Pliozäns (vgl. Profil 1 auf Taf. 1).

Da das Tertiärbecken von jungmesozoischen Höhen umgeben ist und das Miozän randlich überwiegend auf Urgoapt transgrediert, sollte man erwarten, diese Formationen auch im Beckeninnern als Unterlage zu finden. Stattdessen schaut ganz überwiegend Keuper unter dem Tertiär heraus: bei Caudete [19; 109], zwischen Requena und Rebollar [42; 99], bei Ortunas de Abajo [40,0; 88,8], bei Casa de Redicas [38,9; 79,1] und längs des Tals des Rio Cabriel. Man gewinnt aus diesen Tatsachen unbedingt den Eindruck, daß die ganze Tertiärebene von Keupermergeln (z. T. auch Carniolas oder Muschelkalk) unterteuft ist, das Tertiär also einem großen Horst auflagert, gegen den die Randgebirge im Norden und Osten oder auch einzelne isolierte Schollen, wie die Sierra de Bicuerca, abgesunken sind. Einige Stellen, wie Casa Redicas und die Umgebung von Rebollar zeigen zudem, daß die Randverwerfungen dieses Keuperhorstes oftmals dicht unter der Tertiärgrenze einherlaufen, sodaß sie zumeist noch gerade verdeckt, gelegentlich aber auch schon freigelegt sind.

Der Gang der Ereignisse war also der, daß in vormiozäner⁷⁾ Zeit ein Triashorst entstand, der fast die Umgrenzung des heutigen Tertiärbeckens besaß; im Obermiozän-Pont wurde sodann dies orogene Hebungsgebilde zu einer terrestren Geosynklinale, wobei sich allerdings der epirogene Senkungsbereich nicht genau an die Keuperfläche hielt, sondern besonders nach Osten hin darüber hinausgriff. Später, und zwar zeitlich zwischen Pont und der großen jungpliozänen Verebnung, fand ein schwaches orogenes Nachsinken des heutigen Beckens statt, das zu einer geringen randlichen Schrägstellung des Tertiärs führte.

Sierra de Malacara.

(Hierzu Profil 2 auf Taf. 1.)

Südlich der Überschiebungszone des Grabens von Sieteaguas folgt ein Gebirgszug, der durch einen schmalen hercynischen Tertiärgraben in zwei Teile zerlegt ist (vgl. Profil 1, Taf. 1). Am nördlichen Teile fällt die abweichende, steiler nordwestliche Streichrichtung auf, die, wie aus dem Übergreifen des kontinentalen Tertiärs hervorgeht, bereits in älterer Zeit entstanden sein muß.

Der Graben von Los Yegueros [51,2; 92,8] ist von steilgestelltem Tertiär erfüllt, das aber nur örtlich und in geringem Maße von Norden her überschoben ist. Der Graben weist ebenso wie der vormiozäne flache Jurasattel der südlichen Malacara öst-

7) Ja, schon in voroligozäner Zeit, im Falle die Gipse bei Los Ruices [22; 101], wie vermutet, Oligozän sind.

lich Mijares [46; 93] das normale hercynische Streichen auf (Mijares-Sattel).

Der Ostteil der Sierra de Malacara bis südlich Requena stellt ein flachwellig gefaltetes Kreidegebiet dar, das von der Hauptverebnungsfläche gekappt wird, die in 800—850 m Höhe über Urgoapt, weiterhin über die Paramoskalke des neukastilischen Tertiärbeckens hinweggreift. Der Malacaragipfel (ca. 1000 m) überragt das Flachrelief erheblich; schon im Miozän muß sich etwa an dieser Stelle ein Hochgebiet befunden haben, das die sehr groben Schotter bei Mijares lieferte.

Die Südgrenze der Malacara wird durch einen schmalen Keuperhorst mit einigen eingeklemmten Carniolasschuppen und aufgesetzten flachtransgredierenden Jungmiozänrelikten gebildet. Dieser Keuperstreifen stellt das schmale Verbindungsstück zwischen den großen von Tertiär überdeckten Flächen im Westen und denen im Osten dar, denn unmittelbar nach dem Austritt aus dem Gebirge verbreitert sich das Horstgebiet wieder erheblich. Auch hier dürften die Randverwerfungen dicht unter der Tertiärgrenze herlaufen, man vergleiche etwa die Karte Taf. 1 bei Buñol, Alborache und Macastre [um 60; 92]. Es ist von Interesse, daß der für das Randgebiet des neukastilischen Beckens festgestellte Bewegungsablauf: vormiozäne Horstbildung, spätere Einsenkung, auch für diese schmale Zone Gültigkeit besitzt, denn die Obermiozänvorkommen liegen hier beträchtlich tiefer als das umgebende Mesozoikum.

Sierra de Martés.

(Hierzu Profil 2 auf Taf. 1.)

Das schmale, fast 1100 m hohe Schneidengebirge der Sierra de Martés, das auf etwa 700 m gelegene Hauptniveau weit überragt, wurde in vormiozäner Zeit zum erstenmal gefaltet, wobei die heute den Kamm bildende Kreidekalkmulde (Martésmulde) entstand, die im Norden und Süden von streichenden Überschiebungsfächen begleitet ist. Bereits im Jungmiozän befand sich an der Stelle des Gebirges eine schuttliefernde Anfwölbung, die von einem Saum grober Randfazies umgeben wurde (z. B. in der Gegend von Viñuelas [41; 84] im Westen, dem Rio Magrotal im Norden, bei El Oro [49; 80,5] im Südosten). Zwischen das Pontikum und die große Einebnungsperiode fällt auch hier die zweite Orogenese, die wiederum weniger Faltung, als vielmehr Südschub an ziemlich steilen Flächen, zum Beispiel bei Venta de Gaeta [45; 81,5], im Gefolge hatte.

(800)

Südlich dieses Ortes ist es mit den spürbaren Wirkungen des tangentialen Schubes plötzlich vorbei. Hier beginnt eine flache Kreidekalktafel, die gelegentlich durch zweifellose Zerrsprünge zerstückelt ist und zwischen die sich ein Keuperhorst, eine keilförmige Ausstülpung des großen westlichen, unter Tertiär begrabenen Keupergebietes, drängt. Rekonstruiert man den vorobermiozänen Zustand aus der Auflagerungsfläche des Tertiärs, so ist ersichtlich, daß die Hauptzüge der Tektonik schon damals bestanden: eine horizontale Neokomscholle im Norden, dann ein Keuperhorst und südlich davon eine tief abgesunkene Tafel von Oberkreide.

Sierra de Dosaguas und Sierra del Ave.

(Hierzu Abb. 12.)

Die Sierra de Martés findet ihr landschaftliches Gegenstück und ihre tektonische Fortsetzung in der Sierra de Dosaguas, von der sie durch eine etwa 5 km breite Kreidetafel getrennt ist. Das Tertiär (Jungmiozän mit einem zeitweise abgebauten Kohlenflöz) des langen schmalen Grabens von Dosaguas [59; 79] lagert im allgemeinen im Süden auf, stößt dagegen im Norden mit einer steilen Störung, auf der eine ganze Reihe von Quellen entspringen, an der Kreide der Sierra ab, die mit einem knieförmig gebogenen Sattel mit nördlich angefalteter Mulde (der Martésmulde) etwas gegen Süden drängt (Profil Abb. 12a). Weiter nach Norden hin verklingt die Faltung bald, und gegen Süden, gegen den Júcar zu,

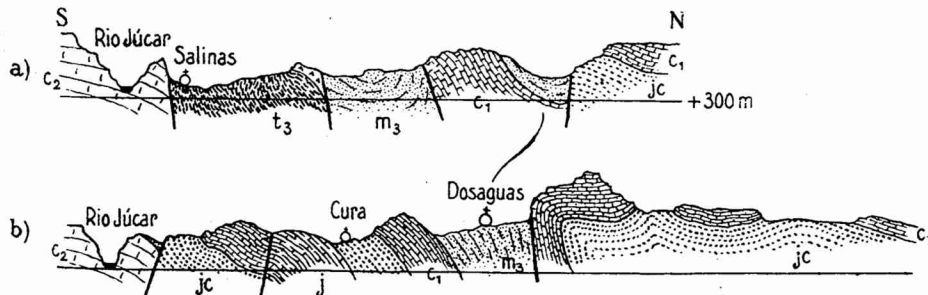


Abb. 12. Zwei Profile durch die herzynischen Bruchfalten der Sierra de Dosaguas.

Maßstab 1 : 50 000.

a) Profil 3 km östlich El Oro über Casa Salinas. Von [52,0; 78,0] nach [52,0; 82,2].

b) Profil über Dosaguas und Casa del Cura in der Richtung auf Millares. Von [59,7; 76,6] nach [59,2; 83,5].

c₂ Oberalb-Unteremscher, m₃ Jungmiozän, im übrigen vgl. Abb. 6, S. 41.

hören geradeso wie südlich der Sierra de Martés die tangentialen Schubbewegungen auf. Es folgen noch eine Reihe streichender Verwerfungen, die mit der Bildung des südlich Dosaguas spitz endenden Keuperhorstes in Verbindung stehen, dann beginnt wieder die randlich etwas abgebogene, große Oberkreideplatte (vgl. Abb. 12 b).

Gegen Osten hören die Störungen auf und von den Falten bleibt in der Sierra del Ave nur eine ganz breite flache Antikline bestehen, die etwa parallel dem Júcar auf die Gegend von Gárdara [78,5; 58] zustreicht.

Umgebung des Besorimassivs und des Rio Magro-Unterlaufs.

(Hierzu Spezialkarte Taf. 2, Abb. 13 u. Taf. 4, Fig. 1.)

Wie bereits erwähnt (S. 52), divergieren mit dem Eintritt in das valencianische Hügelland die Randverwerfungen des schmalen Keuperhorstes, der sich zwischen der Sierra Malacara im Norden und der Sierra Martés im Süden hindurchzieht. Der nördliche Randsprung läuft etwa zwischen Buñol und Alborache hindurch und hält dann vermutlich die Richtung auf Chiva inne; der südliche begleitet nördlich der Sierra de Dosaguas den Rio Magro, umschlingt sodann mit etwa vogelkopfförmigem Grundriß den Besori [82; 81] und setzt wahrscheinlich nach Süden in Richtung auf Alberique [83; 61] weiter. Die Sprünge selbst, die ein ziemlich steiles (60° — 90°), rechtssinniges Einfallen besitzen, sind sehr selten sichtbar, vielmehr in der Regel durch einen Tertiärstreifen bedeckt, der einerseits auf Kreide, andererseits auf Keuper aufruhrt, ohne selbst noch irgendwie gestört zu sein.

Die Keuperfläche, die von Macastre [59; 90] ab bis Turis [66; 90] und Monserrat [76; 87] das breite Tal des Rio Magro begleitet, ist von ihrer Tertiärdecke — Obermiozän in wiederum stark schwankender Mächtigkeit, darüber pontischer Süßwasserkalk — befreit und legt die Tektonik des Untergrundes offen. Wie immer ist der mobile Keuper in sich sehr stark gestört, enthält einige eingeklemmte Carñiolasschollen und zwischen Turis und Montroy auch einige langgestreckte Schuppen von Muschelkalk, die ziemlich flach, mit etwa 30° — 40° nach Süden auf Keuper aufgeschoben sind, während eine kleinere gegen Osten bewegt ist. Da das benachbarte Tertiär ganz ungestört lagert, so dürfte es sich um Süd- und Ostbewegungen handeln, die zumindest älter als Obermiozän sind.

Von besonderem Interesse ist die durch ihre Gipsbrüche be-

kannte nähere Umgebung der Masia de Niñerola [83,1; 87,3], wo schon J. VILANOVA, D. DE CORTÁZAR und M. PATO, schließlich in jüngster Zeit J. ROYO-GÓMEZ eingehendere Untersuchungen anstellten. Letzterer erkannte den sattelförmigen Bau mit dem Keuperkern in der Mitte, ließ aber die Frage nach den Alters- und Lagerungsbeziehungen zwischen dem marinen Miozän und der gipsführenden Schichtfolge offen. Wie aus den Profilen Abb. 13 a—c und der Spezialkarte Taf. 2 hervorgeht, handelt es sich bei Niñerola um zwei miteinander vergitterte Achsen, eine etwa nord-südstreichende mit Keuperkern (Abb. 13 a, b), eine zweite ost-westliche (Abb. 13c), die nicht so stark aufgewölbt ist. Beide sind von jüngeren Schichten, Miozän und Pliozän, ummantelt, woraus sich schon ergibt, daß die Gipsschichten zumindest alttertiären (und zwar wohl

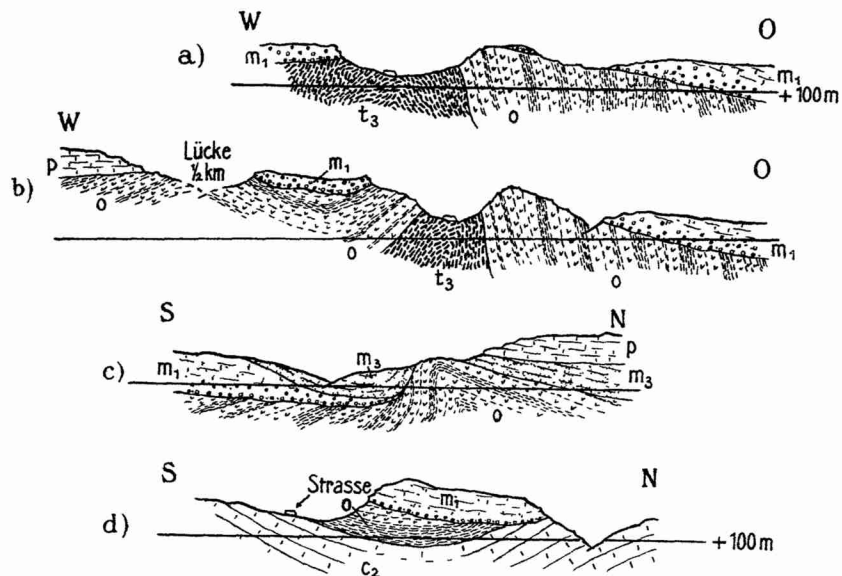


Abb. 13. Vier Profile durch die Oligozänvorkommen von Niñerola und des Besorimassivs zur Veranschaulichung der jungtertiären Diskordanzen (vgl. Taf. 2).

Maßstab a—c 1 : 12 500, d 1 : 50 000.

- a) Profil etwa 500 m nördlich Niñerola. Von [82,1; 88,3] nach [82,9; 88,4].
- b) Profil etwa 300 m nördlich Niñerola. Von [81,1; 88,2] nach [82,7; 88,1].
- c) Profil westlich Casa Trinidad. Von [81,0; 87,4] nach [81,0; 88,1].
- d) Profil 4 km östlich Alfarp über die Straße Alfarp-Benifayo hinweg. Von [83,8; 78,5] nach [82,8; 80,7].

t_3 Keuper	m_1 Burdigal
c_2 Obergault-Unteremscher	m_3 Torton-Sarmat
o Oligozän	p Pont

oligozänen) Alters sein müssen. Sie liegen dem Keuper schwach diskordant auf, wenigstens haben die Triasmergel mit ihren vielen Gipsgängen und gefalteten Tonen eine sehr viel stärkere Durchbewegung mitgemacht als das Oligozän, dessen Gips kaum sekundär gewandert ist. Sehr beträchtlich ist die Winkeldiskordanz zwischen Oligozän und Burdigalmolasse, und zwar ist bemerkenswerterweise in der Nord-Südachse der Ostflügel (bis 90° gegenüber 30° — 50° , vgl. Abb. 13 a, b), in der Ost-Westachse der Südflügel (70° gegenüber 15° , vgl. Abb. 13 c) stärker aufgerichtet, eine Einseitigkeit der Faltung, die auch noch bleibt, wenn man die späteren Bewegungen wieder ausglättet. Wir treffen demnach hier wiederum wie schon bei Monserrat, Turis (S. 54) und bei Bugarra (S. 45) auf tektonische Schubrichtungen gegen Süden und Osten, deren Alter früher unbestimmt bleiben mußte, sich aber jetzt genauer, jedenfalls auf die savische Phase, festlegen läßt.

Bereits zu Beginn der Burdigaltransgression war der Keuper-sattel geöffnet, er wurde aber durch jüngere Störungen noch steiler aufgefaltet. Eine intramiozäne Phase ergibt sich aus dem diskordanten Abschneiden der Meeresmolasse durch terrestres Jungmiozän am Westflügel des Niñerolasattels; die Winkeldiskordanz mag hier 10° — 15° erreichen (vgl. Taf. 2). Aber auch die beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen des Jungmiozäns, auf die schon mehrfach aufmerksam gemacht wurde, sind — zumindest an dieser Stelle mit Sicherheit — durch eine orogene Bewegung zwischen Miozän und Pliozän (also in der attischen Phase) bedingt. In dem Tälchen östlich von km 17 der Straße Monserrat-Torrente kann man ganz gut erkennen, wie der unterpliozäne Paramoskalk über petrographisch verschiedene, bald sandige, bald konglomeratistische Bänke des Untergrunds übergreift, und an einer Stelle [81,4; 89,95 auf Taf. 2] ist auch eine örtliche stärkere Diskordanz von 15° — 20° erschlossen, die auf Taf. 4 Fig. 1 abgebildet ist. Das Pont liegt im allgemeinen horizontal, ist aber gelegentlich, so nahe km 22 der Straße Turis-Picasent, noch flach bis 10° gewellt.

Bald südlich von Niñerola transgrediert das Burdigal auf der Kreide des Besorimassivs, der Randsprung gegen Keuper ist also wieder verdeckt. Zieht man in Rücksicht, daß bei Niñerola selbst bereits Oligozän auf Keuper auflagert, so kann man das Alter des großen Verwerfungssystemes genauer als bislang bestimmen: es muß in voroligozäner Zeit entstanden sein.

Das Besorigebirge wird zwischen Alfarp [80; 78] und Benifayo [91; 79] von einer schmalen, ost-west streichenden Mulde durchzogen, in der sich noch einmal Ähnliches wie bei Niñerola beob-

achten läßt. Die Kalksandsteine des Burdigal transgredieren am Muldennordflügel auf Kreide, am Südflügel dagegen auf einer Folge von mächtigen Gipsen und düsterroten Tonen, die ihrerseits annähernd konkordant der Kreide aufrufen (vgl. Abb. 13 d). Hier liegt also gleichfalls eine Diskordanz zwischen Untermiozän und einer gipsführenden Schichtfolge vor, die man bei ihrer großen faziellen Ähnlichkeit mit den Gesteinen von Niñerola wohl auch dem Oligozän zurechnen darf.

Sierra de Corbera.

(Hierzu Profil 3 auf Taf. 1, Abb. 14 u. Taf. 5—6, Fig. 3—5.)

Östlich von Alcira und Carcagente erhebt sich das Massiv der Sierra de Corbera, das im Osten fast die Küste erreicht und im Süden orographisch mit der Sierra Grosa und den Bergen um Gandía verschmilzt. Geologisch kann man das Gebirge als eine Fortsetzung jener großen hercynisch streichenden Zone mit Bewegungstendenz gegen Südwesten betrachten, zu der die Sierras de Martés und de Dosaguas gehören.

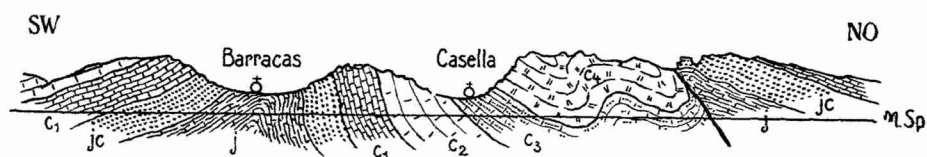


Abb. 14. Profil durch die vorwiegend gegen SW gefaltete Sierra de Corbera über Las Barracas und La Casella. Von [95,0; 56,8] nach [97,3; 64,2].

Maßstab 1 : 50 000.

<i>j</i> Jura	<i>c</i> ₁ Urgoapt	<i>c</i> ₃ Oberemscher-Untersanton
<i>je</i> Wealden	<i>c</i> ₂ Obergault-Unteremscher	<i>c</i> ₄ Obersanton

Drei Antiklinalzonen durchziehen die Sierra de Corbera (vgl. Profil Abb. 14): die nördlichste (Sattel v. La Murta) ist nur einseitig ausgebildet und mit ihrem Jurakern auf die im Südwesten vorgelagerte Oberkreidemulde überschoben. Die mittlere, der die Bahn Carcagente-Tabernes eine Strecke folgt (Sattel v. Las Barracas), besitzt umgekehrt einen steileren Nordostflügel und läßt sich mit abnehmender Hebungintensität bis in die halbkuppelförmige Aufwölbung am Ostfuß des Mondüber [104; 48,5] verfolgen. Die südliche schließlich, die von Barcheta [91; 50] gegen Manuel [85; 53] zu verläuft, ist nur ganz schwach angedeutet und symmetrisch gebaut. Trotz des gleichen Streichens ist also die Bewegungsrichtung in diesen drei Achsen nicht einheitlich; während die

nördliche noch die übliche Südwestbewegung aufweist, macht sich in der zweiten eine neue Schubrchtung bemerkbar.

Der Untergrund der breiten Fläche des unteren Vallidignatales mit den Orten Tabernes, Simat, Benifairo [101; 54] ist von jungen Schuttmassen überdeckt, wahrscheinlich wird er, nach einem Aufschluß bei Tabernes zu urteilen, von einem Keuperhorst eingenommen.

Morphologisch treten auch in der Sierra Corbera noch einzelne Flächenstücke hervor, die man trotz ihrer geringen Höhenlage (400—500 m, weiter nordöstlich in dem isolierten Culleramassiv [105; 67] sogar nur 200—250 m) wohl der Hauptverebnung zurechnen muß. Gegen das Meer zu streichen die Ebenheiten frei in die Luft aus, — sie sind augenscheinlich durch junge Brüche abgeschnitten.

In die Hauptverebnungsfläche eingesenkt und daher jünger sind einige heute verkarstete flache Hochtäler, eins von Aguas Vivas [86,4; 57,2] und Barracas [86,2; 57,6] auf Carcagente, ein zweites von Simat auf Barcheta, ein drittes von Barig [101; 49] auf Barcheta zu gerichtet. Alle drei streben nach Nordwesten oder Westen, sind also auffälligerweise vom Meere fortgewandt und erst in relativ junger Zeit durch steilwandige Schluchten von der Küste aus angezapft. Den morphologischen Gegensatz zwischen den beiden Taltypen kann man aus Taf. 5, Fig. 3 u. 4 ersehen. Das erste Bild bietet einen Blick aufwärts in das Hochtal von Barcheta-Barig, das zweite von der Talwasserscheide aus eine Ansicht der jungen Schlucht, die dieses Hochtal von Gandia aus anschneidet. Sieht man, und das liegt ja nahe, die Umkehr der Entwässerungsrichtung als eine Folgeerscheinung der Küstenabbrüche an, so läßt sich das Alter derselben näherungsweise ermitteln. Sie müssen einerseits jünger als die nachpontische Hauptverebnung und auch noch jünger als die von der Küste abgewandten Hochtäler sein, andererseits älter als die bereits im Diluvium bestehenden gegen Osten gerichteten Talzüge. Man geht daher wohl nicht fehl, wenn man die Küstenabbrüche etwa an die Grenze Pliozän-Diluvium stellt.

Gebiet nördlich Játiva.

(Hierzu Abb. 15.)

Nördlich von Játiva [82; 46] dehnt sich ein teilweise von Tertiär überlagertes Keupergebiet aus, das gegen Osten hinter Barcheta allmählich ausspitzt und nach Norden hin höchstwahrscheinlich unter jüngeren Deckschichten mit den Keuperflächen der Umgebung des Besori in Zusammenhang steht.

Bemerkenswert ist der tektonische Bau. Keuper mit einzelnen Schollen von Muschelkalk und Carñiolas ist an einer Stelle von Oligozän, im übrigen aber von Burdigalmolasse überlagert, der Obermiozän und Pont aufrufen. Die ganze Folge ist zu einem Sattel (Sattel von Sellent) aufgefaltet, der mit seiner Ostnordostrichtung fast senkrecht auf dem hercynischen Streichen der Sierra Corbera steht (vgl. Abb. 15). Bemerkenswert ist auch die deutlich gegen Norden gehende Schubrichtung (Carñiolas südlich Barcheta, Muschelkalkschuppe südlich Sellent [77; 51]).

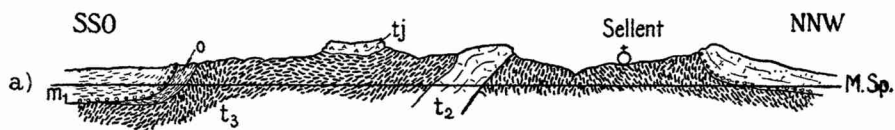


Abb. 15. Profil durch den nordbewegten Sattel von Sellent.
Von [78,0; 47,5] nach [75,8; 52,9].

Maßstab 1 : 50 000.

t_2 Muschelkalk, t_j Carñiolas, im übrigen vgl. Abb. 13, S. 55.

Was das Alter der Bewegungen betrifft, so sind die großen Randstörungen des Keuperhorstes einerseits voroligozän, andererseits nachobersenon, dürften also laramisch oder pyrenäisch sein. Recht flach ist die Diskordanz zwischen Oligozän und Miozän. Intra-miozäne Bewegungen waren nicht unmittelbar nachweisbar, sind aber doch wahrscheinlich. Auffällig ist jedenfalls, daß die mächtigen hellen Mergel des Burdigal zwischen Rotglá [78,3; 48,3] und Llosa [81; 50] plötzlich verschwunden sind. Zum Teil liegt hier eine fazielle Vertretung vor, da die Kalksandsteine bei Llosa mächtiger geworden sind als weiter westlich, zum Teil aber dürfte eine intra-miozäne Heraushebung der Achse mit nachfolgender Abtragung mitgewirkt haben. Die Hauptaufaltung des Sattels von Sellent ist aber unbedingt nachpontisch, da ja auch noch die Paramoskalke bis 40° und mehr aufgerichtet sind. Eine posthume Wölbung scheint bis in die jüngste Zeit fortzuwirken, denn der Sattel erhebt sich, trotzdem er aus relativ weichen Gesteinen besteht, über seine Umgebung und wird vom Rio Albaida in einem verengerten Tal durchschnitten. Das Gebiet zwischen Llosa und Játiva hingegen, in dessen Untergrund ebenfalls Keuper und Tertiär anstehen dürften, ist von mächtigen Schottermassen erfüllt und stellt gegenüber der Schwelle von Sellent wohl ein junges Senkungsfeld dar.

Tafelland zwischen Rio Júcar und Rio Montesa.

(Hierzu Abb. 16 u. Taf. 4, Fig. 2.)

Den Südwesten der Provinz Valencia nimmt ein großes Gebiet mit fast sôhlig gelagerter Oberkreide ein, das wegen seines geringeren tektonischen Interesses von mir nur flüchtig begangen wurde. Eingehende Kartierungen dürften hier voraussichtlich noch einige Ergänzungen liefern, vor allem was die Verbreitung des marinen Tertiärs und ev. auch älterer oder jüngerer Kreidestufen betrifft.

Die Nordgrenze der Platte ist bereits S. 53 und auf den Profilen Abb. 12 a, b dargestellt. Auf die Südbewegungen in den Sierren de Martés und de Dosaguas folgen ziemlich unvermittelt einige echte Verwerfungen, die dem Júcar parallel streichen und an denen etwas Tertiär eingeklemmt ist. Weiter südlich schließt sich dann das fast ungestörte Tafelland an.

Im Westen grenzt es an das neukastilische Tertiärbecken. Wiederum treffen wir hier auf die Erscheinung, daß das Bergland aus Kreide aufgebaut ist, daß aber die großen Tertiärflächen auf Keuper auflagern und daß die Randverwerfungen dieses größtenteils verdeckten Horstgebietes gleichfalls wieder gerade unter der Tertiärgrenze einherlaufen. Auf der ganzen über 40 km langen Strecke von Cofrentes [37; 73] über Ayora [36; 54] bis an die Straße nach Almansa herunter wird die Störung selbst niemals sichtbar, weil die Verwerfungsnarbe sich später eingesenkt hat, sodaß sie heute durch eine Tertiärmulde verdeckt ist, deren Ostflügel auf der randlich abgebogenen Kreide, deren westlicher auf Keuper auflagert (vgl. Profil Abb. 16). Im allgemeinen handelt es sich um Jungmiozän, bei Ayora hingegen tritt nach J. VILANOVA und D. DE CORTÁZAR auch marines Untermiozän in Form von Konglomeraten und Sandsteinen auf, dessen genauere Abgrenzung auf der Karte unterblieb.

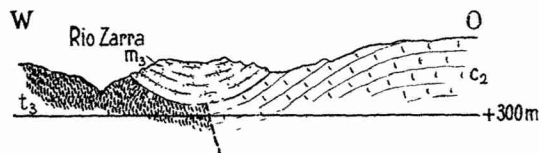


Abb. 16. Profil durch den Westrand der Kreideplatte. Verdeckte Randstörung gegen Keuper. Etwa $2\frac{1}{2}$ km nordöstlich Jarafuel. Von [36,7; 65,7] nach [39,0; 66,0].

Maßstab 1 : 50 000.

t_3 Keuper c_2 Obergault-Unteremscher m_3 Jungmiozän

Auch am Ostrande, bei Sellent, ist die Kreideplatte in vor-oligozäner Zeit gegen Keuper verworfen, der sich überdies in Gestalt eines langen eigenartig geformten Horstes von Anna [73; 50] über Navarrés bis Bicorp [60; 62] in die Kreidetafel gewissermaßen hineingefressen hat. Auch dieses ursprünglich orogene Hochgebiet hat, wie die übrigen Keuperaufbrüche, später wieder eine leichte muldenförmige Einsenkung erfahren, die die Erhaltung von einzelnen Tertiärrelikten längs des Horstes ermöglichte. So ist Burdigal nach J. VILANOVA, D. DE CORTÁZAR, E. HERNÁNDEZ-PACHECO und anderen bei Quesa entwickelt; ich habe es allerdings bei meinen, wie gesagt in diesem Gebiet nur weitmaschigen Begehungen nicht angetroffen. Nach E. HERNÁNDEZ-PACHECO dürfte sich auch der Keuper noch in südwestlicher Richtung, bis fast südlich des Caroch [49; 58] fortsetzen, also etwas weiter als auf der Karte angegeben.

c) Südvalencia.

Gebirge zwischen Gandía und Játiva.
(Ostteil der Sierra Grosa.)

(Hierzu Profil 3 auf Taf. 1, Abb. 17 u. Taf. 5—6, Fig. 3—5.)

An die Sierra Corbera schließt sich südlich ein weites Bergland an, das ebenfalls überwiegend aus Oberkreide besteht, jedoch eine gänzlich abweichende Struktur aufweist. Es handelt sich im wesentlichen um eine monoklinale, nur schwach gefaltete Platte, die nach Süden gegen das Tertiärbecken der Albaidamulde absinkt und die nicht mehr in hercynischer, sondern in Ostnordost- bis West-Ostrichtung streicht.

Gegen die Sierra de Corbera ist sie durch eine durchlaufende Störung abgegrenzt, die zumeist den Charakter einer Verwerfung, zuweilen auch den einer steilen Überschiebung besitzt („Südvalencianischer Abbruch“). Am Albaidadurchbruch bei Genovés [86; 46] und südlich Barcheta ist die Kreide gegen den oben (S. 58) besprochenen Keuperhorst an einer 70° — 90° rechtsinnig fallenden Störungsfläche abgesunken (Profil Abb. 17 a). Östlich Barcheta spitzt der Triashorst zwar aus, aber der Keuper erfüllt doch noch weiterhin die Verwerfungsspalte als schmale Schmiermittelzone (Abb. 17 b, c), die bei Barig [101; 49] (Abb. 17 d) und schließlich wieder nahe der Küste bei Jersa [108; 49] (Abb. 17 e) auf kurze Strecke linsenförmig zu größerer Breite anschwillt⁸⁾.

8) Der Keuper bedingt, vor allem bei Barig, sehr starke Quellen. Etwa 1 km südwestlich des Dorfes verschwinden alle Quellbäche wieder in einem Saugloch und treten wahrscheinlich in der sehr starken Quelle bei Simat, 250 m tiefer, erneut zu Tage.

Auf Abb. 17 sind diese eigenartigen Verhältnisse auf einigen Schnitten dargestellt, die zugleich eine Erläuterung zu den Lichtbildern auf Taf. 5 u. 6 (Fig. 3—5) bieten.

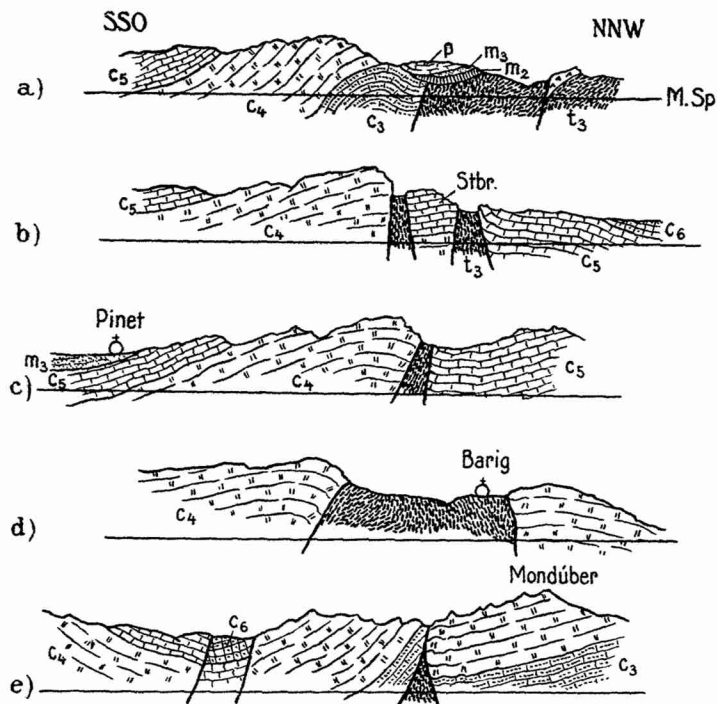


Abb. 17. Fünf Profile durch den südvalencianischen Abbruch am Nordrand der Sierra Grosa zwischen Játiva und Gandía. Reihenfolge von W nach O.

Maßstab 1 : 50 000.

- a) Profil etwa 3 km östlich Genovés. Von [89,5; 44,7] nach [88,5; 48,5].
 b) Profil durch den Marmorsteinbruch Buscarrón. Von [96,5; 46,4] nach [95,7; 49,5].
 c) Profil zwischen Steinbruch und Barig. Von [97,8; 44,7] nach [97,5; 49,3].
 d) Profil durch Barig. Von [101,0; 46,3] nach [101,0; 50,5].
 e) Profil über den Mondüber zwischen Jeresa und Barig. Von [105,5; 45,0] nach [103,7; 49,3]. Vgl. Taf. 6, Fig. 5.

t_2 Keuper	m_1 Burdigal
c_3 Oberemscher-Untersanton	m_2 Helvet
c_4 Obersanton	m_3 Torton-Sarmat
c_5 Campan	p Pont
c_6 Maastricht	

Aus Abb. 17a und der Karte Taf. 1 sind auch Anhaltspunkte über das Alter der orogenen Bewegung zu entnehmen. Östlich

Genovés liegt über dem Randsprung des Keuperhorstes ganz ähnlich wie zwischen Cofrentes und Ayora (Abb. 16, S. 60) eine schmale Tertiärmulde. Als ältestes Glied transgredieren über Keuper bzw. Oberkreide Lithothamnienkalke mit Basalbreccien, die ich nach Analogie mit andern Vorkommen für Helvet halten möchte. Darüber folgen terrestre, wohl obermiozäne Konglomerate, die anscheinend nach Osten hin das Helvet flach abschneiden. Deutlich diskordant, und zwar im Sinne einer Heraushebung der Sierra Grosa gegenüber ihrem Vorland im Obermiozän oder um die Miozän-Pliozänwende liegt sodann pontischer Süßwasserkalk, der am Mulden-südrande stellenweise mit sandiger Basalschicht auf Oberkreide übergreift und selbst noch bis 30° eingefaltet ist.

Für eine intramiozäne Aufwölbung der Sierra Grosa sprechen auch die terrestrischen Konglomerate von Pinet [98; 45], die ihrem petrographischen Charakter nach Obermiozän sein dürften. Sie lagern direkt der Oberkreide auf, wurden also abgesetzt, nachdem die mächtige Serie der burdigalen Molassemergel, die wenige km südlich bei Luchente noch erhalten sind, bereits von dem Rücken des Gebirges abgetragen waren.

Eine spätere posthume Heraushebung des Gebirges scheint sich darin anzudeuten, daß die Hauptverebnung in der Sierra Grosa etwa 100 m höher liegt (500—600 m) als in der nördlich vorge-lagerten Sierra de Corbera (400—500 m).

Die bislang nur aus morphologischen Kriterien erschlossenen Küstenabbrüche, die vom Ostrand der Sierra de Corbera bis nach Gandía und darüber hinaus den geraden Rand des Berglandes gegen das Flachland bedingen, lassen sich hier auch geologisch erweisen: östlich der Straße nach Gandía ragt nahe Jeresa [110; 49] ein niedriger Buckel heraus, der aus Maastricht und Campan besteht, im Gegensatz zu den höheren Bergen westlich, die aus tieferem Senon aufgebaut sind (Sprunghöhe etwa 600 m).

Gebiet zwischen Játiva und La Encina.

(Westteil der Sierra Grosa, Gupurrucho, Montesatal.)

(Hierzu Profil 4 auf Taf. 1, Abb. 18, 19 u. Taf. 4, 6, 7, Fig. 2, 6—8.)

Die große Kreideplatte südlich des Júcar, die das nördliche Vorland der Faltenregion der Sierra Grosa usw. bildet, ist an ihrem Südrande unter etwa 25° abgebogen. Darauf legen sich fast konkordant, mit mehr oder weniger mächtigen Basalbildungen von Konglomeraten, Sandsteinen und Lithothamnienkalken beginnend, lichtgraue Burdigalmergel, die mehrere 100 m Mächtigkeit erreichen und örtlich, wie bei Montesa und Alcudia, von jüngeren Tertiär-

stufen, Mittel-Obermiozän und Pont bedeckt werden. Südlich der Tertiärmulde (Montesamulde) erhebt sich der Sattel der Sierra Grosa. In seinem Ostteil war dieser Gebirgszug nur monoklinal gebaut; vom Albaidadurchbruch (zwischen Játiva und Genovés) [85; 45] ab erhält er auch einen Nordflügel⁹⁾ und läßt sich als streckenweise symmetrischer, streckenweise aber auch als deutlich einseitiger Sattel mit steilem bis senkrechtem Nordflügel bis nach Mogente verfolgen (vgl. Abb. 18 a u. Prof. 4, Taf. 1). Kleinere Komplikationen bilden einige auf der First eingesunkene Gräben (Játiva, [83; 45] s. Prof. Abb. 18 a; Vallada [69; 35]) und ein schmaler, fast axialer Keuperaufbruch zwischen Vallada und Mogente [62; 34]. Bei und westlich von diesem Orte beginnen streichende Störungen und Einbruchsbecken den Sattel zu zerfasern (Abb. 18 b). Zuerst verschwindet der Nordflügel, schließlich versinkt östlich Fuente La Higuera [51; 26] die Kreide völlig

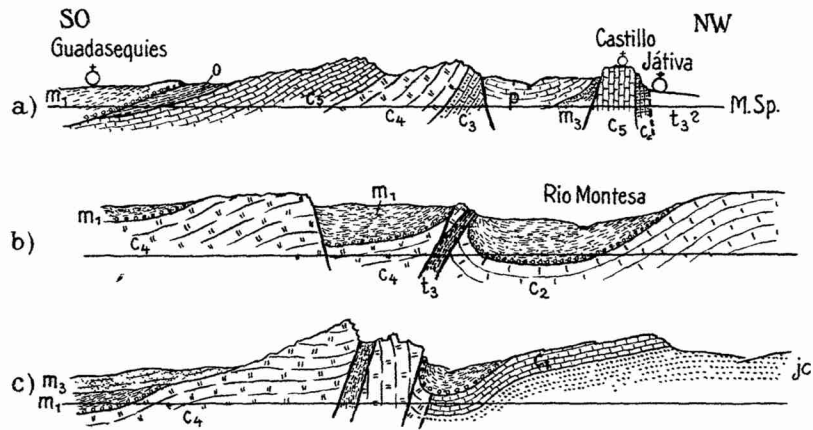


Abb. 18. Drei Profile durch den Westteil des Sierra Grosa-Sattels. Reihenfolge von O nach W.

Maßstab 1:100 000.

- a) Profil durch den Sattel bei Játiva. Von [85,0; 39,0] nach [82,5; 46,7].
- b) Profil durch die Keuper-Kreide-Aufbruchzone zwischen Mogente und Fuente La Higuera. Von [59,4; 26,0] nach [56,0; 33,5].
- c) Profil durch den Gupurrucho und sein nördliches Vorland westlich Fuente La Higuera. Von [49,9; 25,3] nach [48,0; 28,7]. Vgl. Taf. 7, Fig. 8.

jc Wealden, c₁ Urgoapt, im übrigen siehe Abb. 17, S. 62.

9) Entgegen der Darstellung von FALLOT und GIGNOUX, die das Tertiär des Beckens südlich Játiva auf dem nördlichen, von der alten Festung gekrönten Kreidzuge auflagern lassen, möchte ich betonen, daß es sich um einen Grabenbruch handelt, und die Kreidefelsen dicht südlich der Stadt als senkrecht stehender Nordflügel des Sierra Grosa-Sattels anzusehen sind.

unter Tertiär. Gewissermaßen eine Fortsetzung findet die Sierra Grosa-Achse jedoch in einer eigenartigen Aufbruchszone zwischen Mogente und Fuente La Higuera, in der Schollen von Oberkreide und Keuper durch die Miozänmergel hindurchspießen und nach Norden hin ziemlich flach auf das Tertiär aufgeschoben sind (Profil Abb. 18b).

Westlich Fuente La Higuera erhebt sich, an einer Querstörung gegen Jungmiozän verworfen, das Mesozoikum im Gupurrucho erneut heraus. Von Norden her sinkt, wie auf Taf. 7, Fig. 8 und dem Profil Abb. 18c ersichtlich, die aus Weald und Urgoapt aufgebaute Vorlandplatte mit anfangs schwacher, allmählich bis auf 40° steigender Neigung ab und verschwindet fast konkordant unter dem Burdigal, der Fortsetzung der Montesamulde. Was aber im senkrecht aufgebogenen, von steilen Überschiebungen begleiteten Südflügel, dem Gupurrucho, unter dem Tertiär wieder austritt, ist nicht Unterkreide, sondern Untersenon: unter der schmalen Mulde muß somit ein vormiozäner Bruch liegen. Da aber auch weiter östlich bis gegen Alcudia prinzipiell die gleichen Verhältnisse herrschen, nämlich im Norden stets ältere Kreideschichten unter das Tertiär untertauchen, als in der Sierra Grosa wieder hervorkommen, so läuft höchstwahrscheinlich diese große Störung unter der ganzen Montesamulde einher und streicht schließlich über Tage sichtbar nach Barig und Jeresa weiter. Die Verwerfungsfläche bildet auch wohl die Schwächestelle, auf der die Keuperaufbrüche westlich Mogente emporsteigen konnten, so daß der Keuper hier, ebenso wie weiter im Osten, seine Rolle als trennendes Schmiermittel auf der großen Strukturfuge — dem „südvalencianischen Abbruch“ — spielen dürfte.

Diese den ganzen Nordrand der Sierra Grosa begleitende Dislokation, an der die Südscholle gegenüber dem Norden durchweg um mehrere 100 m absank, stellt allerdings auch die einzige größere vormiozäne Lagerungsstörung dar; im übrigen lagen die Kreideschichten zu Beginn der Burdigaltransgression noch fast horizontal. Die Abbiegung des Nordrahmens und damit wohl die gesamte Faltung ist zur Hauptsache intramiozän, wie sich aus den Profilen Abb. 19 bei Alcudia und Montesa ergibt. Bei Montesa [70,4; 42,2] (Abb. 19a) fällt das Burdigal (basal Kalksandsteine und Lithothamnienkalke, darüber helle Molassemergel) etwa mit 25° , die Lithothamnienkalkplatte des Helvet, die von der Klosterruine gekrönt wird, dagegen nur mit 5° — 10° ein. Die Diskordanz, von der FALLLOT und GIGNOUX nichts erwähnen, ist recht gut erschlossen (vgl. Taf. 7, Fig. 7). Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse unweit nördlich von Alcudia [76; 45] an der Straße nach Enguera (Abb. 19b).

Auch hier liegt Helvet mit etwa 10° – 15° Winkeldiskordanz auf Burdigal, ja greift fast bis auf die Kreideunterlage über (gut sichtbar bei der Fuente de los Santos, etwa bei km 1,5 der Straße

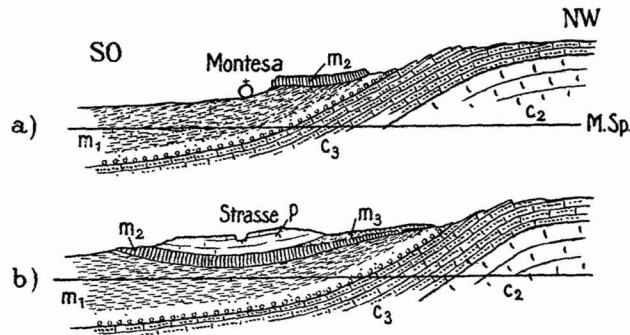


Abb. 19. 2 Profile zur Veranschaulichung des Alters der Faltung in der Montesamulde.

Maßstab 1 : 50 000.

- a) Profil durch Montesa. Von [71,2; 41,5] nach [69,6; 43,2].
 b) Profil westlich der Straße Alcudia-Enguera; über die Straße Alcudia-Mogente hinweg. Von [74,3; 42,8] nach [73,5; 45,9].

Signaturen vgl. Abb. 17, S. 62. Das „ m_3 “ in Prof. 19 b ist möglicherweise nur eine konglomeratische Fazies von m_2 .

[74,3; 45,0]. Aber auch das Helvet dünnt nach Norden aus; die weiter südlich nahe der Bahn entwickelten algenreichen Kalksandsteine werden durch marine und schließlich durch terrestre Konglomerate teilweise faziell ersetzt, anscheinend aber auch zum Teil abgeschnitten. Das Pont ruht fast konkordant auf der Unterlage.

Aus den Aufschlüssen ergibt sich, daß etwa $\frac{2}{3}$ des gesamten Faltungsbetrages zwischen Burdigal und Helvet, also in die erste steirische Phase gehören. Jüngeren Datums sind sodann die streichenden Brüche, die bei Mogente-Fuente La Higuera Jungmiozän, bei Játiva noch Pont verwerfen, sowie die schwache Nachfaltung des Ponts von Alcudia von etwa 10° . Vom älteren Oberpliozän ab herrschte jedenfalls im wesentlichen Ruhe, denn die gleiche Ebenheit, die in der Höhenlage von 550–600 m das nördlich vorgelagerte Tafelland überzieht, kappt auch den Sattel der Sierra Grosa, wie auf Taf. 4, Fig. 2 ersichtlich.

Becken des Albaidatals.

(Hierzu Spezialkarte Taf. 2 u. Abb. 20.)

Südlich der Sierra Grosa folgt von Fuente La Higuera über Onteniente, Albaida [82; 30] bis fast nach Gandía [111; 44] hin

eine weite Beckenlandschaft, die sehr einfach gebaute Albaidamulde, deren Füllung vorwiegend aus dem hellgrauen Molassemergel des Burdigal besteht und die im Süden von dem Kreidesattel der Sierra de Agullent-Benicadell begrenzt wird. Älteres Tertiär, höchstwahrscheinlich oligozänen Alters, ist nur gelegentlich zwischen Kreide und Miozän eingeschaltet, so nördlich Beniganim [90; 43], von Bellús [85; 41] bis nördlich Ollería [79; 40], westlich Ayelo [72,5; 34], zwischen Onteniente und Fontanares [64; 24], bei Agullent und Benisoda [80; 28]. Mittel- und Jungmiozän ist nur im Westteil der Mulde in größerer flächenhafter Verbreitung erhalten, dürfte aber nach den isolierten Vorkommen südlich Barcheta und von Pinet (S. 63, Abb. 17 a) zu urteilen, früher weit größere Ausdehnung besessen haben.

Aus der Lagerung der einzelnen Tertiärstufen läßt sich die tektonische Geschichte der Albaidamulde und damit auch der angrenzenden Falten recht gut ablesen. Das Oligozän lagert im einzelnen Aufschluß völlig konkordant der Kreide auf, erst aus der regionalen Betrachtung läßt sich eine ganz geringe Ungleichförmigkeit ableiten. Um die Oligozän-Miozänwende vollzog sich eine flache Faltung, deren anscheinend etwa nordöstliches Streichen spießförmig zum Verlauf der heutigen Sättel und Mulden gerichtet war. Die vor- und nacholigozänen Bodenbewegungen waren in ihrem Ausmaß recht gering, erstere erreichten nur wenige Grad,

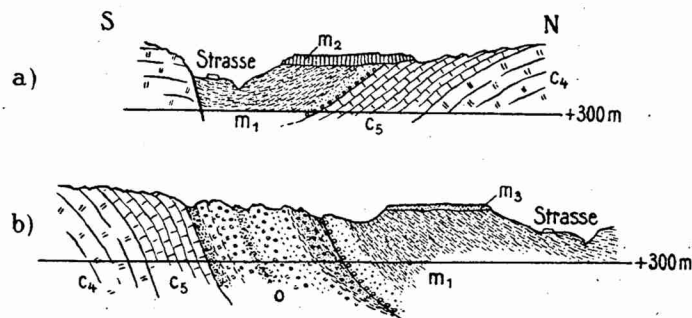


Abb. 20. 2 Profile zur Veranschaulichung des Alters der Faltung in der Albaidamulde (vgl. Taf. 2).

Maßstab 1 : 20 000.

- a) Profil am Südfall der Sierra Grosa zwischen Onteniente und Fontanares, etwa bei km 21,5 der nördlichen Straße. Von [63,8; 26,6] nach [63,8; 28,0].
- b) Profil am Nordabfall der Sierra de Agullent-Benicadell, bis an die südliche Straße Onteniente-Fontanares. Von [64,9; 23,3] nach [64,9; 24,9].

Signaturen vgl. Abb. 17, S. 62.

letztere überstiegen kaum 10° — 15° , sodaß das mit wechselnd mächtigen sandig-kalkigen Basalsedimenten transgredierende Burdigal noch fast konkordant der Unterlage aufruht.

Die Hauptfaltung ist jünger, wie die Aufschlüsse zwischen Onteniente und Fontanares (vgl. Karte Taf. 1, Spezialkarte Taf. 2 und die Profile Abb. 20) erkennen lassen. Nördlich km 20,5—21,5 der nördlichen Straße zwischen beiden genannten Orten läßt sich in den Tälchen, die vom Südhang der Sierra Grosa herabkommen [nahe 63,6; 27,1 von Taf. 2], beobachten, wie eine Platte von flachgelagertem oder höchstens 10° muldenwärts fallendem Lithothamnienkalk und Kalksandstein (wohl Helvet) diskordant über die 20° — 25° fallenden tieferen sandigen Burdigalmergel und schließlich über die etwa 25° geneigten Kreidekalke des Sierra Grosa-Südflügels übergreift (Abb. 20 a). Die Hauptfaltung der Albaidamulde ist demnach nachburdigal-vorhelvetisch (erste steirische Phase). Die nur noch schwach eingebogene Helvetplatte erreicht in der Muldenmitte ihre größte Mächtigkeit mit 20—30 m, nach den Seiten zu keilt sie aus, sodaß an beiden Flügeln, dem nördlichen und besonders gut sichtbar — vgl. Taf. 2 und Profil Abb. 20 b — auf dem südlichen, jungmiozäne terrestrische Konglomerate auf Burdigal und schließlich auf Oligozän und Kreide transgredieren. Zwischen Helvet und Torton-Sarmat, demnach wohl in der zweiten steirischen Phase, sank somit die Albaidamulde erneut ein; eine letzte Nachfaltung schließlich ist noch jünger, denn auch das Jungmiozän liegt randlich noch 5° — 10° geneigt. Die ganze Chronologie der orogenen Bewegungen läßt sich so aus Spezialkarte Taf. 2 ablesen, die nur dadurch etwas kompliziert ist, daß quer zur Faltungsrichtung ein vorhelvetischer Kreidehorst aufstieg.

Man kann die Frage aufwerfen, ob nicht ein Teil der Molassemergel, die die Albaidamulde erfüllen, helvetisches Alter haben könnte. Für diese Annahme läßt sich ein Profil nahe der Straßenverzweigung südöstlich Benicolet [99,1; 37,4], anführen, wo eine Bank von Lithothamnienkalk mit bis 20° Diskordanz auf gefalteten hellen Molassemergeln aufruht und ihrerseits wieder von petrographisch gleichen Mergeln bedeckt wird. Hier könnte man bei Datierung der liegenden Serie als Burdigal, der hangenden als Helvet die erste steirische Faltung wiedererkennen. Da aber auch subaquatische Rutschung mit nachfolgender Abtragung in Frage kommen kann, so wurde von einer Auswertung des Aufschlusses einstweilen abgesehen.

Sierra de Agullent-Benicadell.

(Hierzu Profil 3 u. 4 auf Taf. 1 u. Abb. 21.)

Südlich der Albaidamulde folgt ein langgestreckter Bergzug, der Sattel der Sierra de Agullent-Benicadell. Er ist im wesentlichen gleich dem Sierra Grosa-Sattel aus Kreideschichten aufgebaut, nur sind im allgemeinen etwas ältere Horizonte beteiligt. Der Bau des westlichen Teiles ist einfach sattelförmig, aber stärker asymmetrisch und mehr nach Norden vorbewegt als es in der nördlichen Achse der Fall ist (vgl. Prof. 4 auf Taf. 1). Östlich von Albaida stellt sich die Nordflanke immer steiler, und daraus entwickelt sich dann die Überschiebungszone Rafol [92; 33]-Rugat-Terrateig [99; 36]-Rótova [104; 40] (vgl. Abb. 21 u. Prof. 3, Taf. 1). Hier ist der Nordflügel des Sattels so tief abgesunken, daß er nur noch in den steil aufgebogenen bis überkippten Basalschichten der

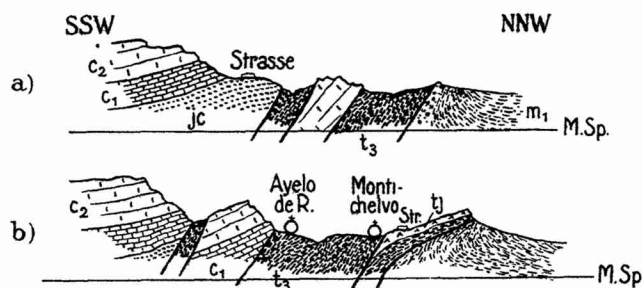


Abb. 21. 2 Profile durch die Schuppenzone am Nordrand der östlichen Sierra de Agullent-Benicadell.

Maßstab 1 : 50 000.

- a) Profil etwa 1 km westlich Rugat. Von [94,8; 33,0] nach [93,8; 36,0]
 b) Profil durch Ayelo de Rugat und Montichelvo. Von [97,0; 37,5] nach [97,0; 33,3].

Signaturen vgl. Abb. 17, S. 62.

Molasse in Erscheinung tritt; unter der aufgebrochenen First ist der Keuper hervorgequollen und unter Mitnahme von Carñiolas- und Kreideschollen flach nach Norden auf das Tertiär aufgeschoben. Südlich dieser Aufbruchszone folgt der eigentliche Sattelkern, in dem südlich Salem [94; 30] und bei Ador [107; 38,5] nahe Gandía¹⁰⁾ tiefste Unterkreide heraustritt. Der Südflügel fällt zum Teil recht steil gegen das Serpistal ein. Die Bewegungsbahnen liegen bei Montichelvo [97,5; 35,5] und Terrateig ziemlich flach, bis 30° herab, gegen Osten versteilen sich die Flächen (zwischen Almiserat

10) Bereits von NICKLÈS erwähnte Lokalität.

und Rótova etwa 75° — 80°) und schließlich werden sie zu echten, steilen bis senkrechten Verwerfungen, die wohl von Ador aus etwa längs der Straße nach Gandía einerseits und gegen Fuente Encarroz [112; 38] andererseits weiterlaufen. Sehr wahrscheinlich wird das flache, von jungen Schuttmassen überdeckte Hinterland von Gandía von einem Keuperhorst unterteuft.

Die Kammhöhe der Sierra ist ziemlich gleichmäßig 700 m; sie wird, wie im Südwesten gut sichtbar ist, durch eine Verebnungsfläche bedingt, die näher der Küste nur noch in kleinen Resten erhalten ist.

Gegend von Agres, Serpistal.

Es folgt südlich des Kreidesattels eine neue, von Molassemergeln erfüllte, ziemlich schmale, aber steile Mulde, in der Bocairente [74; 22] und Agres [82; 22] gelegen sind und die im weiteren Fortstreichen vom Rio Serpis benutzt wird, die Serpismulde.

Sierra Mariola.

(Hierzu Profil 4 auf Taf. 1)

Die bereits von R. NICKLES eingehend untersuchte, bis 1385 m aufsteigende Sierra Mariola stellt einen stark nach Norden überkippten Sattel dar (vgl. die Profile von NICKLES und auf Taf. 1 unten), der mit seinem Nordrande mit einer 70° fallenden Fläche noch ein wenig auf die Molasse aufgeschoben ist. Der Ostabfall ist durch eine 50° normal geneigte Querverwerfung bedingt, die einen prachtvollen Profilschnitt durch das ganze Gebirge bloßlegt. Im Kern tritt Jura heraus, der nach Südwesten infolge des Axialgefälles untertaucht, darüber folgen die im Nordflügel tektonisch ziemlich reduzierten Neokommargel, die von Kalken und Dolomiten der höheren Kreide ummantelt werden. Auf der Karte Taf. 1 wurde die von NICKLES gegebene Kartierung übernommen, aber durch Einzeichnen der Oberkreidegliederung und der Störungen ergänzt.

II. HAUPTTEIL.

Geologische Entwicklungsgeschichte von Südostspanien.

1. Kapitel.

Paläozoikum.

Die einzigen kleinen Vorkommen von Paläozoikum, Chelva und Talayuelas, liegen im Nordosten der Provinz Valencia und gehören dem Silur, höchstwahrscheinlich dem Caradoc, an. Zieht man vergleichend in Betracht, daß nach LOTZE im küstennahen Südosten von Castellón (Montán, Borriol, Villafamés) Oberdevon-Culm ansteht, daß anderseits weiter westlich bei Henarejos (Provinz Cuenca) nach VERNEUIL und COLLOMB Devon (diskordant unter Oberkarbon) auftritt, so erhellt, daß Chelva und Talayuelas auf einer alten Großsattelzone des variscischen Grundgebirges gelegen sind. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um LOTZES „keltiberischen Hauptsattel“, dessen Kern weiter nordwestlich, bei Daroca-Calatayud, aus Unterkambrium aufgebaut ist, der aber gegen Süden samt den ihn begleitenden Mulden axial einsinkt, sodaß in Valencia Untersilur als Ältestes an die Transgressionsfläche des Buntsandsteins heranreicht.

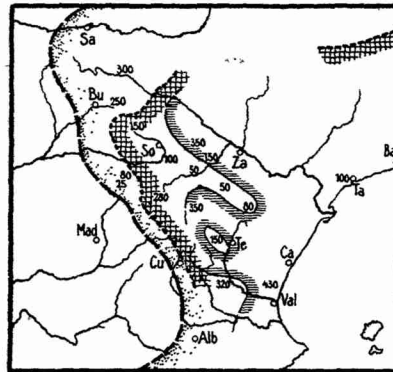
Aus einem Vergleich von Abb. 2, S. 3, der tektonischen Übersichtskarte Taf. 3 und dem Kärtchen Abb. 38, S. 264 bei LOTZE (1929) ersieht man, daß die variscische Struktur des Untergrundes so gut wie keinen Einfluß auf die Richtung der jüngeren Tektonik gehabt hat. Möglich wäre es, daß in den nord-südstreichenden Achsen von Ternel, Cuenca, sowie Mittel- und Nordvalencia der Bau des Grundgebirges wieder hindurchschimmert, im übrigen aber besteht sowohl im keltiberischen wie im südlich anschließenden betischen Gebiete eine entschiedene Reneganz sowohl im Streichen wie in der Richtung der Bewegungen.

2. Kapitel.

Triaszeit.

Buntsandstein. — Nach einer langen Periode der Abtragung setzte in der Unteren Trias mit den terrestren, konglo-

meratisch-sandig-tonigen Schuttmassen des Buntsandsteins die Sedimentation wieder ein. Der Senkungsraum (vgl. Abb. 22) beschränkte sich im nördlichen und östlichen Spanien wesentlich auf die Flächen mit paläozoischem Untergrund, während die kristallinen Kerne der Meseta im Süden, des Zentralplateaus im Norden vorerst als Hochgebiete bestehen blieben. Die Ereignisse verliefen somit ähnlich wie im deutschen Becken, mit dem Unterschiede allerdings, daß in Nordostspanien keine grundlegend neue tektonische Richtung — analog der rheinischen in Deutschland — auftrat; hier schmiegt sich vielmehr der Buntsandsteinrand ziemlich genau dem variscischen Streichen des Unterbaus an. Auch in Spanien geht im großen die fazielle Entwicklung mit einigen Schwankungen vom Groben zum Feinen, sodaß der oberste Buntsandstein nicht selten tonig ausgebildet ist. Aber diese „Röt“-Fazies fehlt öfters, und zwar z. T. deshalb, weil sie durch Sandstein ersetzt ist, wie in den Hesperischen Ketten und am Nordende des Guadarramagebirges, zum Teil aber auch, weil diese Stufe in Gebieten geringerer Senkungsgeschwindigkeit nicht zur Ablagerung kam, wie sich für Nordwestvalencia zeigen ließ. Was auch im Einzelfalle die Ursache sein mag, das Fehlen des „Röt“ deutet



- 1 Beckenrand zur Buntsandsteinzeit.
- 2 Beckenrand zur Muschelkalkzeit.
- 3 Tonige (Röt-)Fazies des obersten Buntsandstein in mächtigerer Entwicklung.

Abb. 22. Paläogeographisches Kärtchen des nordöstlichen Spanien zur Triaszeit. Nach Angaben von C. HAHNE, G. RICHTER, W. SCHRIEL, E. SCHRÖDER sowie eigenen Beobachtungen.

Die eingetragenen Zahlen geben die Mächtigkeit des Gesamtbuntsandsteins an.
Maßstab 1 : 12 Mill.

stets auf Rand- oder Schwellengebiete hin, die auch in den verfügbaren Mächtigkeitsangaben für den Gesamtbuntsandstein zum Ausdruck kommen. Auf Abb. 22 tritt die bereits teilweise von G. RICHTER dargestellte, den Iberischen Ketten folgende Schwelle heraus, eine zweite begleitet anscheinend die Hesperischen Ketten, während in Westvalencia wohl schon die Einflüsse des Beckenrandes zur Geltung gelangen. Spezialundationen spielen demnach im spanischen Buntsandsteinbecken eine größere Rolle als im deutschen und gliedern es bereits in einer Weise, die der späteren orogenen Tektonik vorauseilt.

Muschelkalk. — Der Muschelkalk füllte als dreieckige Meeresbucht den inneren Teil des Buntsandsteintroges aus, wobei in der Beckenmitte (Ebrömündung) bereits alpine Einflüsse in der Fauna merklich werden. Die Nordküste folgt etwa den Pyrenäen, die südliche den Keltiberischen Ketten, beide Gebirgszüge nehmen also der Geosynklinale gegenüber eine randliche Lage ein.

Keuper. — Mit dem Keuper setzt, wie in den übrigen Bereichen mit germanischer Fazies, eine beträchtliche Beckenausdehnung ein, sodaß die Meseta größtenteils überdeckt wurde. Eine besondere Note erhält diese Epoche durch die im südwestlichen Mediterrangebiet verbreiteten ophitischen Eruptionen. Abb. 23 bietet eine Übersicht über Vorkommen und Häufigkeit der Ergüsse, aus der trotz mancher Lücken in der Kenntnis bereits die großen Züge der Verbreitung hervorgehen. Reich an Ophiten sind einmal die Pyrenäen, zweitens die Betische Kordillere und die Balearen. Beide Hauptgebiete sind verbunden durch einen Streifen gleichfalls recht starker vulkanischer Tätigkeit, der den Keltiberischen Ketten folgt, und zwar nicht nur deshalb, weil hier Triasaufbrüche größere Flächen einnehmen; auch absolut genommen sind hier Ophite viel häufiger als etwa in Katalonien oder den triadischen Randgebieten der Meseta (Ciudad Real, Albacete, Cuenca, südlich Soria, Oviedo), wo sie fast oder gänzlich fehlen. Innerhalb der Keltiberischen Ketten scheint die Häufigkeit der Eruptiva von Nordwest gegen Südost abzunehmen, in Valencia ist sie jedenfalls recht gering, um weiter südlich, in Alicante, wieder erheblich anzuschwellen. Betreffs der Altersfrage ergibt sich, daß in Keltiberien alle Extrusionen mit dem Ende des Keupers aufhören und keine einzige in die jungtriadischen Carniolas hineinreicht, daß dagegen in den Pyrenäen basische Gesteine bis in die Mittelkreide hinaufsteigen und auch in der Betischen Kordillere gelegentlich noch im Jura stecken.

Zusammenfassung. — Zusammenfassend ist somit festzustellen, daß sich in triadischer Zeit zwar Pyrenäen, Keltiberische Ketten und Betische Kordillere durch ihre besondere sedimentäre und vulkanische Geschichte aus dem übrigen Nordspanien herausheben, daß sie aber unter sich keine wesentlichen Unterschiede aufweisen.

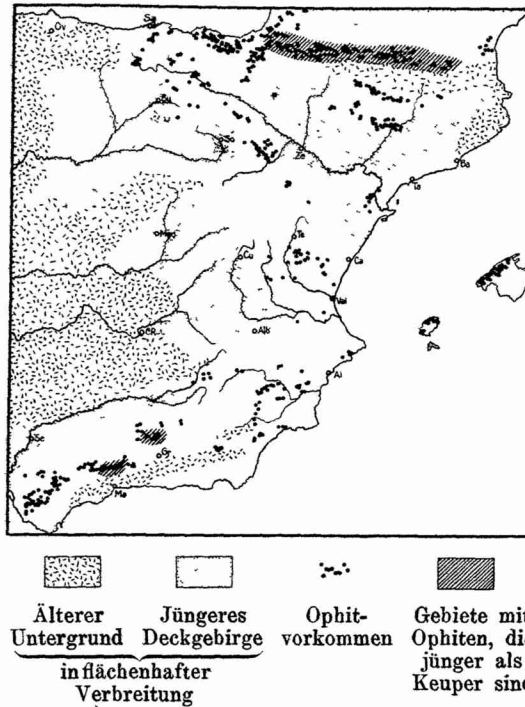


Abb. 23. Karte der Verbreitung und Häufigkeit der ophitischen Gesteine auf der östlichen Iberischen Halbinsel.

Maßstab 1 : 12 Mill.

Man könnte sagen, daß damals Keltiberien gleich den übrigen Gebirgszonen einen Anlauf zu alpiner Geosynklinalbildung unternahm (Spezialschwellen, starke eruptive Tätigkeit), der aber gegen Ende der Trias stecken blieb. In den Pyrenäen und dem Betikum begannen die Eruptionen der „Grünen Gesteine“ zwar zur selben Zeit, dauerten aber viel länger an, sodaß sich vom historischen Standpunkte aus die von G. STEINMANN durchgeführte petrographisch kaum haltbare Unterscheidung zwischen Ophiten und Ophiolithen hier doch rechtfertigen läßt.

3. Kapitel.

Jurazeit.

Fazies. — Mit der norisch-rhätischen Transgression der Carniolas beginnt im östlichen Spanien eine bis ans Ende der Kreide reichende, vorwiegend marine Epoche. Auf die an der Basis noch etwas zelligen Dolomite der Carniolasstufe folgen die einförmigen grauen Mergelkalke des Jura, die ohne starke Faziesdifferenzierung über weite Flächen verbreitet sind, ein Anzeichen dafür, daß die Meseta zur Jurazeit zum großen Teil untergetaucht war und als Abtragsgebiet kaum noch in Frage kam. Petrographisch abweichend sind in Valencia nur der Unter-Mittellias und der höhere Kimmeridge, die aus kompakten hellen Kalken bestehen, sowie einzelne dünne eisenoolithische Lagen (z. B. Lias ξ , Dogger ϵ , ζ), die gleichfalls in flacherem Wasser entstanden sein dürften.

Fauna. — Die überwiegend aus Ammoniten und Brachiopoden bestehende Fauna ist aus mitteleuropäischen und alpinen Elementen gemischt, wie man es in einem Meere erwarten darf, das einerseits mit dem Norden, andererseits mit dem Mediterrangebiet in breiter Verbindung stand. Die regionalen Faunenunterschiede sind gering, immerhin scheinen in der Betischen Kette, also in Alicante und weiter südlich, mehr mediterrane Typen als in Valencia aufzutreten.

Schichtlücken. — Auffällig ist die Tatsache, daß gewisse Horizonte (z. B. Oberer Lias, Bathonien, Callovien, Oberoxford) in weiter Verbreitung fossilreich entwickelt sind, daß dagegen manche zwischenliegende Zonen (z. B. Mittlerer Lias, unterster Dogger, Sonninienschichten, unterster Oxford) dagegen selten oder niemals nachweisbar sind. Diese unvollständige Faunenfolge ist nicht nur auf Valencia beschränkt, sondern findet sich auch in Alicante, den Balearen, den Keltiberischen Ketten und Katalonien, ja sogar im Rhônegebiet, den Causses, den Subalpinen Ketten und den Ostalpen wieder. Die Lücken dürften, wie sich in einem Falle tatsächlich nachweisen ließ (vgl. S. 14), durch Sedimentationsunterbrechungen zu erklären sein, also durch kurzdauernde Regressionsperioden, die in weiten Gebieten gleichzeitig auftraten. Es ist bemerkenswert, daß ganz Spanien sich, von diesem Gesichtspunkte aus gesehen, eng an das Verhalten der alpinen Regionen anschließt, wohingegen im mitteleuropäischen Jurabecken ein ganz anderer Bewegungsrhythmus herrschte.

Vergleichende Faziestabelle des Wealden in Nordostspanien.

Marine und *kontinentale* Fazies durch die Schrift unterschieden.

	Mittelalicante (R. NICKLÉ'S)	Nordalicante- Sudvalencia (R. NICKLÉ'S u. R. BRINKMANN)	Mittelvalencia (R. BRINKMANN)	Nordvalencia (R. BRINKMANN)	Südöstliche Keltiberische Ketten (Teruel-Castellón) (C. HAHNE)	Nordwestliche Keltiberische Ketten (Soria) (G. RICHTER)
Apt	80 m Bathyale Cephalopoden- denmergel	30 m Bathyale Ce- phalopoden- mergel	Rudistenkalke			
Barrême	3 m Sandig- glaukoniti- scher Kalk	10 m Bathyale Ce- phalopoden- mergel	180 m Mergel, Oolithkalke und grobe Sandsteine	50 m <i>Bunte konglo- meratische Kaolinande</i>	80 m Mergelkalke <i>mit Lagen von Cyrenenkalk und bunten Tonen</i>	800 m <i>Bunte Sandsteine und Letten</i>
Hauterive	10 m Sandige dunkle Kalke	8 m Braune Sand- kalke	35 m <i>Bunte Let- ten und Sandsteine</i>	250 m <i>Bunte Sand- steine mit ma- rinen Kalk- sandstein- und Mergel-Zwi- schenlagen</i>	150 m <i>Bunte Sand- steine und Letten</i>	
Valendis	80 m Dunkle Mergel- kalke	100 m Bräunliche Kalksandsteine	45 m Mergel, oolithische Kalke und Kalksand- steine	90 m <i>Bunte Sand- steine</i>	60 m Mergel u. Let- ten mit ein- zelnen <i>Süß- wasserkalken</i>	10 m <i>Quarkon- glomerate</i>
Tithon		30 m <i>Ziegelrote und weiße Sand- steine</i>		20 m Sandig-ooli- thische Kalke		
Kimmeridge		20 m Bräunliche Kalksandsteine	Graue Kalke und Mergelkalke			
Gesamtmäch- tigkeit des "Wealden" m	ca. 140	ca. 190	260	410	290	800

(824)

4. Kapitel.

Jura - Kreidewende (Wealdenzeit).

Während der Jura bis in den Kimmeridge eine Epoche weitgehender Ausgeglichenheit darstellte, in der die Sonderstellung bestimmter Gebiete kaum hervortrat, vollzieht sich mit dem Beginn der Wealdenzeit eine plötzliche Änderung. Zeitlich beginnt der spanische „Wealden“, eine mächtige limnisch-fluviatile Schichtfolge mit einzelnen marinen Ingressionen, mit dem Unterportland (Gigaschichten) und reicht bis ins Barrême. Das ließ sich in Valencia nachweisen (S. 7) und dürfte auch für das übrige Nordostspanien gelten. Der Wealden umfaßt also hier eine weit längere Zeitspanne als in England oder Mitteldeutschland.

Aber nicht überall ist Wealden zwischen Jura und Urgoapt eingeschaltet, in Südspanien leiten im Gegenteil kontinuierliche

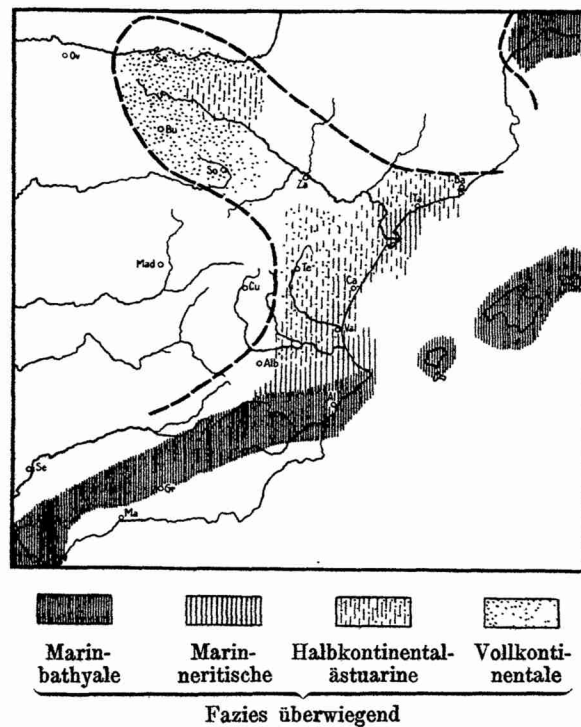


Abb. 24. Paläogeographisches Kärtchen des östlichen Spanien zur Wealdenzeit (Portland—Hauterive).
Maßstab 1 : 12 Mill.

marine Sedimente vom Kimmeridge über Tithon und Berrias bis ins Neokom hinüber. Zwischen diesen beiden faziellen Extremen bestehen alle Übergänge, die gerade durch Valencia hindurch ausgezeichnet zu verfolgen sind (vgl. Tab. S. 76 sowie S. 15 ff.) und eine kartographische Darstellung in größerem Rahmen rechtfertigen. Aus der Fazieskarte Abb. 24 geht hervor, daß der Rand der Meseta im Wealden fast die gleiche Lage wie im Buntsandstein hatte, daß also die Beckengrenze noch immer posthum von dem Streichen des paläozoischen Unterbaus beeinflußt war. Sehr deutlich tritt ferner die große bathyale Tiefenzone heraus, die von der Betischen Kordillere über die Balearen an dem damals landfesten Pyrenäengebiet vorüberstreicht und wohl mit dem Rhônebecken in Verbindung stand. Die Keltiberischen Ketten liegen nicht im zentralen Teil der Senke, sondern am Rande einer brackisch-limnischen Bucht, in die die von der Meseta kommenden Flüsse ihre Deltas hineinbauten. Das ist ein erheblicher Unterschied gegenüber der Trias- und Jurazeit, in der Betikum und Keltiberikum paläogeographisch noch gleichberechtigt waren. Allerdings ist beachtenswert, daß der alpine Charakter der betischen Geosynklinale vorerst mehr in der Art der Sedimente zum Ausdruck kommt als in der Mächtigkeit; letztere ist in den Gebieten mit Wealdfazies, wie aus Tab. S. 76 hervorgeht, um ein mehrfaches größer.

5. Kapitel.

Kreidezeit.

Höheres Neokom. — Im Barrême und Apt setzte im südwestlichen Mediterrangebiet eine allgemeine weitgreifende Transgression ein, die zu einer Überflutung des Wealdenbeckens und seiner Randgebiete, insbesondere auch der Pyrenäenfurche, führte, während sich die betische Geosynklinale eher etwas verflachte. Es bildeten sich die dickbankigen, grobkristallinen Rudisten-Trümmerkalke des sog. Urgoapt, deren weite Verbreitung auf sehr gleichmäßige Bedingungen schließen läßt.

Gault-Oberkreide. — Im mittleren und südlichen Valencia reicht die Urgonfazies mit geringen Abwandlungen bis ins Oberenon hinauf, ist aber durch einige Regressionshorizonte mit stärkerer Beimengung von terrigenem Detritus unterbrochen. So liegen zwischen Urgoapt und den grauen Oberkreidekalken schwachsandige Mergel mit einer typisch mediterranen Obergaultfauna (vgl. S. 9), in denen sich wohl die für weite Teile Nordostspaniens fluviomarine

Epoche der Utrillasschichten in abgeschwächtem Maße widerspiegelt. Damals war die paläogeographisch-tektonische Lage ganz ähnlich wie zur Wealdenzeit, wie sich aus einem Vergleich von Abb. 25 mit Abb. 24 ergibt. Wieder lag das Mesetaufer ungefähr an der

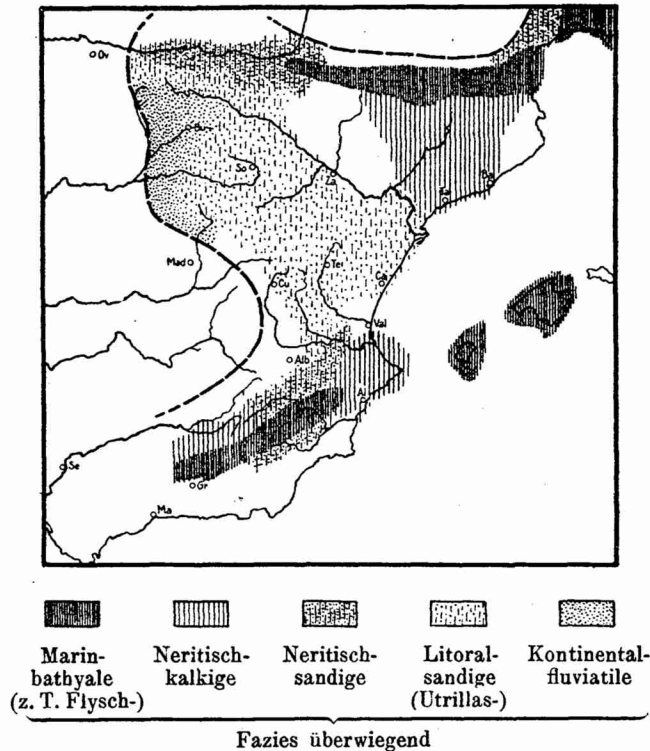


Abb. 25. Paläogeographisches Kärtchen des östlichen Spanien zur Zeit des Obergault.

Maßstab 1 : 12 Mill.

gleichen Stelle, die betisch-balearische Furche war gut ausgeprägt, noch deutlicher die Pyrenäengeosynklinale, in der mächtige flysch-ähnliche Sedimente zum Absatz kamen. Wiederum liegen die Keltiberischen Ketten in dem randnahen, von fluviatil-ästuarinen Ablagerungen überschütteten Bereiche des ganzen Beckens.

Ein zweites negatives Intervall wird in Valencia durch die Actaeonellen-Rudistenkalke des Coniac-Santon angezeigt, die grobe Quarzkiesel und -sande enthalten; ganz ähnliche Gesteine treten dann nochmals im höheren Obersenon auf. Woher beide Male die klastischen Einstreuungen stammen, ist nicht völlig sicher zu sagen;

da sie aber bereits in Nordalicante abnehmen oder verschwinden, darf man wohl am ehesten an eine Schutzzufuhr von Nordwesten, also von der Meseta her, denken.

Zusammenfassung. — Überschaute man rückblickend die mesozoische Geschichte Südostspaniens, so lassen sich deutlich zwei Perioden unterscheiden. In dem älteren, Trias und Jura umfassenden Abschnitt sind die Gebiete, aus denen später die Pyrenäen, die Keltiberischen Ketten und die Betische Kordillere aufstiegen, einander in bezug auf epirogene Bewegungsform und vulkanische Tätigkeit recht ähnlich. Fast scheint es, als ob alle drei den Weg zu einer alpinen Geosynklinale einschlagen wollten. Das wird mit dem Wealden anders; von jetzt ab tritt im paläogeographischen Bilde der betische Trog als bathyale Furche heraus, die Pyrenäengeosynklinale kommt hinzu, während die Keltiberischen Ketten im Bereiche der kontinental-litoralen Fazies am Mesetarande liegen. Vom Wealden ab trennen sich also die epirogenen Entwicklungsbahnen von Betikum und Keltiberikum. Ersteres schlägt die Richtung auf eine alpine Geosynklinale ein, letzteres macht den paläogeographischen Werdegang eines Vorlandssystems durch. Die Grenze beider Bereiche liegt im Süden der Provinz Valencia; auf dieses kritische Gebiet werden wir im Folgenden unser besonderes Augenmerk zu richten haben, vor allem im Hinblick auf die Frage, ob und wie die im Tertiär einsetzenden orogenen Vorgänge die im Mesozoikum vorgebildete epirogene Anlage fortbauen.

6. Kapitel.

Alttertiär.

Pyrenäische Phase. — Während des Mesozoikums lagerten sich in Valencia über dem variscischen Grundgebirge 2500—3000 m Sediment ab, ohne daß größere Schichtlücken oder Diskordanzen nachweisbar oder auch nur wahrscheinlich wären. Orogene Bewegungen setzten erst im Tertiär ein und zwar erstmalig zwischen dem Maastricht und einer Alttertiärstufe von höchstwahrscheinlich oligozänem Alter. Der Zeitpunkt dieser Orogenese läßt sich durch die Beobachtungen von R. NICKLES in Nordalicante noch genauer fassen. Dort ruht einerseits Mitteleozän konkordant auf Senon, andererseits sind die ersten Störungen älter als gewisse vormiozäne Konglomerate, die dem valencianischen „Oligozän“ entsprechen. Daraus ergibt sich das nachmitteleozän-voroligozäne, also wahrscheinlich pyrenäische Alter der Bewegungen.

Einen Überblick über die voroligozänen Dislokationen, bei denen, wie sich zeigen wird, bereits die Hauptzüge der späteren Falten- und Bruchtektonik vorgezeichnet wurden, gibt neben der tektonischen Übersichtskarte Taf. 3 insbesondere Abb. 26, in der die Oligozänbasis dargestellt ist. In Mittelvalencia entstand damals ein großes Bruchnetz, dessen Sprunghöhe recht konstant 700—800 m beträgt, sodaß bei dem heutigen Abtragungszustand fast überall Keuper gegen Urgoapt oder Mittelkreide verworfen ist und zwar mit solcher Regelmäßigkeit, daß man früher (CORTÁZAR, EWALD, ROYO-GÓMEZ) an eine Transgression der Kreide über Trias unter Ausfall des Jura dachte, wovon nach allem keine Rede sein kann.

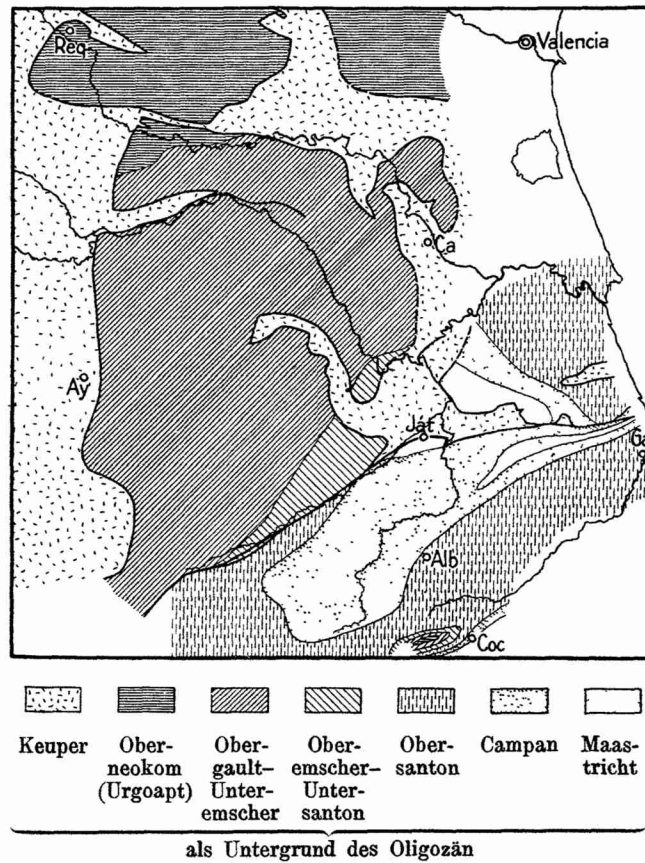


Abb. 26. Karte der rekonstruierten Auflagerungsfläche des Oligozän im mittleren und südlichen Valencia zur Veranschaulichung der voroligozänen Bodenbewegungen.

Störungen als starke Linien. Maßstab 1:1 Mill.

Das Streichen der steil rechtsinnig bis senkrecht fallenden Störungen ist nord-südlich, oder westnordwestlich bis nordwestlich; an jedem der Triashorste ist der Südflügel tiefer abgesunken als der nördliche, sodaß eine große Treppe entsteht: Sierra Malacara (überwiegend aus Jura und Unterkreide aufgebaut) — Sierra de Dosaguas, de Martés und Kreidetafel südlich des Júcar (mittlere Kreide) — Sierra Grosa (Oberkreide). Aber mit dem letztgenannten großen Abbruch nördlich der Sierra Grosa, auf dem eine Kette linsenförmiger Keuperaufpressungen aneinandergereiht ist, gelangen wir bereits in ein Gebiet abweichenden Streichens und anderer Deformation. Hier in Südvalencia herrscht eine ganz schwache Faltung, deren ostnordöstlich bis nordöstlich gerichtete Achsen mit den späteren nicht ganz zusammenfallen. Die Neigungswinkel erreichen im Norden 5° und steigen im Süden, in Nordalicante bis etwa 20° .

Die Blocktektonik Mittelvalencias, die ein großes Mosaik von schwebend gelagerten Schollentafeln, dazwischen schmale, von mobilen Keupermergeln erfüllte Fugen entstehen ließ, ist von der seichten Wellung Südvalencias nach Richtung und Art scharf geschieden. Aber wahrscheinlich gehört beides doch genetisch eng zusammen, insofern als sowohl die Verbiegungen im Süden, wie auch die mit Zerrung verbundene Zerspaltung im nördlichen Vorlande als ferne Auswirkungen einer in den inneren Betischen Ketten stattfindenden Faltung zu gelten haben, wie sie z. B. auf den Balearen und wahrscheinlich auch in Mittelalicante recht intensiv eingetreten ist.

Oligozän. — Bestätigt wird diese Annahme in gewisser Weise durch die Verbreitung und Faziesentwicklung des Oligozäns (vgl. Abb. 27). Damals bestand in unserm Gebiete ein Becken, in das von Süden her grobe Konglomerate hineingeschüttet wurden, die nach Norden hin ganz allmählich in feineren Detritus, schließlich in Gipsmergel¹¹⁾ und Süßwasserkalke übergehen. Im Oligozän muß also in Alicante bereits ein aus mannigfachen Gesteinen zusammengesetztes Hochgebiet bestanden haben, dem die genannte Senke gewissermaßen als Vortiefe zuzuordnen ist — ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen im Senon, wo die klastischen Komponenten noch von Nordwesten her zugeführt wurden.

Savische Phase. — Eine zweite Störungssphase, deren Auswirkungen aus einem Vergleich von Abb. 26 mit Abb. 28 zu ersehen sind, liegt zwischen dem „Oligozän“ und dem Burdigal

11) In Mittelvalencia bereits mit marinen Anklängen (vgl. S. 25).

und dürfte, zumal in Nordalicante Aquitan das Burdigal konkordant unterteuft, der savischen Orogenese entsprechen. In dieser Zeit wurde das Oligozän des Albaidatalgebietes südlich Játiva in flache, 10°, höchstens 15° geneigte Mulden von wahrscheinlich nordöstlichem Streichen gelegt und dann größtenteils abgetragen. Anders ist es in Mittelvalencia. Hier liegt das Miozän mit 20°, 30°, ja bis 90° Diskordanz dem Oligozän auf, dessen Streichen

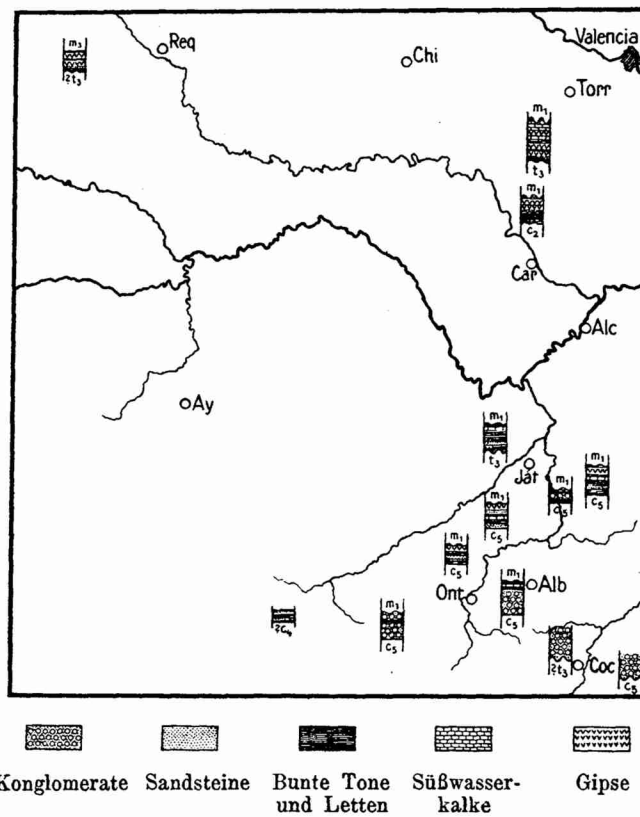


Abb. 27. Karte der Fazies und Lagerung des valencianischen Oligozän.

Maßstab 1 : 1 Mill.

Höhe der Sedimentsäule = ungefähre Mächtigkeit.

— Konkordanz
 ± starke Diskordanz } am oberen und unteren Abschluß der Säule

t ₃ Keuper	c ₅ Campan
c ₂ Obergault-Unteremscher	m ₁ Burdigal
c ₄ Obersanton	m ₃ Torton-Sarmat

ost-westlich oder nordnordöstlich läuft. Wieder tritt uns somit etwa die Region des südvalencianischen Abbruches als tektonische Scheide entgegen; in der pyrenäischen Phase lag hier die Grenze zwischen Faltung im Süden und Blockbewegung im Norden, jetzt trennt diese Linie das wenig gestörte Südvalencia von dem weit stärker und in anderer Richtung gefalteten Mittel- und Nordvalencia.

Die Bedeutung der savischen Tektonik für das nördliche Gebiet wird noch klarer ersichtlich, wenn man bedenkt, daß dort, wo die

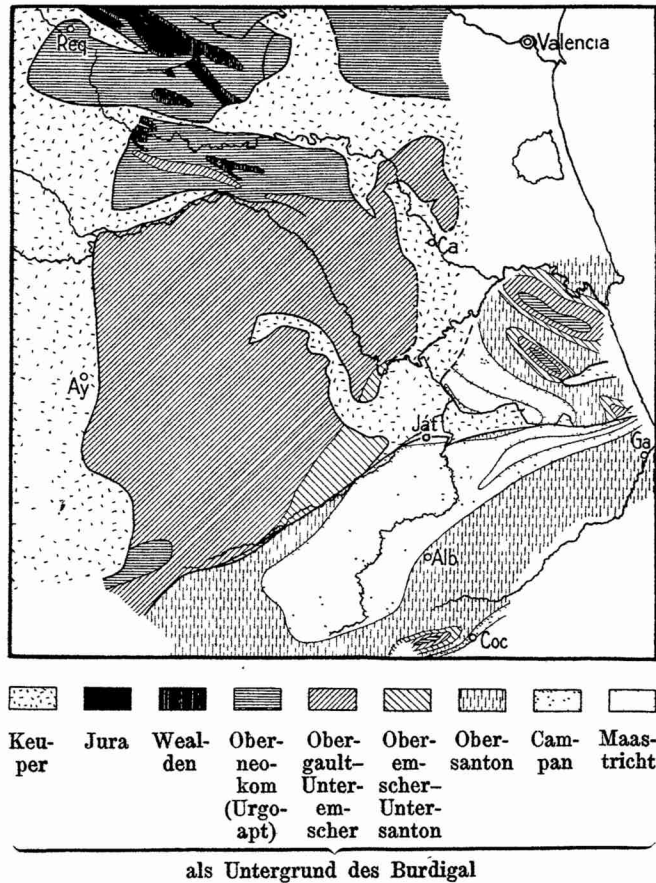


Abb. 28. Karte der rekonstruierten Auflagerungsfläche des Burdigal im mittleren und südlichen Valencia zur Veranschaulichung der vormiozänen Bodenbewegungen.

Störungen als starke Linien. Oligozän wurde abgedeckt.

Maßstab 1 : 1 Mill.

(832)

Möglichkeit eines Nachweises besteht, z. B. bei Niñerola [84; 88], Torrente usw., intramiozäne Diskordanzen sehr unbedeutend sind bzw. ganz fehlen. Da nun Obermiozän über weite Flächen transgrediert, so darf man, ohne einen großen Fehler zu begehen, alle vorobermiozänen Störungen als vormiozäne ansehen. Große Wahrscheinlichkeit hat diese Annahme insbesondere bei einer Reihe mittelvalencianischer vortortonischer Achsen, die der gleichen Schubrichtung (bei ost-westlichem Streichen gegen Süden, bei nord-südlichem Streichen gegen Osten) ihre Entstehung verdanken, wie die sicher datierbaren Falten bei Niñerola. Diese Gebilde — die Bugarraachse, die Schuppen von Macastre [58; 90], Turis [71; 88], Monserrat, ev. auch ein Teil der Dislokationen im Norden der Provinz (Villar, Chelva [45; 131]) — dürften somit ziemlich sicher savischen Alters sein. Weniger klar liegt die Sache bei den ebenfalls vorobermiozänen nordwestlich streichenden, ziemlich symmetrischen Bruchfalten Mittelvalencias, der Atalayamulde und den sie begleitenden Achsen. Aus den Vergitterungserscheinungen ließ sich (S. 48) ableiten, daß die herzynische Richtung jünger als die rheinische ist, aber um wieviel jünger, steht dahin. Alle Wahrscheinlichkeit spricht eigentlich dafür, daß auch diese Falten noch an der Oligozän-Miozänwende entstanden oder wenigstens angelegt sind:

Insgesamt ist festzustellen, daß sich die savische Phase weniger in der Faltenregion Südvalencias als vielmehr im Vorland, vor allem in Mittelvalencia, intensiv auswirkte, wo sich ost-westlich, nord-südlich und wahrscheinlich auch nordwestlich gerichtete Falten und Bruchfalten mit Schichtaufrichtungen bis 90° bildeten.

7. Kapitel.

Miozän bis Unterpliozän.

Aquitän-Burdigal. — Im Untermiozän erfolgte nach der kontinentalen Episode des Oligozäns ein erneuter Vorstoß aus der betischen Geosynklinale heraus gegen Norden. Im Aquitän erreichte das Meer etwa wieder die Küstenlinie des Mitteleozäns, im Burdigal griff es erheblich nach Nordwesten darüber hinaus (vgl. Abb. 29, auf der Verbreitung und Fazies der einzelnen Stufen angegeben sind). Während in Mittelvalencia Konglomerate, Austernbreccien und Kalksandsteine zum Absatz kamen, stellten sich nach Süden mehr und mehr mächtige Molassemergel ein. Die Küste folgte etwa dem Gesamtstreichen der betischen Geosynklinale, doch

hat es den Anschein, als ob sich das heutige valencianische Senkungsgebiet schon damals schwach andeutete.

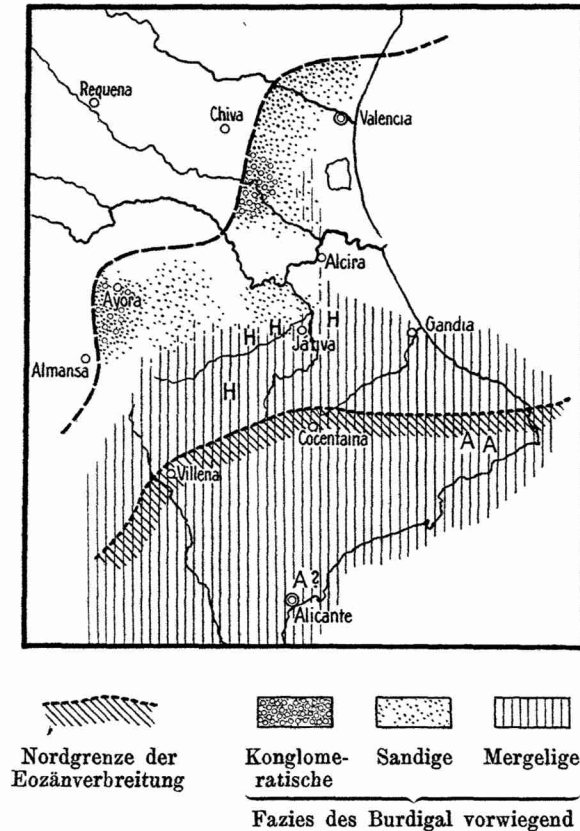


Abb. 29. Verbreitung und Fazies des Mitteleozän sowie der einzelnen Stufen des marinen Unter- und Mittelmiozän in Valencia und Nordalicante.

A = Vorkommen von Aquitan, H = von Helvet.

Maßstab 1:2 Mill.

Erste steirische Phase. — Zwischen Burdigal und Helvet, also in die erste steirische Phase, fallen erneut bedeutsame Bodenbewegungen, für deren Verbreitung wieder der südvalencianische Abbruch maßgebend ist (vgl. Taf. 3). Während in Mittelvalencia nur örtlich ganz geringfügige Diskordanzen zwischen Burdigal und Torton-Sarmat feststellbar sind, die möglicherweise in diese Phase fallen können, vollzogen sich zur gleichen Zeit im Süden etwa (der Intensität nach) zwei Drittel der Hauptfaltung der Ketten—

es entstanden die Montesamulde, der Sierra Grosasattel usw. bis zur Sierra Mariola (vgl. die Profile Abb. 19 u. 20, S. 66, 67 sowie Profil 3 u. 4 auf Taf. 1). Die nördlichsten Sättel und Mulden sind fast symmetrisch, je weiter nach Süden aber, desto stärker liegen die Falten nach Norden über, oder aber es treten an die Stelle der Sättel nach Norden überschobene monoklinale Aufbrüche, wie z. B. im Ostteil der Sierra de Agullent-Benicadell. Der Schub dürfte also von Süden bis Südost gekommen sein, und zwar ist dabei augenscheinlich das ganze rund 2500 m mächtige jungmesozoisch-tertiäre Schichtpaket auf der Gleitbahn der sehr mobilen gips- und salzführenden Keupertone vorgeglitten und zusammengestaucht. Für eine derartige Abscherung nach Art des Schweizer Jura spricht die Tatsache, daß überall, wo im Satteln und unter Überschiebungen ältere Schichten auftreten, immer nur Keuper, nie dagegen tiefere Horizonte zutage kommen. Eine genauere Betrachtung lehrt, daß die im ganzen ostnordöstlich streichende Faltung nicht genau an dem großen Abbruch Halt macht, sondern insofern ein wenig darüber hinweg greift, als auch der Südrand der vorgelagerten Kreideplatte noch mit abgebogen ist. Dadurch rückt die östlich Játiva sichtbare große Verwerfung südwestlich des Ortes an den Boden der Molassemulde, läßt sich jedoch an der Ungleichaltrigkeit der auf beiden Muldenflügeln unter dem Miozän auftauchenden Kreideschichten und den durch das Jungtertiär hochgespießten Keuperschuppen weiterverfolgen (vgl. die Profile Abb. 18 b—c, S. 64).

Helvet. — Der großen Gebirgsbildung in Südvalencia und dem angrenzenden Teil von Alicante folgte eine rasche Abtragung. Helvetische Kalke transgredierte auf den bereits abradierten Falten. Das Meer drang jedoch anscheinend nicht so weit nach Norden vor wie im Burdigal; nach den spärlichen Resten zu urteilen (vgl. Abb. 29), griff es nur wenig über den südvalencianischen Abbruch hinaus.

Zweite steirische Phase. — Am Ende des Helvet setzte erneut eine Orogenese, jedenfalls die zweite steirische, ein, die das Meer endgültig vom Boden unseres Gebietes verdrängte. Sie stellt nur einen schwachen Nachklang der nachburdigal-vorhelvetischen Bewegungen dar; denn ihre Auswirkungen beschränken sich auf eine geringe posthume Faltung der südlichen Ketten, wobei ihre Intensität etwa ein Viertel der Hauptphase erreicht (S. 65 ff.).

Torton-Sarmat. — Im Jungmiozän bildeten sich in Valencia wie im übrigen Spanien große innerkontinentale Senkungsfelder,

die den Schutt der aufsteigenden Randgebiete aufnahmen, dabei sich weiter und weiter ausdehnten, bis mit dem Erlahmen der Epirogenese gegen Ende des Miozän fast die ganze Fläche eingeebnet und mit Abtragsmassen überdeckt war. Wenigstens zeitweilig aufragende Hochgebiete, die von einem Fächer grober Fanglomerate umgeben sind, waren in Valencia die Sierra de Atalaya nördlich Utiel und Requena, die Sierra Malacara, die Sierras de Martés und de Dosaguas, ferner wohl auch die nördlichen Grenzkämme der Provinz gegen Teruel und Castellón um Alcublas, Andilla, Chelva und Titaguas. Geosynklinalräume waren einmal das Hinterland von Valencia, also die Gegend von Liria, Cheste, Chiva, Buñol, Torrente, Monserrat, zweitens die Flächen um Requena, Utiel, Cofrentes, Ayora, die letzten Endes nur das östliche Randgebiet des großen neukastilischen Tertiärbeckens, das sich bis Madrid und Toledo erstreckt, darstellen. Die beiden Haupt-senkungsgebiete standen in Zusammenhang durch seichtere Furchen, die sich zwischen den genannten Gebirgskämmen hindurchzogen. Trägt man die Lage der torton-sarmatischen terrestren Geosynklinalen auf die tektonische Übersichtskarte Taf. 3 oder auf die Karte des Oligozänuntergrundes Abb. 26, S. 81 ein, so ergibt sich etwas sehr Eigenartiges: die Hauptsammelbecken liegen auf Keuper, die schuttliefernden Randketten dagegen bestehen aus jüngerem Mesozoikum, das heißt, die in der pyrenäischen Phase gehobenen Triashorste befanden sich nun in sinkender, die damals eingesunkenen Blöcke in aufsteigender Bewegung. Im Jungmiozän vollzog sich also eine Umkehr der Bewegungsrichtung, es hat den Anschein, als ob die früher orogen geschaffenen Schweredifferenzen nun auf epirogen-isostatischem Wege wieder ausgeglichen werden sollten. Das Einsinken vollzog sich jedenfalls bruchlos, die alten Verwerfungen lebten nicht wieder auf, sondern wurden durch Verbiegungen ersetzt.

Attische Phase. — Attische Bewegungen an der Grenze Miozän-Pliozän sind in Mittel- und Südvalencia nur örtlich und recht schwach spürbar; sie äußern sich in posthumer Faltungen von etwa west-östlichem Streichen (Sierra Pelenchisa, Sierra Grosa); durch gleichzeitige Dislokationen mögen auch die nicht unbedeutlichen Mächtigkeitsschwankungen des Jungmiozäns in Mittel- und Nordvalencia, wenigstens zum Teil, bedingt sein.

Unterpliozän. — Die fortschreitende Einebnung ließ im Pont unter einem feuchtwarmen Klima auf spanischem Boden große Süßwasserseen entstehen, in denen sich Algenkalke (sog. Paramoskalk) und Schneckenmergel absetzten. Diese krönen auch in Va-

lencia die tertiäre Schichtfolge, wobei sie, wie gesagt, dem Obermiozän zumeist konkordant auflagern.

Rhodanische Phase. — Nach dem Unterpliozän, aber zweifelsohne noch beträchtliche Zeit vor Beginn des Diluviums, erfolgte eine neue kräftige Orogenese, die vierte von Bedeutung für unser Gebiet nach der pyrenäischen, savischen und ersten steirischen; sie ist wahrscheinlich rhodanischen Alters. Am stärksten wird Mittel- und wohl auch Nordvalencia betroffen; sicher datierbar sind hier die gegen Südwest gerichtete Überschiebung am Tertiärgraben von Sieteaguas, der im Fortstreichen gelegene in gleicher Richtung erfolgte Vorschub der Sierra de Utiel über den Graben von El Remedio, ferner die Südbewegungen in der Sierra de Martés und Sierra de Dosaguas. Man sieht, Überschiebungen gegen Südsüdwesten oder Südwesten spielen eine große Rolle, und deshalb darf man wohl auch weitere gleichartige Dislokationen, wie sie aus der Sierra de Corbera (im Fortstreichen der Sierra de Dosaguas) und ganz im Norden bei Chelva (Alcotasachse) auftreten, derselben Phase zurechnen. Im allgemeinen verlaufen die rhodanischen Störungen parallel zu den savischen, in gewissen Fällen, z. B. bei Sieteaguas und Dosaguas, hat man jedoch den Eindruck, daß die jüngeren, mehr westnordwestlich bis ostwestlich gerichteten Überschiebungen die älteren Bruchfalten unter spitzem Winkel schneiden. Ausschließlich herrschend war die Südbewegung aber nicht, wie der nach Norden überfaltete Rodana-sattel westlich Valencia erweist.

Ganz anderer Art waren hingegen die tektonischen Vorgänge im südlichen Teil der Provinz. Hier fehlen Überschiebungen, vielmehr beginnen auf Zerrung zurückgehende streichende und Querbrüche (Játiva, Zerfaserung des Sierra Grosasattels bei Fuente la Higuera) das erstarrte Gefüge in Schollen zu zerlegen. Die eigentliche Faltung dagegen ist seit der attischen Phase zur Ruhe gekommen, mit Ausnahme einer Stelle, nämlich der Achse von Sellent nördlich von Játiva, wo Jungtertiär mitsamt seiner Keuperunterlage aufgerichtet ist. Man kann diesen kleinen Sattel, der sich bemerkenswerterweise auf den mobilen Untergrund beschränkt und nicht in die beiderseits angrenzenden Kreideplatten hineinsetzt, gewissermaßen als junge rhodanische Angliederung an die steirisch gefalteten Ketten Südvalencias betrachten, die ihrerseits ja auch nur wieder vor der vorwandernden inneren Betischen Kordillere zusammengeschoben sind.

Von Interesse ist es, die rhodanisch nicht gestörten Gebiete abzugrenzen. Das sind einmal die Jungtertiärtafeln von Valencia

(Liria, Paterna, Bétera, Torrente, Turis, Buñol, Chiva), zweitens die Hochflächen von Utiel, Requena, Cofrentes, Ayora, also das neukastilische Tertiärbecken — mit einem Worte, alle die Gebiete, wo Keuper in flächenhafter Verbreitung unter der Tertiärdecke ansteht und wo deshalb wohl die größere Nähe des konsolidierten variscischen Untergrundes versteifend wirkte. Ein weiterer Überblick zeigt übrigens, daß die bezeichnenden und auffälligen Eigenschaften der valencianischen Tertiärbecken, nämlich, daß es alte Hochgebiete sind, die später zu sinkenden Räumen wurden und der jungen Faltung Widerstand leisteten, auch für andere Gebiete Spaniens gelten. So liegen die Sedimente des neukastilischen und des andalusischen Beckens vielfach auf Trias, Paläozoikum und Kristallin, aus dem Ebrobecken schaut bei Alcañiz Trias heraus usw.; man darf daher wohl annehmen, daß der Mechanismus ihrer Entstehung und Füllung ein ähnlicher war, wobei, wie gesagt, der Gedanke an isostatische Kompensationsbewegungen naheliegt.

Zusammenfassung. — Ein Rückblick auf die tektonischen Ereignisse im Neogen erweist, daß die alten Anlagen in den jüngeren Phasen konsequent weitergebildet wurden. Aus pyrenäischer Zeit stammt der südvalencianische Abbruch, der seinerseits den jungmesozoischen Faziesgrenzen parallel läuft, sowie die hercynische Richtung im nördlichen Vorlande, für das die savische Orogenese die erste Hauptdislokationsperiode bedeutet. Die Aufaltung der südlichen Ketten fand dagegen erst intramiozän statt, womit dieser Teil der Provinz tektonisch an die Betische Kor-dillere angegliedert wurde. Die rhodanische Phase äußert sich wiederum fast nur im Vorlande und zwar in Süd- und Südwestschüben, entgegen der Bewegungsrichtung im Betikum.

8. Kapitel.

Jungpliozän bis Alluvium.

Hauptverebnung. — Im Oberpliozän lag das damals wohl erheblich weiter ausgedehnte spanische Festland nahe dem Meeresspiegel; so war bei verhältnismäßiger tektonischer Ruhe die Möglichkeit zur Ausbildung weitgedehnter Verebnungen gegeben. Die wahrscheinlich altoberpliozäne Haupttrumpffläche kappt alle Schichten bis Pont einschließlich und überspannt westlich unseres Gebietes die großen Flächen des neukastilischen Beckens. Über die Einebnung ragen nur einzelne Höhen hinaus, z. B. die Sierra de Utiel, die Sierra Malacara, die Kämme der Sierras de Martés und

de Dosaguas. Gerade diese Berge waren schon im Jungmiozän von groben Schuttfächern ummantelt, sie stellen also augenscheinlich Wölbungen dar, die durch lange Zeiträume in Aufwärtsbewegung begriffen waren und in die sich die Hauptfläche piedmont-treppenartig hineinschnitt.

Verbiegung. — Zur Zeit ihrer Entstehung dürfte die Haupt-rumpffläche eine ungefähre Ebene gewesen sein. Heute aber ist sie verbogen; sie sinkt, wie Abb. 30 zeigt, von über 1000 m im Norden auf etwa 500 m in der Sierra Grosa, um dann erneut, und zwar rascher wieder anzusteigen. In jungpliozän-diluvialer Zeit hat sich also eine Geosynklinale gebildet, deren Muldentiefstes etwa dem Außenrand des betischen Faltenlandes folgt und die man, läge sie tiefer und wäre sie mit Sediment erfüllt, ohne weiteres als Vortiefe bezeichnen würde. Die Betische Kordillere besitzt also auch in Valencia die Andeutung einer vielleicht erst in Bildung begriffenen jungen Randsenke, die weiter südwestlich im Guadalquivirbecken so mächtig entwickelt ist.

Walachische Phase. — Aber die oberpliozäne Hauptverebnung wurde nicht nur durch Verbiegungen deformiert, sondern auch durch Brüche und Flexuren zerstückelt bzw. versetzt, und zwar ungefähr an der Wende Pliozän-Diluvium (? walachische Phase). Von der Ebromündung über Castellón bis nach Sagunto und südlich Valencia wieder an der Sierra de Corbera her bis über Gandia hinaus läßt sich ein System junger Verwerfungen verfolgen, an denen die oberpliozäne Fastebene z. T. staffelförmig ins Meer versenkt, bzw. unter den jüngeren quartären Schuttmassen des Strand-saumes begraben wurde. Im Bergland von Sagunto zerspaltet sich die Küstenstörung in eine Reihe antithetischer Dislokationen, die am Nordrand der Ebene von Valencia aus südsüdwestlicher Richtung nach Südwesten und Westen herumschwenken. Dies Verhalten legt die Vermutung nahe, daß die valencianische Flachlands-bucht, die bis 40 km tief in das gebirgige Hinterland eingreift und deren erste Anlage sich bis ins Burdigal zurückverfolgen ließ, ihre wesentliche Formung den Senkungsvorgängen der walachischen Orogenese verdankt. In der Tat sieht man verschiedentlich, z. B. bei Náquera, Chiva, Yátova, wie die 100—200 m hohen, gegen den Rand langsam ansteigenden Flächen des Beckens flexurartig in die mehrere 100 m höher gelegene Hauptverebnung der Gebirgsumrahmung übergehen. Bei dieser Senkung ist es naturgemäß nicht ganz ohne Stauchungen abgegangen, die kleine Sättel nördlich Bétera erzeugten und wohl auch die Sierra Pelenchisa nochmals aufwölbten.

Diluviale Bewegungen. — In der Folgezeit, also im Diluvium und Alluvium, wurde die orogene Anlage der valencianischen Ebene, der „Huerta de Valencia“, epirogen und erosiv erheblich ausgestaltet, indem einerseits die Denudation von dem neugeschaffenen Niveau aus rückwärts in die Gebirge eingriff, andererseits

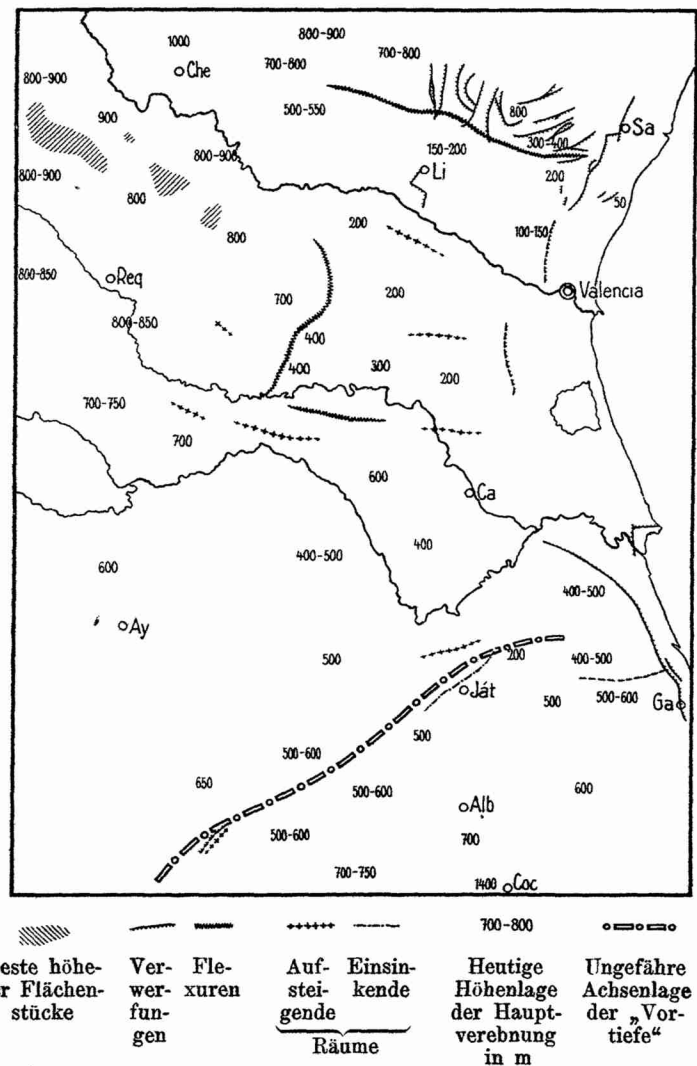


Abb. 30. Karte der Deformation der jungpliozänen Hauptverebnungsfläche in Valencia.
Maßstab 1 : 1 Mill.

(840)

die küstennahen Regionen langsam weiter einsanken und sich mit einem nicht selten 100 m mächtigen Mantel von Schottern und Abschwemm Massen überdeckten. Für das Gebirge bedeutete das Diluvium eine Zeit sehr stark belebter Erosion, in der die Hauptflüsse vielfach unzugängliche Schluchten von 200 m und mehr Tiefe einsägten, und zwar so rasch, daß die nur selten wasserführenden Seitentälchen nicht nachkommen konnten und so zu Hängetälern wurden. Man darf daher wohl annehmen, daß sich an den Küstenrandstörungen mindestens ebenso sehr ein Aufsteigen des spanischen Festlandsblockes als ein Absinken von Stücken des alten Pliozänlandes zum Mittelmeerbecken hin vollzog.

Dem Einsinken der valencianischen Ebene entspricht augenscheinlich eine Aufwölbung des subbetischen Faltenlandes, das man gewissermaßen auf einem Querprofil an den gehobenen diluvialen Meeresablagerungen bei Alicante und auf den Balearen ablesen kann (vgl. Abb. 31).

Alluviale Bewegungen. — Die in historischer Zeit nachweisbaren Bodenbewegungen scheinen nur ein verhältnismäßig geringes Ausmaß zu haben. Das Ufer von Calpe (etwa halbwegs Gandía und Alicante) senkte sich nach JESSEN in nachrömischer Zeit um etwa 1—1,5 m. Weiter nördlich, bei Gandía, Valencia, Sagunto sind Vertikalbewegungen nicht nachweisbar. Hier fand eine starke Anlandung statt, die man an der Mündung der Hauptflüsse (Júcar, Turia, Palancia) auf 4—5 km in den letzten 2000 Jahren beziffern kann. Aber auch die dazwischenliegenden Uferstrecken dürften sich um etwa 2 km vorgeschoben haben, da die kräftigen Küstenströmungen keine vorgebauten Deltas zur Ausbildung kommen lassen, sondern den Schutt längs des ganzen Strandes verteilen. Der beträchtliche Landgewinn, die Ausbildung von Nehrungen (Lago de Albufera) und die Gestaltung des Unterlaufs der Hauptflüsse sprechen übereinstimmend dafür, daß in geschichtlicher Zeit die Senkung der valencianischen Ebene zum Stillstand kam oder doch in sehr langsamem Tempo weitergeht.

Aber zur Ruhe gekommen ist der Boden auch heute noch nicht; darauf deuten die häufigen, wenn auch schwachen Erdbeben hin, die vor allem den Süden der Provinz bevorzugen. Seit 1500 sind bekannt geworden (ungefähre Stärke nach SIEBERG-Graden):

Nordvalencia:

1659 Ademuz

VIII

Mittelvalencia:

1859 Valencia

V

(841)

1872	Llombay [78; 79], Carlet [83; 73], Alginet [87; 76], Alcudia de Carlet [84; 69]	VII
1883	Manuel [85; 53], Villanueva de Castellón [83; 56], Alberique [83; 61], Alcira [90; 64], Carcagente [88; 61], Antella [76; 56]	VI
1904	Valencia	V
1914	Albufera	II
1918	Valencia	III
1918	Algemesi [90; 69]	IV
Südvalencia (mit südvalencianischem Abbruch):		
1599	Gandia [111; 44]	VIII
1615	Onteniente [74; 28]	VIII
1645	Alicante, Südvalencia	IX
1748	Montesa [71; 42]	IX
1909	Gandia	IV
1910	Gandia	VII
1917	Onteniente	IV.

Über die gegenwärtige Massenverteilung und Bewegungstendenz gibt das Schwerebild einen gewissen Aufschluß. Wie schon BORN erkannte, folgt der Betischen Kordillere analog den übrigen alpinen Kettengebirgen ein tiefer Defizittrog. Im Fortstreichen gegen Nordosten hebt sich diese Dichtesyneklone in der Nähe der Küste zwar größtenteils heraus, aber man kann sie, worauf F. LOTZE (1930) zuerst hinwies, doch über die von HECKER gemessenen negativen Anomalien bei Ibiza in Richtung auf die Balearen weiter verfolgen. Eins ist auf jeden Fall sicher, nämlich daß den Keltiberischen Ketten, wie bereits BORN feststellte, keine derart ausgeprägte Defizitzone folgt. So sprechen letzten Endes auch die gravimetrischen Verhältnisse für den Vorlandcharakter des Keltiberikum in gleichem Sinne wie die mesozoische Paläogeographie, die regionale und lokale Tektonik.

Mit der Schwereverteilung scheinen die epirogenen Bewegungen der Quartärzeit in Zusammenhang zu stehen, in dem Sinne, daß die Gebiete mit Unterschwere durch Hebung dem Gleichgewichte zustreben. Auffällig ist jedenfalls, daß die diluvialen Strandterrassen dort am höchsten aufgestiegen sind, wo etwa die Achse der Dichtesyneklone (vgl. Abb. 31) durchstreichen muß. Das valencianische Senkungsfeld hingegen liegt im Bereiche einer relativen Pluszone. Eine völlige Übereinstimmung zwischen Hebungsbetrag und Defizitgröße besteht dabei allerdings nicht, man ge-

winnt vielmehr den Eindruck, daß die große betisch-balearische Unterschwerezone in jüngerer Zeit in ähnlicher Weise durch Plusgebiete unterbrochen wurde und im ganzen nach außen vorge-

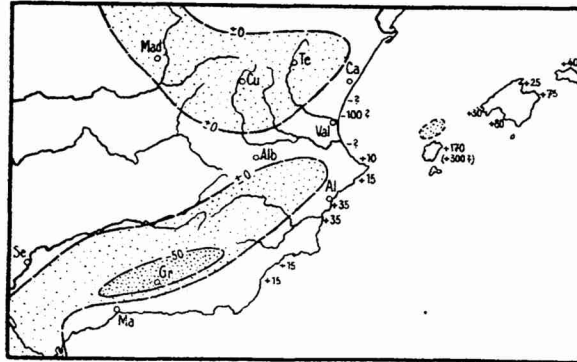


Abb. 31. Kärtchen der isostatischen Schwereanomalien und der Höhenlage der diluvialen Strandterrassen im südöstlichen Spanien.

Gebiete mit isostatischem Defizit punktiert. Hebungs(+)- und Senkungs(-) beträge in Metern; die Terrassenhöhen nach FALLOT, GIGNOUX, HERMITE u. a.

Maßstab 1 : 12 Mill.

wandert ist, wie ich es für die Alpen bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich machen konnte (1928, S. 229).

9. Kapitel.

Rückblick und Zusammenfassung.

Die Hauptprobleme, deren wenigstens teilweise Lösung man von einer genaueren Untersuchung des Gebietes um Valencia erhoffen durfte, sind bereits in der Einleitung (S. 2) dargelegt. Es handelt sich ja im wesentlichen um das Verhältnis zwischen Betischer Kordillere und Keltiberischen Ketten, an das sich wichtige, die Regionaltektonik Südwesteuropas betreffende Fragen knüpfen.

In der Trias begann nach längerer Abtragszeit der variscische Faltenrumpf Nordostspaniens, und zwar vorzugsweise seine sedimentären Zonen, zu sinken. Damals bildete sich zum erstenmale jene große Sammelmulde, gewissermaßen ein erweitertes Ebrobecken, heraus, die sich um den kristallinen Mesetakern nach Andalusien hinein fortsetzte und deren Grundplan während des ganzen Mesozoikums beibehalten wurde. Das Innere der Geosynklinale war bis in den Jura hinein wenig differenziert; insbesondere verhielten sich die Bereiche der heutigen Betischen Kordillere, Keltiberischen Ketten und Pyrenäen in tektonischer und magmatischer Hinsicht

(Ophitergüsse) noch durchaus gleichartig und schienen alle drei eine alpinotype Entwicklungsrichtung einschlagen zu wollen. Aber schon im Jura begannen sich die Wege zu trennen; zwar ist der an den Schichtlücken kenntliche epirogene Bewegungsrhythmus Keltiberiens noch alpidisch, die Ophiteruptionen haben hier jedoch bereits zum Unterschied von den Nachbargebieten aufgehört. Im Tithon endlich ist die Umstellung offensichtlich: von jetzt ab gibt es zwei alpine Tröge — Betische Kordillere-Balearen und Pyrenäen — mit kontinuierlicher bathyaler Sedimentation, von denen wechselnd weitgreifende Transgressionen ausgehen. Die Keltiberischen Ketten liegen von nun an im Bereiche der Schelfgebiete des Mesetarandes — in ihrer paläogeographischen Gesamtsituation vergleichbar mit den Osningketten, die sich um den ebenfalls von kontinentalen und litoralen Ablagerungen überschütteten Außensaum der Rheinischen Masse herumschlingen.

Im mittleren und jüngeren Tertiär wird die im Mesozoikum vorgebildete epirogene Anlage gewissermaßen ins Orogene übertragen: anstelle paläogeographischer und fazieller Bereiche treten Gebirgssysteme, die durch bestimmte tektonische Deformationstypen gekennzeichnet sind. Man darf somit erwarten, daß durch Südvalencia hindurch, parallel zu der in der Kreidezeit sehr deutlichen Grenze zwischen der betischen Tiefenfurche und den vorgelagerten Flachmeerarealen, auch die Scheide zwischen alpinotyper Tektonik im Süden und germanotyper im Norden laufen wird. Das ist in der Tat der Fall: im Süden der Provinz und in dem angrenzenden Teil von Alicante herrscht Faltenbau vom Typus des Kettenjura, der unter einem von Südost wirkenden Schube zustande kam, im mittleren und nördlichen Teil dagegen Bruchfaltungstektonik von vorwiegend nordwestlichem, aber auch ost-westlichem und nord-südlichem Streichen, die örtlich zu meist gegen Südwest gerichtete Überschiebungen gesteigert ist. Beide so verschieden gebaute Gebiete sind getrennt durch eine große durchlaufende, sehr früh entstandene Störung, den südvalencianischen Abbruch.

Aber nicht nur Art und Richtung, auch das Alter der Bewegungen ist hüben und drüben verschieden. Aus den Diskordanzen ließ sich der historische Werdegang des strukturellen Gesamtbildes (vgl. die Abb. 26 u. 28) recht genau ableiten: in der pyrenäischen Phase ein großes Bruchnetz im Vorlande, in der savischen im gleichen Bereiche die erste Bruchfaltung, in der steirischen die Hauptfaltung der betischen Außenketten, in der rhodanischen die zweite, besonders mit Überschiebungen verbundene

Bruchfaltung des keltiberischen Gebietes. Betikum und Keltiberikum wurden also nicht gleichzeitig deformiert, sondern die Hauptorogenesen traten alternierend auf, wie das Kärtchen Abb. 32 und das Schema S. 98 nochmals darstellen. Analogien zu diesem Verhalten liegen nicht fern; man denke nur an das von H. STILLE hervorgehobene Stärkeverhältnis der alpinen und saxonischen Faltungsphasen in Mitteleuropa.

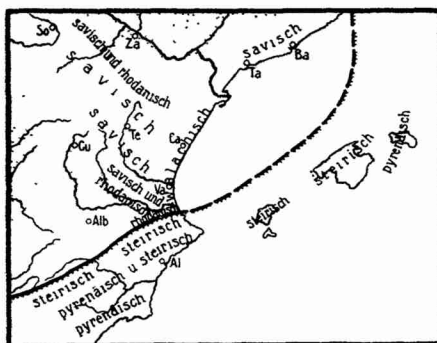


Abb. 32. Kärtchen der regionalen Verteilung der Hauptstörungenphasen im keltiberischen Vorlandsanteil und im betisch-alpidischen Bereich von Südostspanien.

Der alpidische Außenrand durch eine starke Linie bezeichnet; die großen Tertiärbecken punktiert. Die Hauptstreichrichtungen durch die Richtung der eingeschriebenen Phasen angedeutet.

Bei der Lückenhaftigkeit der tertiären Schichtfolge Innerspaniens konnte die Festlegung der Phasen hier naturgemäß nur durch Analogieschluß erfolgen.

Maßstab 1 : 12 Mill.

Paläogeographische und tektonische Tatsachen stempeln somit die Keltiberischen Ketten zu einem Vorlandssystem, das in Südvalencia sogar mit einer unerwartet scharfen Grenze an dem betischen Faltengürtel abstößt, sich nicht etwa mit ihm schart. Betikum und Pyrenäen stehen also nicht quer durch Nordostspanien hindurch in Verbindung, sondern über die Balearen und das Mittelmeer östlich Barcelona, entsprechend dem Verlauf der mesozoischen Geosynklinalen und den heutigen Schwereverhältnissen.

Aber gewisse Besonderheiten bleiben doch noch zu erklären, in erster Linie die Frage der Vortiefe, die nur andeutungsweise in Form einer Verbiegung der jungpliozänen Verebnungsfläche, gewissermaßen in der Luft schwebend, vorhanden ist. Es scheinen in Valencia im kleinen ähnliche Verhältnisse zu obwalten, wie in

Turkestan, wo nach den Untersuchungen von D. I. MUSCHKETOW der alpidische Transalai gleichfalls ohne Zwischenschaltung einer Vortiefe an den variscisch gefalteten Alai anstößt, dessen tertiäre Fastebene übrigens im selben Sinne wie in Valencia schräggestellt ist. Die Analogie geht insofern noch weiter, als hier wie dort das Vorland relativ stark gestört ist, und zwar wird mit der Annäherung an das alpidische Gebiet die Tektonik nicht nur intensiver, sie verjüngt sich auch — wenigstens in Valencia — in dieser Richtung. Aus dem Kärtchen der Hauptstörungsphasen Abb. 32 tritt recht gut heraus, wie dem Anbau nach Norden im Betikum ein Fortbau gegen Südosten im Keltiberikum entspricht.

Tabelle der Faltungsphasen im betischen und keltiberischen Bereich des östlichen Spanien.

	Betikum		Keltiberikum	
	Innere sedimentäre Ketten (Mittelalicante)	Äußere Ketten (Südvalencia)	Südöstlicher Teil (Mittelvalencia)	Nordwestlicher Teil (Castellón, Teruel)
Quartär				
Walachische Phase (Oberpliozän)				
Rhodanische Phase				
Unterpliozän				
Attische Phase				
Torton-Sarmat				
2. steirische Phase				
Helvet				
1. steirische Phase	?			
Burdigal (Aquitän)				
Savische Phase				
Oligozän				
Pyrenäische Phase				?
Eozän (Paläozän)				
Laramische Phase				
(Dan)				
Maastricht				

Gerundete Wellenlinie = Faltung

Eckige Wellenlinie = Bruchbildung

Beides kombiniert = Bruchfaltung

Eingeklammerte Stufen nicht entwickelt.

STILLE (1929) erklärt die Verhältnisse in Zentralasien damit, daß dort die Mobilitätsunterschiede zwischen dem alpinen und dem variscischen Bereiche nicht von jener Schärfe wie in Mitteleuropa sind, und glaubt, daß damit auch das Fehlen der Vortiefe zusammenhängt. Ganz das Gleiche dürfte für Südostspanien gelten.

Oben wurde ja bereits darauf hingewiesen, daß das Gebiet der Keltiberischen Ketten kein reines Vorland ist, sondern auf Grund seiner sedimentären und eruptiven Vorgeschichte den Rang einer Geosynklinale zweiter Ordnung beanspruchen darf, in der die alpinotype Entwicklungsrichtung zwar magmatisch vorbereitet, aber tektonisch nicht zu Ende geführt wurde. Mit andern Worten, Keltiberien weist nicht jenes hohe Maß von Erstarrung auf, wie die übrigen variscisch konsolidierten Teile Spaniens. Deshalb fehlt wie in Zentralasien die Vortiefe dort, wo das keltiberische System gegen die alpidischen Faltenstränge stößt, bei Burgos im Nordwesten, bei Valencia im Südosten; sie setzt jedoch im Fortstreichen, in Andalusien und im Ebrobecken wieder ein, wo das Vorland aus dem völlig konsolidierten Mesetablock besteht.

Durch die relativ hohe Mobilität, die sich der keltiberische Senkungsraum dank seiner besonderen Entwicklung bewahrt hat, dürften sich letzten Endes auch wohl die Unterschiede erklären, die zwischen dem tektonischen Bautypus dieser Region und dem des rein germanotypen Mitteldeutschland bestehen und die bereits von mehreren Bearbeitern (LOTZE, G. RICHTER, HAHNE) hervorgehoben worden sind. Die recht starke junge Deformation des keltiberischen Kettenlandes ist umso bemerkenswerter, als das variscische Grundgebirge nach Untersuchungen von LOTZE doch sehr intensiv gefaltet ist. Durch orogene Durchbewegung braucht demnach eine Scholle nicht endgültig zu erstarren, magmatische Vorgänge in größerer Tiefe können sie vielmehr erneut mobilisieren und haben es in Spanien augenscheinlich auch zum Teil getan. Dafür spricht der nahe räumliche Zusammenhang zwischen der Intensität der Tektonik und der Häufigkeit der Ophite im Keltiberikum (vgl. Abb. 23, S. 74 und die von HAHNE, G. RICHTER, E. SCHRÖDER, TRICALINOS gegebenen Profile).

Aber wenn das Strukturbild Keltiberiens auch relativ bewegt ist, so ist es doch noch weit vom Typus der Alpen oder des Kettenjura entfernt. Ein Blick auf die tektonische Übersichtskarte Taf. 3 zeigt die Unterschiede auf: im Norden ein Durcheinanderstreichen mannigfacher Achsenrichtungen ohne großen Plan, dazu viele streichende und quere Verwerfungen, im Süden ein einheitlicher Bau aus parallelen Falten, selten dagegen Brüche. Die Ursache für die Verschiedenheit des Bautyps dürfte darin liegen, daß in Keltiberien das Grundgebirge mit in die Dislokationen einbezogen ist und durch seine alten Anlagen die Tektonik des jüngeren Überbaus vielfach stört und abwandelt, während im Betikum ein jungfräuliches Schichtenpaket auf einer Gleitfläche unbekümmert um

den Untergrund als Abscherungsdecke zusammengeschoben ist. In Keltiberien haben demnach die tektonischen Kräfte einen sehr viel dickeren Schichtstoß in Mitleidenschaft gezogen als im äußeren Teil des Betikum; mag es nun daran liegen, daß hier der Angriffspunkt des orogenen Impulses in einem tieferen Niveau liegt, oder daß die Abscherungs- und Ausgleichsfläche eine erheblich tiefere Lage einnimmt.

Anhang.

Vorschläge für Begehungen.

Anhangsweise möchte ich noch einen kurzen geologischen Führer hinzufügen. Die vorgeschlagenen Begehungen leiten an die wichtigsten Punkte, soweit sie einigermaßen bequem zugänglich sind, und ermöglichen es, in einigen Tagen einen Überblick über den Bau der Provinz zu gewinnen. Bemerkungen über Verkehrsmittel und Unterkünfte sind gelegentlich hinzugefügt. Für 1—7 dient Valencia, für 8—11 Játiva (Hotel Españoleta) als Standquartier.

1. Schollenland westlich Sagunto.

$\frac{1}{2}$ bis 1 Tag. Mit Bahn nach Bétera, mit Autobus nach Portaceli (Klosterhotel) oder Náquera-Serra. In einem Tage kann man von Portaceli über den Rebaladores (800 m, sehr schöner Blick über das valencianische Senkungsfeld, vgl. S. 38, 44) nach Estivella, bzw. in einem halben von Serra über Segart nach Estivella (Bahn) kommen. Gut erschlossen sind Profile des Buntsandsteins und Muschelkalks, sowie der recht komplizierte antithetische Schollenbau; vgl. S. 37, Profil Abb. 4.

2. Nordwestvalencia.

1 bis $1\frac{1}{2}$ Tag. Mit Bahn bis Liria, mit Autobus nach Chelva. Bis Casinos Schotterflächen mit einzelnen Urgoaptbergen, westlich Anstieg zur Juraumrandung der Wealdmulde von Villar (Profil Abb. 5 b). Blick nach Westen auf Urgoaptstufe hinter Losa (darunter rotweiße Kaolinsande des Oberweald). Blick nach Norden auf antithetische Verwerfungen zwischen Jura und Weald nördlich Villar. Bei km 54—55 Aufschlüsse im Oberweald und Unterurgoapt; bei km 57 große Störung zwischen Kreide und Trias mit Jurastaffel, im Straßeneinschnitt gut erschlossen. Von da bis Chelva Keuper und Carniolas. Zwischen Chelva und Tuejar Buntsandsteinhalbhorst, Überschiebung an der Straße erschlossen; nördlich der Straße Unterkreidegraben (Kaolinbergwerk) (Profil Abb. 6 a). Die im Keuper abgescherten Schuppen der Alcotasachse sind am besten am Fahrweg nach La Yesa östlich des Pico zu studieren (Profile Abb. 6 d, e). Auf $\frac{2}{3}$ Höhe ev. links Abstecher zum „Fenster“ der Ermita El Remedio (Profile Abb. 6 b, c). Dann ganz auf die Hochfläche (alte Fastebene); Jura recht fossilreich. Im Nordwesten Mulde von La Yesa mit zentralem Urgoaptberg; im Süden Chelvatal (Turiaschlucht kaum sichtbar), Atalayagipfel (Urgoapt der Atalayamulde), am Horizont Sierra de Utiel (Jurasattel mit älterer Fastebene) (Profil 1 auf Taf. 1). Abstieg nach Osten zum Alcotasbach; fossilführendes Silur, sehr gutes Triasprofil (Profil Abb. 6 g). Von da Fußweg nach Chelva (Parador de Adelaida).

3. Tertiärgraben von Buñol-Sieteaguas.

1 Tag. Mit Bahn nach Venta de Mina. Bei km 304 nördlich der Straße Überschiebung von Keuper auf Tertiär. Dann längs der Bahn Richtung Buñol;

Unterkreidehorst im Graben, südlich der Bahn Tertiär auf senkrechtem Urgoapt transgredierend (Profil Abb. 10b). Auf Bahn oder Straße nach Buñol. Südwestlich des Ortes an der Straße nach Mijares Auflager von Jungtertiär auf Urgoapt, im Río Buñoltal gegen Alborache zu auf Keuper (voroligozänes Störungssystem!).

4. Niñerola (Taf. 2).

$\frac{3}{4}$ Tag. Mit Autobus nach Venta Cabrera. Südlich Torrente hellgelbe Burdigalsande, dann bräunliches Jungmiozän und pontischer Kalk. Straße nach Osten, bei km 24,5 Weg nach Süden zu den Gipsbrüchen. Oligozän gut erschlossen, fossilführend. Auflager des Oligozäns auf Keuper bei [82,35; 88,15] von Taf. 2, Diskordanz zwischen Oligozän und Burdigalkonglomerat bei [82,15; 88,2] und [82,5; 88,25] sichtbar (Profil Abb. 13a, b). Auf dem Rückweg nördlich der Straße übergreifendes Pont zu verfolgen, mit deutlicher Diskordanz bei [81,4; 89,95]. Zurück mit Autobus von Venta Cabrera (oder ev. von Picasent) aus.

5. Besori.

$\frac{3}{4}$ Tag. Mit Autobus nach Alfarp oder Bahn nach Benifayo. Nördlich der Straße Mulde von fossilreichem Burdigalsandstein, auf der Paßhöhe diskordant darunter Oligozängipse und rote Tone (Abbau in Stollen, Profil Abb. 13d). Südlich des Flußübergangs bei Alfarp alte Brüche mit 4 m dickem Ophitgang (Peña negra).

6. Sierra de Corbera.

1 Tag. Mit Bahn Carcagente-Las Barracas [96,2; 57,7]. Bahn in altem Tal mit fast abgetragenen Abschluß. Von da Querprofil nach La Casella [95,5; 61,0] (fossilführende sandige Kalke des c_3), La Murta [95,8; 63,6]; Überschiebung des Jura und Überkipfung der Kreide im SO gut sichtbar (Profil Abb. 14). Von da nach Corbera oder Alcira.

7. Barig-Gandia.

1 Tag. Mit Bahn Carcagente-Benifairo, mit Autobus nach Simat (starke Karstquelle). Aufstieg aus dem Valldignatal (? Keuper im Untergrund) auf Straße nach Barig. Auf Paßhöhe rechts c_6 -Graben, dann nach S über den Keuperhorst, Randstörung gegen die Sierra Grossa (starker Quellenhorizont) öfter erschlossen (Profil Abb. 17d). Blick nach W durch altes Hochtal, vgl. S. 58. Nach Barig, dann Straße nach Gandia längs des südvalencianischen Abbruchs, der südlich des Mondüber an der Straßenbiegung nach S gut sichtbar, vgl. Taf. 5, Fig. 4. Die Straße folgt jungem steilem Tal; bei km 10—8 flache c_5 — c_6 -Mulde, dann nach Gandia (Hotel Comercio). Oder von der Straßenbiegung Fußweg nach Jeresa (wiedereinsetzender Keuperhorst, vgl. Taf. 6, Fig. 5). Zurück mit Bahn.

8. Játiva-Quatretonda.

1 Tag. Mit Bahn nach Genovés. Straße nach Quatretonda; km 5,5 Helvetkalk mit Basalbreccie aus Keuper, überlagert von pontischem Plattenkalk; (einige km östlich sind bessere Aufschlüsse, Profil Abb. 17a). Bei km 5,8 etwas c_3 , km 5,8—6,6 c_4 , km 6,6—9,2 c_5 , auf Paßhöhe km 7,4 grauer Mergel in c_6 . Bei km 9,2 Oligozän (rote Mergel, Plattenkalke); dann wieder c_6 , darüber Burdigalglaukonit-sandstein, Quatretonda auf Burdigalmergel. Nördlich Quatretonda im Barranco Cucales [92,6; 42,6] gutes Maastrichtprofil (vgl. NICKLES). Dann nach Beniganim und längs der Bahn nach Norden. Burdigalmergel, Basalkonglomerate, darunter

flach diskordant rote Letten und Konglomerate des Oligozän auf c_3 im Bahneinschnitt [86,6; 41,7]. Mit Bahn zurück von Beniganim.

9. Játiva.

$\frac{1}{2}$ Tag. Östlich der Stadt Straße nach Bellús aufwärts. Profil durch steilen Nordflügel des Sierra Grosa-Sattels (Profil Abb. 18a). Gelbe c_6 -Sandsteine (Straßengabelung nach Genovés), c_5 (mit Kastell), Störung (nicht erschlossen). Dann braune jungmiozäne Konglomerate, übergehend in an der Basis sandig-konglomeratische, fossilreiche pontische Mergelkalke (S. 30). Südlich des Tertiärgrabens ev. noch gutes c_3 — c_4 — c_5 Profil durch den Südflügel.

10. Montesa.

$\frac{1}{2}$ Tag. Mit Bahn nach Montesa. Nordwestlich des Dorfes Diskordanz zwischen Helvet und Burdigal; bei der Kapelle Santa Anna [69,8; 42,2] Burdigalbasis und c_3 , recht fossilreich (Profil Abb. 19a).

11. Albaidamulde westlich Onteniente (Taf. 2).

1 Tag, kein Autobus. Gute Aufschlüsse der steirischen Diskordanz nördlich der Straße bei km 20,5—22 [nahe 63,6; 27,1]; alte Steinbrüche im Helvetkalk, darunter c_5 , bzw. Burdigal. Bei km 20,5 Jungmiozän. Dann herüber zur südlichen Straße. Nahe km 5 Helvetkalk, nach N anschwellend, nach S auskeilend. Südlich km 6 Jungmiozän auf Burdigal übergreifend; unter dem basalen Burdigalkonglomerat steilstehendes konglomeratisches Oligozän, darunter c_5 (Profil Abb. 20).

12. Sierra Mariola.

1 Tag. Mit Bahn nach Agres. Dann längs der Vollbahn gegen Cocentaina. Burdigal der Serpismulde überschoben von Kreide der Mariola (erschlossen). Der überkippte Nordflügel stark reduziert. Man beginnt das Profil im Jurakern westlich der Bahn, darüber bunte Wealdsandsteine, Valendiskalksandsteine, sehr fossilreiche Hauterive-Barrémemergel bei La Querola [87,6; 20,3], darüber Urgoaptkalke (vgl. NICKLÈS). Vom nahen Bahnhof guter Blick auf den überkippten Sattel (Profil 4 auf Taf. 1). Nacht in Alcoy oder Játiva, ev. am nächsten Tage Senon des Mariolasüdflügels (vgl. NICKLÈS).

13. Gupurrucho.

1 Tag. Mit Bahn nach La Encina. Von Bahnhof gegen Nordosten, dann quer über den Kreidesattel bei [48; 24] und in Miozänmulde weiter in alter Richtung. Am Nordrand Auflager des Burdigal unter 50° auf Unterkreide, im Süden auf senkrechtem, z. T. überschobenem Senon unter Zwischenschaltung mächtiger Konglomerate (Profil Abb. 13c). Verfolgung der Steilstellungszone bis zur Bahn. Fuente La Higuera auf kaum gestörtem Jungmiozän. Nordöstlich des Bahnhofs bunte Tone und Sande des (?) Oligozän in Zerrspalte der Kreidekalke.