



Geologie von Ost-Ibiza (Balearen)

<https://hdl.handle.net/1874/309971>

#Qu. 192, 1935 (quarto-portef.)

GEOLOGIE VON OST-IBIZA (BALEAREN)

U. HAANSTRA

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

A. qu.
192

GEOLOGIE VON OST-IBIZA (BALEAREN)

PROEFSCHRIFT

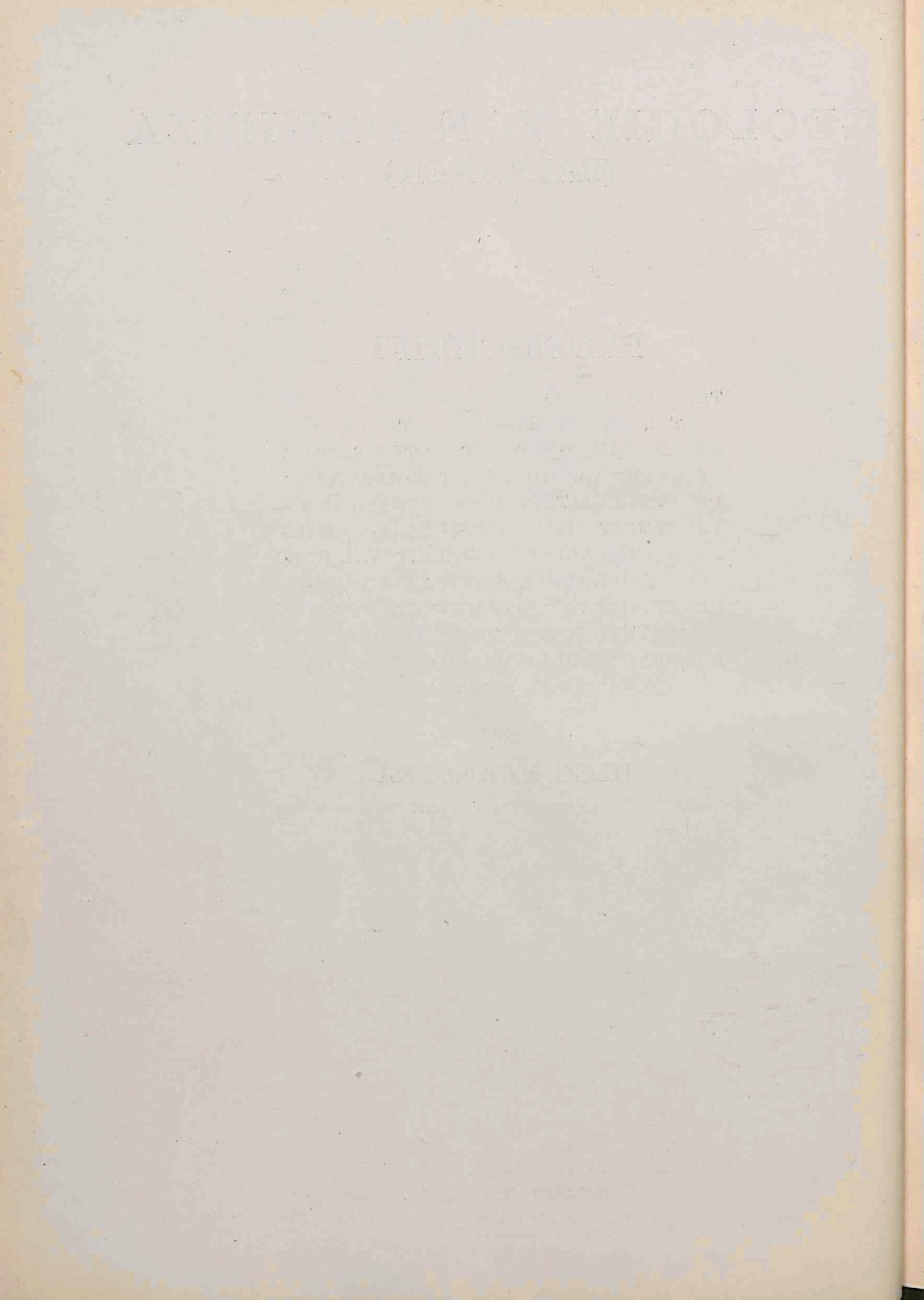
TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE RIJKSUNIVERSITEIT TE UTRECHT,
OP GEZAG VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS
DR. H. BOLKESTEIN, HOOGLEERAAR IN DE
FACULTEIT DER LETTEREN EN WIJS-
BEGEERTE, VOLGENS BESLUIT VAN DEN
SENAAT DER UNIVERSITEIT TEGEN DE BE-
DENKINGEN VAN DE FACULTEIT DER WIS-
EN NATUURKUNDE TE VERDEDIGEN OP
MAANDAG 17 JUNI 1935, DES NAMIDDAGS
TE 3 UUR

DOOR

ULCO HAANSTRA

GEBOREN TE UTRECHT

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.



De V. is uiteraard een uitstekend kind maar de meesten van ons zijn niet zo
veel meer dan een en ander voor uitstekende kinderachtigheid niet te
kennen en te spreken.

Van de verschillende vaders die ik tegenkom, vindt men dat vaders
die alleen één kindje hebben, veel minder interessant en prettiger zijn.
En dat het voor een vader een verademing is om zijn enige kindje te kunnen
verzorgen omdat andere gezinnen een moeite te hebben gevonden om dat te
doen.

Die opmerking is ergens ook in mij opgekomen. De verschillende kinderen die ik
heb gezien, zijn allemaal heel verschillend en heel verschillend
opgemaakt. De ene kind heeft een heel ander karakter dan de ander, en dat is
niet alleen.

Daarom is het voor mij een heel groot voordeel dat ik alleen maar een kindje heb.
Want dan kan ik zonder gedoe en gedoe de enige vader zijn die zijn kindje goed
verzorgt.

Want ik ben een heel goede vader en dat kan ik alleen maar omdat ik alleen maar
een kindje heb.

Want ik kan dan heel makkelijk zijn kindje goed verzorgen want ik kan
niet alleen maar een kindje maar een heel gezin. Want ik kan niet alleen maar
een kindje maar een gezin.

Want ik kan dan heel makkelijk zijn kindje goed verzorgen want ik kan
niet alleen maar een kindje maar een gezin.

Want ik kan dan heel makkelijk zijn kindje goed verzorgen want ik kan
niet alleen maar een kindje maar een gezin.

AAN MIJN OUDERS

Bij het beëindigen van mijn proefschrift wensch ik aan allen, die leiding aan mijn studie hebben gegeven en van wie ik hierbij steun heb mogen ondervinden, mijn oprechten dank uit te spreken.

Naar U, Hooggeleerde RUTTEN, Hooggeachte Promotor, gaat mijn dank allereerst uit. Uw uitgebreide ervaring en helder inzicht hebben gemaakt, dat vele moeilijkheden, die zich bij mijn werk voordeden, tot een oplossing gebracht konden worden. Uw immer opbouwende critiek heb ik steeds ten zeerste gewaardeerd. Ik beschouw het als een groot voorrecht mij tot Uw School te mogen rekenen.

Hooggeleerde SCHMUTZER, daar, waar ik in mijn proefschrift het petrografische terrein betrad, heb ik herhaaldelijk van Uw uitgebreide kennis mogen profiteeren.

Hooggeleerde BROUWER, Gij hebt mij door Uw colleges de tectoniek beter doen begrijpen.

Uw origineele colleges, Hooggeleerde NIERSTRASZ, hebben mij steeds geboeid. De tijd, gedurende welken ik onder Uw leiding mocht werken, zal mij steeds in aangename herinnering blijven.

Aan Uw gedegen colleges, Hooggeleerde VAN DAM, dank ik mijn kennis van de Spaansche taal. Gedurende mijn verblijf in Spanje heb ik hiervan een dankbaar gebruik kunnen maken.

Beste SPIKER, de voor de totstandkoming van onze beide proefschriften zoo noodzakelijke innige samenwerking hebben de vriendschapsbanden, die ons sinds het begin van onzen studietijd bonden, slechts hechter kunnen maken. Aan den tijd, dien wij tezamen in het veld en op de „Ibizakamer” doorbrachten, zullen voor mij de meest prettige herinneringen verbonden blijven.

Het bestuur van het „*Molengraaff-Fonds*”, dat mij in de gelegenheid gesteld heeft aansluitende onderzoeken op Mallorca te verrichten, betuig ik hiervoor mijn welgemeenden dank.

Ten slotte ben ik Professor Dr. J. MARCET-RIBA te Barcelona, redacteur van het tijdschrift „*Géologie de la Méditerranée occidentale*” zeer erkentelijk voor de gelegenheid, die hij mij geboden heeft om dit werk in genoemd tijdschrift te publiceeren.

VOORWOORD.

Dit proefschrift behandelt de geologie en tektoniek van Oost-Ibiza. Het aansluitende westelijke gedeelte van dit eiland leverde de stof voor de dissertatie van E. TH. N. SPIKER. Het geologisch en tektonisch gelijke karakter van Oost- en West-Ibiza maakte het gewenscht, het, voor het geheele eiland geldende, algemeene gedeelte (stratigraphie, tektonisch overzicht, geologische geschiedenis) in samenwerking met E. TH. N. SPIKER te schrijven. Als gevolg van deze omstandigheid zal men het tot pagina 35 afgedrukte (algemeene) gedeelte ook in de dissertatie van E. TH. SPIKER aantreffen.

Dit werk verschijnt als publicatie in het tijdschrift „Géologie de la Méditerranée occidentale”, uitgegeven te Barcelona.

WICHTIGSTE ERRATA

- Lies auf S. 3, Zeile 32 statt Llentrica: Llentrисса.
„ „ S. 4, „ 17 „ Rodona: Redona.
„ „ S. 7, „ 17 „ NOLAN, E.: NOLAN, H.
„ „ S. 7, „ 42 „ ROSENBUCH, H.: ROSENBUSCH, H.
„ „ S. 9, „ 5—6 „ „Ensayo... Mallorca“: (Ensayo... Mallorca).
„ „ S. 10, „ 14 „ 1931 erwähnt...: Im Jahre 1931 erwähnt...
„ „ S. 10, „ 15 „ 1934 erwähnt...: Im Jahre 1934 erwähnt...
„ „ S. 12, „ 10 „ („Jacintos de Compostela“): („Jacintos de Compostella“).
„ „ S. 16, „ 7 „ Differentiale: Differentiate.
„ „ S. 17, „ 43 „ ERS: ERZ.
„ „ S. 17, „ 45 die Summenzahlen 100.00 unter den Zahlenreihen I und II.
„ „ S. 18, „ 22 statt ... in den Präparaten etwa...: im Präparat D. 14344
etwa...
„ „ S. 18, „ 22 „ ... und OLIGOKLAS-ANDESIN...: und im Präparat
D. 14345 OLIGOKLAS-ANDESIN.
„ „ S. 19, „ 2 „ Im Präparat läßt...: Im Präparat D. 14347 läßt...
„ „ S. 19, „ 3 „ Im Präparat lassen...: Im Präparat D. 14348 lassen...
„ „ S. 19, „ 40 „ ... ganz den u. a. beschriebenen...: ... ganz den
unter a beschriebenen...
„ „ S. 20, „ 20 „ Differentiale: Differentiate.
„ „ S. 36, „ 11 „ *Puzosia nolani* FALL. var. *tomilianiformis* FALL.: *Puzosia*
nolani FALL. *kilianiformis* FALL.

Für mehrere topographische Namen sind zwei Schreibweisen gebräuchlich. Vergleiche die Schreibweisen in der Karte und im Text z. B. von Punta Grossa (Punta Grossa), Iglesia Veya (Iglesia Vella), Puig de la Descuberta (Puig de la Descoberta).

**GEOLOGIE VON OST-IBIZA
(BALEAREN)**

TAFELN

I.	ABB. 1. <i>Qs-Ls-Fs-Diagramm</i>	17
II.	ABB. 1. <i>Tektonische Übersichtskarte von Ibiza</i>	31
III.	ABB. 1. <i>Blick auf Punta Grossa</i>	35
IV.	— <i>Profilblatt I: NO-Ibiza</i>	62
V.	— <i>Profilblatt III: SO-Ibiza</i>	62
VI.	— <i>Geologische Karte von Ibiza (Balearen)</i>	62

TEXTABBILDUNG

ABB. 1. <i>Küstenprofil nördlich von La Foradada</i>	33
--	----

Einleitung

Ibiza bildet mit der südlich gelegenen Insel Formentera und einigen kleineren Klippeninseln den Pithysenarchipel, der im westlichen Mittelmeerbecken vor dem Golf von Valencia, zwischen der spanischen Küste (Cabo de la Nao) und den Balearen (Mallorca und Menorca) liegt. Nach den Tiefenkarten des Mittelmeeres bauen sich die Pithysen mit den Balearen auf einem submarinen Rücken auf, der sich von Cabo de la Nao in ONO-Richtung über mehr als 250 km erstreckt.

Die geologischen und tektonischen Beziehungen sind in großen Zügen schon von früheren Autoren studiert worden; auch hat P. FALLOT im Jahre 1922 eine kurzgefaßte, an sich vorzügliche Beschreibung von Ibiza gegeben (30). Es fehlte aber noch eine detaillierte Beschreibung der Insel, während auch keine neuere geologische Karte als die von VIDAL u. MOLINA aus dem Jahre 1888 vorlag. Für die letzte geologische Karte von Spanien („Mapa geológico de España“, publicado por el Instituto Geológico y Minero de España, Maßstab 1 : 1000000, Madrid, 1932) hat man für Ibiza die ganz veraltete Karte von VIDAL u. MOLINA (95) übernommen. Wohl hat FALLOT auf Grund seiner Aufnahmen auf Ibiza eine geologische Kartenskizze gemacht, die jedoch nie veröffentlicht worden ist. Er war so freundlich, uns diese Karte (Maßstab 1 : 100000) vor dem Anfang unserer Feldarbeit zur Verfügung zu stellen. Sie hat uns als Basis für unsere Untersuchungen auf Ibiza gedient.

Weil also eine detaillierte Beschreibung noch ausstand, haben wir diese als Thema für unsere Doktorarbeit gewählt, und die Insel in den Sommern 1932 und 1933 neu aufgenommen. Die Insel lieferte genügend Stoff für zwei Dissertationen. Deshalb hat U. HAANSTRA den östlichen Teil, östlich von der Linie Ibiza - San Rafael - San Mateo - Ensenada de Eubarca untersucht, während E. TH. N. SPIKER den westlichen Teil Ibizas in Bearbeitung genommen hat. Weil es jedoch erwünscht war, die Stratigraphie, tektonische Übersicht und geologische Geschichte von beiden Gebieten zusammen zu behandeln, sind diese Abschnitte von uns gemeinschaftlich geschrieben, während jeder für sich die geologische und tektonische Detailbeschreibung seines Gebietes gesondert geliefert hat.

Bei unseren Feldaufnahmen haben wir uns der photographischen Vergrößerungen bedient (Maßstab 1 : 25000) der „Mapa Militar de España“, Blatt 250/251, Ibiza und Blatt 268/269, Formentera (Maßstab 1 : 100000), beide im Jahre 1923 veröffentlicht.

Die Insel Ibiza erstreckt sich von Südwest (Cabo Jueu) nach Nordost (Punta Grossa) über etwa 40 km. Die größte Breite, nämlich von Cabo de Eubarca bis Punta Martinet (östlich der Stadt Ibiza) beträgt 20 km. Die Oberfläche der Insel ist 572 qkm.

Topographisch lassen sich im Prinzip zwei Hügelgruppen unterscheiden: eine südliche, in der die höchsten Gipfel Ibizas vorkommen, nämlich die Atalaya de San José (475 m), Llentrica (414 m), Pez (400 m), Puig Cirer (400 m), und eine nördliche, worin u. a. Campvey (399 m), Capita (385 m), Furnás (409 m), Rey (309 m) und die Atalaya de San Vicente (303 m) liegen. Die zwei Regionen sind durch eine breite, mehr oder weniger Ost-West verlaufende Depression (Ibiza - San Rafael - San Antonio) voneinander getrennt. Das nördliche Hügelland wird an sich wieder von einigen, weniger wichtigen Depressionen und Ebenen in kleinere

Hügelgebiete zerteilt. Die Depressionen sind im allgemeinen aufschlußlos und meistens mit quartären Ablagerungen ausgefüllt, während über große Oberflächen Ackerboden vorkommt. Auch die Hügelgebiete sind zum Teile stark mit Quartär überkrustet. Neben dieser quartären Bedeckung sind auch die Terrassenanlagen, die bis ziemlich hoch an die Hügelabhänge hinaufgehen, und die oft starke Bebuschung und Bewaldung Ursachen, daß gute Aufschlüsse im Binnenland im allgemeinen ziemlich selten sind. Nur die Steilküsten zeigen schöne, gut aufgeschlossene Profile. Infolgedessen haben wir nicht immer die Sicherheit, daß die in der Karte gezeichneten geologischen Grenzen ganz richtig sind.

Neben Ibiza haben wir die ringsum im Meer liegenden kleinen Klippeninseln auch in unsere Abhandlung einbezogen. Die wichtigsten sind:

- A. Vor der Westküste: 1. Vedrá, Vedranell, Galera.
2. Conejera, Bosque, Espartó, Islas Bledas.
- B. Vor der Nordküste: 1. La Margalida.
2. Isla Murada.
3. Isla Caldès.
- C. Vor der Ostküste: 1. Isla del Hort.
2. Tagomago.
- D. Vor der Südküste: 1. Isla Santa Eulalia, Isla Rodona.

Formentera und die zwischen Formentera und Ibiza gelegenen kleinen Inseln (u. a. Espardell und Espalmador) sind aber nicht besprochen worden.

Wir möchten an dieser Stelle allen, die uns sowohl während unseres Aufenthaltes auf Ibiza, als auch bei der späteren Ausarbeitung der Ergebnisse behilflich gewesen sind, unseren herzlichsten Dank aussprechen.

In erster Linie sind wir unserem Lehrer, Herrn Prof. L. RUTTEN (Utrecht) zu großem Dank verpflichtet für die vielfache Unterstützung bei der Durchführung unserer Arbeit.

Daneben schulden wir Herrn Prof. P. FALLOT (Nancy) besonderen Dank, weil er die früher von ihm hergestellte, jedoch nicht veröffentlichte geologische Kartenskizze von Ibiza zu unserer Verfügung stellte und uns viele wertvolle Auskünfte erteilt hat.

Aufrichtig danken wir auch:

Herrn Prof. M. GIGNOUX (Grenoble), für die geleistete Gastfreundschaft in seinem Institut, wo wir Gelegenheit hatten, unser Fossilmaterial mit der Originalsammlung FALLOTS zu vergleichen.

Herrn Prof. H. GERTH (Amsterdam), für die Bestimmung einiger Korallen.

Herrn Prof. G. ASTRE (Toulouse), der so freundlich war, unsere pachyodonten Lammelibranchiata zu bestimmen.

Herrn Prof. A. JEANNET (Zürich), für die Revision des Echiniden - Materials.

Unseren Studienkollegen, die uns mit der Feldarbeit behilflich waren, sagen wir dafür herzlichsten Dank. Besonders danken wir Herrn W. VAN TONGEREN, geol. drs., der einige Gesteinsanalysen anfertigte und den Herren A. OOSTERBAAN, geol. drs., und L. BOOMGAART, geol. cand., die sich mit der Ausarbeitung von Fossilmaterial beschäftigt haben.

Auch dem Personal des Mineralogisch-Geologischen Institutes in Utrecht sei unsere Dankbarkeit versichert: Herrn J. VAN DIJK, für das Anfertigen der Karte, der Profile und Zeichnungen, Herren J. GROOTVELD und J. VERMEER für die Herstellung von Dünnschliffen.

Literaturverzeichnis

1. ADAN DE YARZA: Examen microscópico de varias muestras de rocas eruptivas recogidas por D. Luis María-no Vidal en la Isla de Mallorca. *Bol. Com. Map. Geol. de Esp.*, t. VI, 1879, S. 23—28.
2. ASTRE, G.: Sur les petites Orbitolines plates du sommet des marnes de Santa Fé d'Organyá et sur l'âge de ces marnes. *B. S. G. F.*, 3^e série, t. 29, S. 305, 1929.
3. ASTRE, G.: Un praeradiolitidé de l'ile d'Ibiza. *Proc. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam*, 1935.
4. ASTRE, G.: Gisements péricatalans de Pseudotoucasiella catalaunica. *Proc. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam*, 1935.
5. BEAUMONT, Elie de: Note sur la constitution géologique des îles Baléares. *Ann. Sc. Nat.*, 1^e série, t. X, S. 423—439, Paris, 1827.
6. BRINKMANN, R.: Betikum und Keltiberikum in Südost-Spanien. *Abh. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Physik. Kl.*, III. F., H. 1, 1931.
7. CADISCH, J.: Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. *Geol. Rundschau*, Bd. XXIII, S. 241—257, 1932.
8. CARPENTER, B., PARKER, W. K., JONES, T. R.: Introduction to the Study of Foraminifera. London, 1862.
9. COLOM, G.: Contribución al conocimiento de las facies lito-paleontológicas del Cretácico de las Baleares y del S. E. de España. *Géol. de la Médit. Occ.*, Vol. III, 5^e Partie, No. 2, 1934.
10. COQUAND, H.: Monographie de l'étage Aptien de l'Espagne. Marseille, 1865.
11. CUSHMANN, J. A.: Foraminifera. Their classification and economic use. Sharon, Massachusetts, 1933, 2nd Edition.
12. DACQUÉ, E.: Wirbellose Tiere des Jura. In G. GÜRICH: Leitfossilien, 7. Lief., Berlin, 1934.
13. DARDER PERICÁS, B.: Nota preliminar sobre el triásico de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, noviembre 1913, t. XII.
14. DARDER PERICÁS, B.: Los yesos metamórficos de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, 1914, S. 180.
15. DARDER PERICÁS, B. et FALLOT, P.: L'Ile de Majorque. XIV^e Congr. Géol. Intern., Exc. C-5, Madrid, 1926.
16. DIENER, C.: Lamellibranchiata triadica. *Fossilium catalogus*. I. Animalia, Pars 19, Berlin, 1923.
17. DIENER, C.: Leitfossilien der Trias. Wirbellose Tiere und Kalkalgen. In G. GÜRICH: Leitfossilien, 4. Lief. Berlin, Borntraeger, 1925.
18. DOUILLÉ, H.: Sur la distribution géographique des Rudistes, des Orbitolines et des Orbitoïdes. *B.S.G.F.*, 3^e série, t. 28, S. 222, 1900.
19. DOUILLÉ, H.: Sur la structure des Orbitolines. *B. S. G. F.*, 4^e série, t. 4, S. 653, 1904.
20. DOUILLÉ, H.: Les Orbitolines et leurs enchaînements. *C. R. Ac. Sc.*, Vol. CLV, 1912, S. 567—572.
21. DOUILLÉ, R.: La Péninsule Ibérique. A: Espagne. *Handbuch der Reg. Geologie*, III. Bd., 3. Abt., 1911.
22. EGGER, J. C.: Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der Oberbayrischen Alpen. *Abh. d. K. Bayr. Ak. d. Wiss.*, Kl. 2a, Vol. 21, Fasc. I, 1899.
23. EGGER, J. C.: Der Bau der Orbitolinen und verwandter Formen. *Abh. d. K. Bayr. Ak. d. Wiss.*, Kl. 2a, Vol. 21, Fasc. 3, S. 579, 1902.
24. FALLOT, P.: Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares. *Trav. Lab. Géol. Univ. de Grenoble*, 1910.
25. FALLOT, P.: Sur la Tectonique de la Sierra de Majorque. *C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLVIII, S. 645.
26. FALLOT, P.: Sur la stratigraphie de la Sierra de Majorque. *C. R. Ac. Sc.*, 1914, t. CLVIII, S. 817.
27. FALLOT, P.: Sur la présence de l'Aptien dans la Sierra de Majorque. *C. R. Ac. Sc.*, 1916, t. CLXII, S. 838.
28. FALLOT, P.: Sur la Géologie de l'ile d'Ibiza. *C. R. Ac. Sc.*, 1917, t. CLXIV, S. 103.
29. FALLOT, P.: Sur la Tectonique de l'ile d'Ibiza. *C. R. Ac. Sc.*, 1917, t. CLXIV, S. 186.
30. FALLOT, P.: Étude géologique de la Sierra de Majorque. *Thèse, Béranger, Paris-Liège*, 1922.

31. FALLOT, P.: État de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique (Espagne méridionale). Livre jubilaire S. G. F., 1830—1930, S. 279—305.
32. FALLOT, P.: Contribution à l'étude du Jurassique supérieur subbétique. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXXI, 1931, S. 113—132.
33. FALLOT, P.: Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Géol. de la Médit. Occ., Vol. IV, 2^e Partie, No. 1, 1931—1933.
34. FALLOT, P. et TERMIER, H.: Sur l'extension verticale du faciès marneux à céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza. C. R. Ac. Sc., t. CLXXIII, S. 91, 1921.
35. FAURE, E.: Description des fossiles du terrain Jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. II, 1875.
36. FAURE, E.: Description des fossiles du terrain oxfordien des Alpes fribourgeoises. Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. III, 1876.
37. FAURE, E.: La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. IV, 1877.
38. FRECH, F.: Lethaea geognostica. Handbuch der Erdgeschichte. Teil II: Das Mesozoicum, 1. Heft, Trias, 1903—1905.
39. FRITSCH, K.: Einige Eozäne Foraminiferen von Borneo. Palaeontographica, Suppl. III; 1a, 1878.
40. GIGNOUX, M.: Géologie stratigraphique. Masson et Cie., Paris, 1926.
41. GIGNOUX, M. et FALLOT, P.: Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. C. R. XIV^e Congr. Géol. Intern., Madrid, 1926, S. 416.
42. GRAS, A.: Catalogue des corps organisés fossiles qui se rencontrent dans le Département de l'Isère. Grenoble, 1852.
43. HAUG, E.: Traité de Géologie. Paris, A. Colin, 1927.
44. HOLLISTER, J. S.: Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen. Abh. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. Folge, Heft 10, 1934.
45. JACOB, Ch. et FALLOT, P.: Étude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et mésocrétacées du Sud-Est de la France. Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. XXXIX, 1913.
46. JEANNET, A.: Sur quelques Échinides crétacés d'Ibiza (Baléares). Ecl. Geol. Helv., Vol. 27, N° 2, 1934, S. 387.
47. JEANNET, A.: Sur deux Échinides irréguliers du Crétacé inférieur d'Ibiza (Baléares). Proc. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam, 1935.
48. KAYSER, E.: Lehrbuch der Geologie. 6.—7. Auflage, 1923—1924.
49. KILIAN, W.: Lethaea Geognostica. Handbuch der Erdgeschichte, II. Teil, 3. Bd., 1. Abt., Lief. 1, 2, 3, 1907, 1910, 1913.
50. LAMOUCHE: Fossiles caractéristiques. 1925.
51. LEYMERIE, A.: Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne, 1881, Toulouse.
52. LORENZ, E.: Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Teil: der südlichen Rhaetikon. Ber. d. Naturw. Ges. zu Freiburg i. Br., 12. Bd., 1902, S. 34.
53. DE LORIOL, P.: Monographie des couches de l'étage Valangien des carrières d'Arzier (Vaud). Mat. p. l. Pal. Suisse, IV^e série, 1865—1868.
54. DE LORIOL, P.: Monographie paléontologique des couches de la zone à Ammonites tenuilobatus de Baden (Argovie). Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. III, 1876; Vol. IV, 1877.
55. DE LORIOL, P.: Étude sur les mollusques de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. XXIII, 1896; Vol. XXIV, 1897.
56. LUDWIG SALVATOR, ERZHERZOG: Die Balearen geschildert in Wort und Bild. 7 Teile in 9 Bänden, Leipzig. 1869—1890. Kleine Ausgabe, 2 Bde., Würzburg, 1897.
57. MARTIN, K.: Untersuchungen über den Bau von Orbitolina (Patellina auct.) von Borneo. Samml. Geol. Reichs-Mus. Leiden, Ser. 1a, Vol. IV, 1884—1889.

58. MARCET-RIBA, J.: Les lleis de macla dels feldespats de varies roques de Camarena, Bagur, Ferragut i Eivissa, determinades pels metodes universals de Fedorow. Butlletí de l'Institució Catalana d'Història Natural, 2^a Sèrie, 1923, Vol. III, Nº 9.
59. MARCET-RIBA, J.: Variaciones de las constantes ópticas de algunos minerales petrográficos determinadas por los métodos universales de Fedorow. Publicaciones de la Sección de Ciencias Naturales. Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona, 1923.
60. MOJSISOWICS, E. von: Die Cephalopoden der Mediterranen Triasprovinz. Abh. der K. K. Geol. Reichsanstalt, 1882, t. X.
61. MOJSISOWICS, E. von: Über Ammonitenführende Kalke unternorischen Alters auf den Balearischen Inseln. Verh. der K. K. Geol. Reichsanstalt, 1887.
62. MUNIER-CHALMAS: Fossiles recueillis aux Baléares par M. Hermite. B. S. G. F., 3^e série, t. VII, S. 497, 1879.
63. NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I: Einführung. Berlin, 1923.
64. NOLAN, H.: Note sur le Trias de Minorque et Majorque. B. S. G. F., 3^e série, t. XV, S. 593—599, 1887.
65. NOLAN, H.: Sur les terrains triasiques et jurassiques des îles Baléares. C. R. Ac. Sc., t. CXVII, 1893.
66. NOLAN, H.: Structure géologique d'ensemble de l'archipel Baléare. B. S. G. F., 3^e série, t. XXIII, S. 76—91, 1895.
67. NOLAN, E.: Sur le Jurassique et le Crétacé des îles Baléares. C. R. Ac. Sc., t. CXVII, 1895.
68. OGDEN CARSEY, D.: Foraminifera of the Cretaceous of Central Texas. Univ. of Texas. Bulletin, No. 2612, 1926. S. 3—56.
69. OPPEL, A.: Über Jurassische Cephalopoden. Pal. Mitt. a. d. Mus. des K. Bayer. St., 1862, und Fortsetzung, 1863.
70. D'ORBIGNY, A.: Paléontologie française. Paris, 1842—1849.
71. D'ORBIGNY, A.: Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. Vol. II, Paris, 1850.
72. PICTET, F. J.: Mélanges Paléontologiques. Genève, 1863—1868.
73. PICTET, F. J. et CAMPICHE, G.: Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. 1^e Partie: Mat. p. l. Pal. Suisse, 2^e série, 1858—1860; 2^e Partie: 3^e série, 1861—1864; 3^e Partie: 4^e série, 1865—1868; 4^e Partie: 5^e série, 1868—1871; 5^e Partie: 6^e série, 1872—1873.
74. PICTET, F. J. et DE LORIOL, P.: Description des fossiles contenus dans le terrain néocomien des Voirons. Mat. p. l. Pal. Suisse, 2^e série, 1858—1860.
75. PICTET, F. J. et RENEVIER, E.: Description des fossiles du terrain Aptien de la Perte du Rhône et des environs de Ste Croix. Mat. p. l. Pal. Suisse, 1^e série, 1854—1858.
76. PRAESENT, H.: Bau und Boden der Balearischen Inseln. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald, Bd. XIII, 1911, S. 19—106.
77. QUENSTEDT, F. A.: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Band III: Der weisse Jura. Text und Atlas, Stuttgart, 1887—1888.
78. DE RIAZ, A.: Description des Ammonites des couches à *Peltoceras transversarium* (Oxfordien supérieur) de Trept (Isère). Paris, Masson et Cie., 1898.
79. ROEMER, F.: Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. Bonn, 1852.
80. RONCHADZÉ, J.: Périsphinctes de l'Argovien de Chézery et de la Faucille. Thèse. Univ. de Genève, Lab. de Géologie, 1917.
81. ROSENBUCH, H. und A. OSANN: Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.
82. RUTTEN, L. M. und ANDEREN: Geologische Nomenclator. Geol. Mijnb. Gen. v. Nederlanden Koloniën, Den Haag, 1929.
83. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.: Algunas rocas nuevas para España. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIV, 1924, S. 65.
84. SCHMIDT, M.: Neue Funde in der Iberisch-Balearischen Trias. Sitz. Ber. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl., 25, 1929.

85. SCHMIDT, M.: Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias. Sitz. Ber. Preuss. Akad. Wiss., Phys.-Mat. Kl., 26, 1930.
86. SCHMIDT, M.: Beobachtungen über die Trias von Olesa de Montserrat und Vallirana in Katalonien und den „Keuper“ von Alicante. Géol. Médit. de la Occ., Vol. III, 3^e Partie, No. 23, 1933.
87. SEIDLITZ, W. VON: Der geologische Bau und die tektonische Bedeutung der Balearischen Inseln. Geol. Rundschau, Bd. XVIII, 1927, S. 308—320.
88. SHERBORN, C. D.: Bibliography of the Foraminifera, recent and fossil. 1865—1888.
89. SHERBORN, C. D.: An index to the Genera and Species of the Foraminifera. 1898.
90. SIEMIRADZKI, J. VON: Monographische Beschreibung der Ammonitengattung *Perisphinctes*. Palaeontographica, Bd. 45, 1898—1899.
91. SILVESTRI, A.: Foraminiferi del Cretaceo della Somalia. Palaeontographica Italica, Vol. XXXII (N. Ser., Vol. II), 1931.
92. STILLE, H.: Über west-mediterrane Gebirgszusammenhänge. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., N. F. 12, 3, 1927.
93. THOS Y CODINA: Notas acerca de la constitución geológica de las islas Ibiza y Formentera. Bol. Com. Map. Geol. Esp., t. III, 1876, S. 363—367.
94. TORNQUIST, A.: Über die ausseralpine Trias auf den Balearen und in Katalonien. Sitz. Ber. K. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, Bd. XXXVI, 1909, S. 902—918.
95. VIDAL, L. M. Y MOLINA, E.: Reseña física y geológica de las islas Ibiza y Formentera. Bol. Com. Map. Geol. Esp., Madrid, 1888.
96. VIENNOT, P.: Sur la valeur paléontologique et stratigraphique d'*Orbitolina subconcava* Leymerie. C. R. somm. S. G. F., 6, 1929, S. 75—77.
97. WEPFER, E.: Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Palaeontographica, Bd. LIX, 1911.
98. WILLKOMM, M.: Spanien und die Balearen. Berlin, 1876.
99. WILLKOMM, M.: Die Pyrenäische Halbinsel. Das Wissen der Gegenwart. Bd. 43: Ost- und Süd-Spanien. Die Balearen und Pithyusen. Leipzig-Wien, 1886.
100. WURM, A.: Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1911, Bd. LXIII.
101. WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der Iberisch-Balearischen Triasprovinz. Verh. Naturw. Ver. Heidelberg, N. F., 12, 1913.
102. WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Katalonien. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 1919, Bd. LXXI, S. 153.
103. YABE, H. and HANZAWA, S.: Geological Age of *Orbitolina*-bearing Rocks of Japan. Science Report Tōkohu Imp. Univ., Ser. 2 (Geol.), Vol. IX, No. I, 1926.
104. ZIETEN, C. H. VON: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart, 1830.
105. ZITTEL, K. A.: Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Text und Atlas. Palaeont. Mittheil. Mus. K. Bayer. Staates, 2, Bd., 1868.
106. ZITTEL, K. A. (F. BROILI): Grundzüge der Paläontologie. I. Invertebrate. 1924.

HISTORISCHE ÜBERSICHT

Die erste wichtige Abhandlung über die Geologie von Ibiza ist von L. M. VIDAL und E. MOLINA (95). Hierin erwähnen sie die spärlichen Daten, die vor ihnen über die Geologie Ibizas bekannt waren:

1864: MAESTRE bezeichnete auf seiner „Bosquejo general geológico de España“ Ibiza als Tertiär.

1867: Bouvy wies eine gewisse Formationsähnlichkeit mit Mallorca nach „Ensayo de una descripción geológica de la isla de Mallorca“.

1872: VILANOVA gibt auf einer kleinen, sein „Compendio de Geología“ begleitenden Karte, ebenso wie MAESTRE, Ibiza als Tertiär an.

1876: THOS Y CODINA unterscheidet in seinen „Notas acerca de la constitución geológica de las islas Ibiza y Formentera“ (93) einige Gesteinstypen auf den Inseln, ohne sich jedoch über die Frage des geologischen Alters auszusprechen.

Es sind erst VIDAL und MOLINA gewesen, die sich im Jahre 1888 mit der Stratigraphie Ibizas beschäftigt haben. Die Ober-Trias ist nach ihnen in Ost-Ibiza in Form von fossilleeren Dolomiten, die zuweilen Erze enthalten, vorhanden. Es waren gerade diese Erze, die ähnlich in Ober-Triasdolomiten von Ost-Spanien auftreten, welche VIDAL und MOLINA veranlaßten, dieses Alter für die Gesteine von Ost Ibiza anzunehmen. Neben Ober-Trias haben sie Oxfordien, Unter-Neokom und Urgo-Aptien auf Ibiza erkannt, welche sie in einigen auf sich selbst stehenden Profilen beschreiben, ohne sich weiter über die Tektonik der Insel auszusprechen. Einige Konglomerate rechnen sie mit Vorbehalt zum Eozän. Bei Cabo Jueu stellten sie das Vorkommen von fossilhaltigem Ober-Miozän fest, während sie die Küstengesteine zwischen Punta de Serra (NO Ibiza) mit Vorbehalt zur gleichen Formation brachten. Auch schenkten sie den quartären Ablagerungen ihre Aufmerksamkeit. Neben einer kurzen Beschreibung des Minenbetriebes geben sie auch Details über Eruptivgesteine, die nach ihnen von ober-kretazeischem oder tertiärem Alter sind.

Auf der von ihnen verfaßten Karte (Maßstab 1 : 400 000) ist ungefähr die ganze Oberfläche der Insel als Quartär und Neokom (bzw. Urgon) angegeben, während nur an einigen Stellen andere Formationen in kleiner Ausdehnung eingezeichnet worden sind. Auf der geologischen Übersichtskarte von Spanien von 1932 (Maßstab 1 : 1 000 000), ist für Ibiza diese Karte noch übernommen.

H. NOLAN gab in den Jahren 1893 und 1895 (65 und 67) eine ausführlichere Stratigraphie des Mesozoikums des Balearenarchipels. Für Ibiza kann er in der Trias, durch Parallelisierung mit Menorca, drei Horizonte unterscheiden. Im Ober-Jura erkennt er neben dem schon von VIDAL und MOLINA gefundenen Rauraciens-Oxfordien das Kimmeridge, welches durch fossilleere Kalke vertreten ist. Auch erwähnt er das Vorhandensein von Tithon in seiner, für das westliche Mittelmeer ungewöhnlichen Fazies von Mergeln mit pyritisierten Ammoniten. In der Unter-Kreide unterscheidet er Berrias, Valanginien, Hauterivien, Barrémien und transgressive Aptien in Mergelfazies mit Cephalopoden. In den zwei letzteren Etagen erwähnt er Einschaltungen von Riffkalken. Das Gault ist nach ihm auf Ibiza nicht vorhanden. Als jüngste Kreideschichten erkennt er Vraconnien und Cenoman (mit *Heterodiadema lyticum* COTTEAU).

NOLAN hat sich im Jahre 1895 (66) auch mit der Tektonik von Ibiza beschäftigt. Seinen veralteten Auffassungen ist der Stempel seiner Zeit, in welcher sich die alpine Tektonik noch in den Anfangsstadien befand, aufgedrückt.

H. PRAESENT gibt 1910 (76) eine kurze Übersicht über die ältere Literatur. Selbst hat er jedoch keine neuen Daten hinzufügen können.

Ein bedeutender Fortschritt in dem Stand unserer Kenntnis ist erst seit dem Jahre 1917 zu bemerken. In diesem Jahre gibt P. FALLOT in einigen kurzen Aufsätzen (28 und 29) eine Übersicht über Tektonik und Geologie der Insel, in welchen er, als erster, den Schuppenbau Ibizas klargestellt hat. Er unterscheidet die drei Serien: Ibizaserie, Cirer-Reyserie und Eubarcaserie.

In seiner Dissertation über die Sierra de Mallorca (30), in welcher er auch Ibiza in seine Betrachtungen einbezieht, kommt er ausführlicher darauf zurück. In derselben Abhandlung gibt er auch eine detaillierte

stratigraphische Einteilung der Schichten auf Ibiza. In der Trias unterscheidet er: Dolomite und Kalke des Muschelkalkes, bunte Mergel mit Gips und Eruptiva des Keupers und Dolomite, die möglicherweise Ober-Trias sein können. Im Ober-Jura erkennt er ein Oxfordien-, Argovien- und Rauracienniveau und erwähnt auch das schon von NOLAN entdeckte Tithon in mergeliger Fazies mit pyritisierten Ammoniten. Mit H. TERMIER hat er schon früher im Jahre 1921 (34) das Vorkommen der ganzen Unter-Kreide in bathyaler Fazies von Tithon bis Gault festgestellt (Ibizaschuppe). Die Unter-Kreide (Hauterivien-Gault) der zwei tieferen Serien findet er in zoogen-urgonischer Fazies entwickelt. Die Konglomerate, Mergel und Sandsteine, die vielfach auf Ibiza vorkommen, stellt er, nach Vergleich mit ähnlichen Gesteinen auf Mallorca (Deyá), ins Unter-Miozän, während er auch ein zweifelhaftes Vorkommen von Nummulitikum auf der Insel erwähnt. Auf Grund von sub-horizontal liegenden Torton(?)schichten bei Cala Portinatx (NO Ibiza) nimmt er prae-tortonisches Alter des Zusammenschubes an. Auch schenkt er den quartären Ablagerungen seine Aufmerksamkeit.

Im Jahre 1924 beschreibt M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA einige Eruptivgesteine Ibizas (83), deren Feldspäte von J. MARCET-RIBA nach der Methode Fedorow bestimmt worden sind (58 und 59).

1931 erwähnt FALLOT in einer Übersicht über Trias, Lias und Dogger der Betischen Kette (33) auch Ibiza.

1934 erwähnt G. COLOM in einer Beschreibung der Kreide der Balearen und SO-Spanien das Vorkommen von *Calpionellen* in den Kreideablagerungen Ibizas (9).

S T R A T I G R A P H I E T R I A S

Die älteste Formation, die auf Ibiza vorkommt, ist die Trias, die im allgemeinen direkt über den Schuppengrenzen in größerer oder kleinerer Ausdehnung zutage tritt, und zwar zum Teil in Form blauer Kalke und blau-grauer Dolomite, zum Teil als bunte, oft Gips enthaltende Mergel. Die letzteren sind durch ihre Weichheit und Schmiegsamkeit die Gleithorizonte für die Überschiebungen, die in starkem Maß die Tektonik der Insel beherrschen, gewesen. Die größte Verbreitung hat die Trias in Ost-Ibiza, wo in der Gegend von San Carlos das Terrain fast ganz von ihr eingenommen wird (Massiv von San Carlos). Hier hat sie sich auch am besten für eine detaillierte Untersuchung geeignet.

Es ist sehr schwer, eine genaue stratigraphische Einteilung der Trias Ibizas zu geben. Die wichtigsten Ursachen hierfür sind:

a) Das fast gänzliche Fehlen fossilführender Schichten oder sonstiger typischer Horizonte, die eine Parallelisation ermöglichen würden.

b) Die starke Störung der Trias, besonders der bunten Mergel in der Nähe der Überschiebungssilächen.

Wir haben deshalb keine sichere Stratigraphie für die Trias aufstellen können und beschränken uns darauf, eine Beschreibung von typischen Profilen zu geben und durch lithologische Vergleichung der Profilhorizonte untereinander eine wahrscheinliche Schichtenfolge aufzustellen.

Folgende Gesteinstypen können auf Grund lithologischer Kennzeichen unterschieden werden:

Dolomite: Die gewöhnlichsten Gesteine der Trias. Sie sind im allgemeinen kompakt, in der Nähe bunter Mergel aber fein- bis grobzellig; bisweilen sind sie pseudo-breccios. Am häufigsten haben sie graublaue Farbe, während rötliche, gelb-weiße und braune Varietäten weniger auftreten. Meistens sind sie unregelmäßig gebankt; sehr deutliche Bankung (0,50 m und mehr) kommt jedoch nicht selten vor. Durch Verwitterung hat die Oberfläche der Dolomite ein typisches, Elephantenhaut-ähnliches Aussehen bekommen. An Punta de Valls (O Ibiza) und auf der Insel Tagomago sind die Dolomite oft senkrecht zur Schichtfläche von mehr oder weniger parallel verlaufenden, weißen Kalzitäderchen durchsetzt. Zuweilen findet man diese weiße Durchaderung auch an anderen Stellen auf Ibiza. Oft sind diese Dolomite stark kalkig.

Aus der chemischen Analyse eines Dolomites aus dem Massiv von San Carlos: (Analyse W. v. TONGEREN, Utrecht)

unaufl.	SiO ₂	0,20	K ₂ O	Sp.
	Al ₂ O ₃	0,03	H ₂ O +	0,20
	Fe ₂ O ₃	0,13	H ₂ O -	0,15
	TiO ₂	Sp.	TiO ₂	Sp.
			CO ₂	47,23
	SiO ₂	0,03	P ₂ O ₅	Sp.
	Al ₂ O ₃	0,05	SrO	Sp.
	Fe ₂ O ₃	Sp.	BaO	0,02
	FeO	0,42	Sr	Sp.
	MnO	0,015	SO ₄	—
	MgO	20,87	Cl ₂	Sp.
	CaO	30,61	Org.	Sp.
	Na ₂ O	0,02	Sa.	99,97

erhält man für die Molekularprozente von CaCO₃ und MgCO₃ 51,07% und 48,37% während (Fe, Mn) CO₃ in 0,56% vorkommt. Es handelt sich also um ein sehr typisches Dolomitgestein.

Kalke: Weniger zutage tretend als die Dolomite. Am verbreitesten sind dick- bis dünngebankte (0,10—1 m), dunkelblaue, weißdurchaderte, harte, kompakte Kalke, die hellgrau gefleckt verwittern. Bisweilen zeigen die einzelnen Bänke an sich wieder äußerst feine Schichtung. Bei Cabo Roig enthalten sie viele Fu-

coiden. Im Zusammenhang mit diesen blauen Kalken kommen zuweilen matte, graue Kalke mit wasserhellen Kalzitäderchen vor.

Die blauen Kalke und Dolomite gehen entweder allmählich in einander über, oder sie sind durch ein *Fucoiden*-enthaltendes Niveau von einander getrennt.

Fucoidenmergel: Hellgraue bis weiße, sterile, wenig *Fucoiden*-enthaltende Mergel mit eingeschalteten dünnen, blauen Kalkbänkchen, welch' letztere oft sehr zahlreich werden können. Südlich von San Carlos erreicht das Mergelpaket, das zuweilen stark gepreßt und zerquetscht ist, eine Dicke von 10—15 m.

Bunte Mergel: Wenig kalkige Mergel und kalkige Schiefertone mit hauptsächlich roter, oft aber auch blauer, grüner, gelber und violetter Farbe, die oft Gips und Eruptiva enthalten. An vielen Stellen kommen kleine, bipyramidale Quarzkristalle („Jacintos de Compostela“) in den bunten Mergeln vor.

Zellendolomit: In geringer Ausdehnung treten an der Grenze von kompaktem Dolomit und buntem Mergel zuweilen graugelbe, grob- bis feinzellige Dolomite und Carniolas auf, die den Übergang von Mergeln nach kompaktem Dolomit bilden. In ihren untersten Niveaus sind sie mehr als grobzellige Mergelkalke entwickelt.

Einige Profile:

Bucht von Cala Leña, SO von San Carlos, Ost-Ibiza.

Hier ist nachstehende Schichtenfolge zu beobachten:

4. Blaugraue, kompakte Dolomite. (Oben)
 3. Gelblich-grauer Zellendolomit. 5—6 m.
 2. Bunter Mergel.
- — — — — anormaler Kontakt.
1. Unter-miozänes Konglomerat. (Unten)

Im Zusammenhang mit dem stark zerquetschten, bunten Mergelniveau kommt eine graugelbe bis rötliche Schicht vor, deren Oberfläche mit kleinen, meist unbestimmbaren Muscheln besetzt ist. Einige konnten wir jedoch als *Hoernesia socialis* v. SCHLT., welche nicht für eine bestimmte Etage der Trias kennzeichnend ist, bestimmen.

Auch am **Westfusse des Puig Argentera** (südlich von San Carlos, O Ibiza) liegen graublaue, 70—80 m mächtige Dolomite auf bunten Mergeln, die hier zusammen mit Eruptivgestein (Ophit) zutage treten. Zwischen den Mergeln und dem Ophit kommen einige graublaue bis grünliche, glaukonitische Glimmersandsteinschichtchen vor; das Zellendolomitniveau ist hier nicht nachgewiesen. In der Nähe von San Carlos werden diese Dolomite von blauen, weißdurchaderten Kalken überlagert und sind dort durch ein 10—20 m dickes, wenig *Fucoiden*-enthaltendes Mergelniveau mit einigen eingeschalteten blauen Kalkbänkchen von ihnen getrennt. Am Hügel westlich vom Puig Argentera kommt in den Mergelschichten noch eine Bank von weißdurchadertem blauem Kalk vor, der viele Durchschnitte von unbestimmbaren Muschelschalen zeigt. Am Nordwestabhang der Atalaya de San Carlos scheint der Dolomit in seinen obersten Schichten dünnbankiger zu werden.

Wir können die Mergelgrenzschichten im Massiv von San Carlos oft über große Strecken im Felde verfolgen und dürfen bei der ziemlich flachen Lage des ganzen Gesteinskomplexes wohl annehmen, daß es sich, wo wir die Mergel angetroffen haben, immer um ein und dasselbe Niveau handelt. Stets liegen Dolomite unter, und blaue Kalke über diesen Mergeln.

In ähnlichen hellen, weißen Mergeln am Westfuß des Ribas (nördlich von Santa Eulalia) fanden wir eine *Placunopsis teruelensis* WURM, was auf Ladinienalter dieser Schicht hinweist. Die Mergel treten hier in der direkten Nähe von Dolomit zutage, während auch blaue Kalke in der Gegend anstehen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß sie dasselbe Niveau vertreten. Wir nehmen dann auch Ladinienalter für diese Schichten an.

Nicht immer sind in Ost-Ibiza blauer Kalk und Dolomit durch ein zwischengeschaltetes Mergelniveau scharf voneinander getrennt. Im Südosten des Massives von San Carlos und auf der Halbinsel von Cabo Roig - Punta de Valls kommt Einschaltung von blauen Kalken in den Dolomiten, und von Dolomiten in den blauen

Kalken vor, wobei Dolomit und blauer Kalk allmählich und ohne Mergelgrenzschichten ineinander übergehen.

Südseite Playa Figueral (Ost-Ibiza).

Auch hier liegen Dolomite auf bunten Mergeln, die die ganze Küste entlang eine große Ausdehnung haben. Zellendolomitische Grenzschichten haben wir nicht *in situ* beobachten können. Am Strand kommen aber zahlreiche große Klötze dieses Gesteins vereinzelt vor, was uns veranlaßt, doch einen ähnlichen zellendolomitischen Übergang von bunten Mergeln in Dolomite wie bei Cala Leña anzunehmen. Die Dolomite werden landeinwärts am Nordabhang der Atalaya de San Carlos von blauen Kalken überlagert, unter Zwischenschaltung des wenig *Fucoiden*-enthaltenden Mergelniveaus.

Iglesia Vella östlich von Santa Eulalia, Ost-Ibiza.

Das einzige fossilführende Niveau außer der Bucht von Cala Leña, kommt an der Oststeilküste der Iglesia Vella vor. Wir übernehmen von FALLOT das von ihm aufgestellte Profil dieser Stelle (30, Seite 45):

5. Harte, kompakte, dickbankige (0,50 m), weißdurchaderte, dunkelblaue Kalke. (Oben)
4. Graublaue bis gelbliche Kalke mit braungelber bis rötlicher Verwitterungskruste, in dünnen Bänken von 0,10—0,20 m, getrennt durch hellgraue Mergel. Die Kalke zeigen auf der Oberfläche zahlreiche organogene Reste. Bestimmbare waren:

Placunopsis teruelensis WURM

Ostrea cf. difformis v. SCHLT.

Hoernesia socialis v. SCHLT.

?*Mytilus eduliformis* v. SCHLT.

Pecten sp.

Zahlreiche *Fucoiden*.

3. Blaue Kalke mit schwarzen Fleckchen. 3—4 m.

2. Dunkelblaue Kalke mit großen *Cephalopoden*-Durchschnitten. 3—4 m.

1. Harte, graue Dolomite, regelmäßig gebankt, oft sehr dünnpflattig. (Unten)

Die Fauna von Niveau 4, wie auch die Gesteinsfazies stimmt mit der von FALLOT beschriebenen Trias von Canet, Mallorca (30, S. 35) überein, die er im Jahre 1922 noch zum Virglorien rechnete. Im Jahre 1931 stellt er sie mit M. SCHMIDT ins Ladinien. (33, S. 11).

Das fossilenthaltende Ladinenniveau der Iglesia Vella ist lithologisch nicht ähnlich ausgebildet wie die zu den Ladinien gerechneten Schichten aus der Gegend von San Carlos. Das erstere ist mehr kalkig entwickelt und seine Kalkbänke zeigen auf der Oberfläche zahlreiche Muschelkalkdurchschnitte. Ähnliche Kalke kommen jedoch auch ein einziges Mal in den Mergelschichten in der Gegend von San Carlos vor (am Südabhang des Hügels westlich des Puig Argentera). Ein zweiter Unterschied ist, daß die Schichten der Iglesia Vella viele, die anderswo vorkommenden, nur wenig *Fucoiden* enthalten. Möglicherweise gehören sie zwei verschiedenen Horizonten des Ladiniens an. Die auf den fossilführenden Schichten der Iglesia Vella liegenden blauen Kalke, und die unter ihnen liegenden Dolomite können jedoch mit den im Massiv von San Carlos vorkommenden blauen Kalk- bzw. Dolomitniveaus parallelisiert werden.

Isla Tagomago: Im zentralen und südlichen Teile der Insel kann man untenstehende Schichtenfolge beobachten:

3. Dickgebankte (0,50 m), blaue, harte, kompakte, weißdurchaderte Kalke. (Oben)
2. Dick- bis dünn geschichtete (0,10—0,50 m), blaue, harte, kompakte, weißdurchaderte Kalke.
1. Dickgebankte, harte, blaue, kalkige Dolomite und dolomitische Kalke mit parallel verlaufenden, weißen Kalzitäderchen, senkrecht zur Schichtfläche. (Unten)

In einer stark aufgefalteten Antiklinale im nördlichen Teile der Insel kommt das Liegende von Niveau 1 in Form von dünn geschichtetem, grauem Dolomit, harten dolomitischen und mehr oder weniger kalkigen Mergeln und zelligen Dolomitbänkchen zutage. Auch treten in diesem Paket vereinzelt dünne, blaue Kalkbänkchen auf.

Die Schichten auf Tagomago scheinen die direkte Fortsetzung derjenigen der Halbinsel von Cabo Roig - Punta de Valls zu bilden. Auch auf dieser Halbinsel kommen die typisch parallel-durchaderten, kalkigen Dolomite bisweilen zutage und scheinen hier normal als kalkige Einschaltungen im Dolomit eingepaßt wer-

den zu können. Die auf Tagomago auf diesen Gesteinen liegenden blauen Kalke können mit den blauen Kalken des Massivs von San Carlos gleichgestellt werden; die dünneschichteten, blauen Kalke mögen dann wohl als kalkige Fazies der Mergelgrenzschichten aufzufassen sein. Auf Grund des Vorhandenseins von zellendolomitischen Schichten in den in der Antiklinale im Norden der Insel aufgefalteten Gesteinen, dürfen wir diese wohl mit dem Zellendolomitniveau parallelisieren.

Die Trias scheint also im Massiv von San Carlos im allgemeinen wie folgt entwickelt zu sein:

5. Blaue Kalke, zuweilen mit dolomitischen Einschaltungen. An Cabo Roig viele *Fucoiden* enthaltend. (Oben)
4. Wenig *Fucoiden*-enthaltende Mergel mit eingeschalteten, blauen Kalkbänkchen, welche letzteren oft sehr zahlreich werden können. Ladinien.
An der Iglesia Vella kalkigere Ladinienschichten mit vielen *Fucoiden*. Vielleicht gehören sie einem anderen Horizont des Ladiniens an, wie die oben genannten Schichten.
3. Blaugrauer, kompakter Dolomit, zuweilen mit blaukalkigen Einschaltungen.
2. Zellendolomit (Carniolas).
1. Bunte Mergel, oft Gips und Eruptiva enthaltend. An vielen Stellen mit kleinen bipyramidalen Quarzkristallen („Jacintos de Compostella“). Am Westfuße des Puig Argentera mit einigen Schichtchen von glaukonitischem Glimmersandstein. Im Zusammenhang mit den bunten Mergeln kommt bei Cala Leña eine Schicht mit *Hoernesia socialis* v. SCHLT. vor. (Unten)

Auch an anderen Stellen auf der Insel sind fragmentarisch ähnliche Triasprofile wie im San Carlosmassiv aufgeschlossen. Besonders die Schuppengrenzen entlang fanden wir fast immer die Dolomite auf den bunten Mergeln liegen, öfters von ihnen durch Zellendolomite getrennt. So ist zum Beispiel am CABO NEGRETE (westlich von Santa Inés, NO Ibiza) untenstehende Schichtenfolge zu beobachten:

7. Kompakter, grauer Dolomit. ? 130 m. (Oben)
6. Grauer, etwas zelliger Dolomit.
5. Feiner, grauer Dolomit.
4. Stark zerquetschter, breccienartiger Dolomit.
3. Zellendolomit.
2. Matter, rötlicher Mergelkalk und bunter Mergel mit Gips.
- — — — — Überschiebung.
1. Urgon. (Unten)

Vom Nordabhang des **Puig de Hort de Alunt**¹⁾ (nordwestlich von San Miguel) erwähnen wir folgendes Profil:

5. Urgon. (Oben)
 4. Lithographischer Ober-Jura.
 3. Dolomite der Trias.
 2. Bunter Mergel.
 - — — — — Überschiebung.
 1. Miozän. (Unten)
- (Siehe auch 30, Abb. 72, S. 181).

Weil die Dolomite hier wieder vom Ober-Jura bedeckt sind, handelt es sich hier ohne Zweifel um eine normale Lage der Schichten. Man sieht im obenstehenden Profil, daß die blauen Kalke und mergeligen Grenzschichten hier nicht vorhanden sind, was an vielen Stellen auf der Insel der Fall ist. Häufig werden die Dolomite direkt von lithographischen Ober-Jurakalken bedeckt, in die sie allmählich übergehen, oder von denen sie nur durch zuweilen fossilhaltende Oxfordienschichten getrennt sind. Das Fehlen von den über den Dolomiten liegenden Triasschichten findet wahrscheinlich seine Ursache in praе-ober-jurassischer Erosion. FALLOT hat gemeint, am Ostabhang des Puig de la Mar (NO Ibiza) den Ober-Jura sogar transgressiv auf den bunten Mergeln liegen zu sehen (30, S. 46), was an sich sehr wohl möglich ist, jedoch in Verbindung mit der ziemlich starken Störung des Gebietes auch als tektonische Anomalie aufgefaßt werden könnte.

1) Dieser befindet sich nordwestlich von San Miguel zwischen dem Guillén und Puig Pelat. Er ist derselbe, der von FALLOT mit dem Namen: Puig de Sa Torre angedeutet wird (30, S. 434).

Aus der Tatsache, daß auf Ibiza allgemein die bunten Mergel normal unter den Dolomiten zu liegen scheinen, können wir wohl schließen, daß auch die Gesteine im Massiv von San Carlos als ein normal liegenden Schichtenpaket angesehen werden müssen. Hieraus geht hervor, daß die bunten Mergel, die man auf Grund ihres Habitus wohl eher dem Keuper zurechnen würde, einem tieferen Niveau als Ladinien angehören müssen. Weil die Unter-Trias (Werfénien) nach M. SCHMIDT (84 und 85) im westlichen Mittelmeergebiete oft ähnliche bunte Mergel in „Keuper“-Fazies enthält, liegt es auf der Hand, auch die bunten Mergel Ibizas zu dieser Abteilung der Trias zu rechnen. Das Vorkommen von Carñolas, die nach M. SCHMIDT charakteristische Gesteine des Keupers sind, steht in scheinbarem Widerspruch mit dieser Auffassung; scheinbar nur, denn diese Gesteine können, wie Prof. P. FALLOT uns freundlichst mitteilte, auch ausnahmsweise in der „Keuper“-Fazies der Unter-Trias von Spanien auftreten. Ebenso ist es nach ihm nicht ausgeschlossen, daß die bipyramidalen Quarzkristalle, die in den bunten Mergeln des Keupers allgemein anwesend sind, auch in derselben Fazies des Werféniens vorkommen können.

Während wir also im Felde stets den Eindruck hatten, daß die bunten Mergel mit Gips Carñolas und Eruptiva richtige Keupergesteine waren, sind wir nach Ausarbeitung unserer Beobachtungen zu der Überzeugung gekommen, daß sie einem tieferen Niveau als dem Ladinien angehören müssen. Im Zusammenhang mit der Fazies ist dann Werfénienalter am wahrscheinlichsten. Es versteht sich von selbst, daß wir untersucht haben, ob alle Kontakte Dolomit-bunte Mergel nicht abnormal, bzw. invers sein können, aber wir haben diese Möglichkeit ausschalten müssen.

Für die zwischen Werfénien und Ladinien eingelagerten Dolomite können wir wohl Unter-Muschelkalk-alter annehmen. Die über dem fossilenthaltenden Ladinien-niveau liegenden blauen Kalke gehören wahrscheinlich noch dem Ober-Ladinien an. Der bunte Keuper ist, ebenso wie die weitere Ober-Trias, nach unserer Aufassung auf Ibiza durchaus abwesend.

Eruptiva der Trias

Die bunten Mergel der Trias werden, ebenso wie auf Mallorca und in Ost-Spanien, an verschiedenen Stellen auf Ibiza von Eruptiva begleitet. Zum Teil sind es gewöhnliche Ophite, wie VIDAL und MOLINA schon erwähnen (95), teilweise sind es ganz andere Gesteine, die von diesen Autoren als Hornblende-Andesite beschrieben sind, deren alkalischer lamprophyrischer Charakter später jedoch von M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA klargestellt worden ist. Er hat sie als Camptonite bezeichnet (83). Neben diesen zwei Typen trafen wir auch ein Tiefengestein an (? Monzonit); die Camptonite dürfen wohl als Differentiale des monzonitischen Magmas betrachtet werden.

Meistens treten die Eruptiva inmitten der bunten Trias-Mergel zutage, wobei jedoch Kontakterscheinungen nicht nachgewiesen sind. Zuweilen ist, der starken quartären Bedeckung wegen, kein Zusammenhang mit anderen Gesteinen zu beobachten; auch dann ist aber Verbindung mit in der Nähe anstehenden bunten Mergeln wahrscheinlich. Niemals kommen die Eruptiva im Zusammenhang mit jüngeren Gesteinen vor, sodaß wir, auch in Verbindung mit den häufig die bunte Trias begleitenden Eruptiva auf Mallorca triassisches Alter für diese Gesteine annehmen dürfen. Oberkretazeisches oder tertiäres Alter, wie VIDAL und MOLINA annahmen, ist wohl ausgeschlossen.

Die Eruptiva sind hauptsächlich auf der Ibizaschuppe (Ost-Ibiza) beschränkt, kommen aber bisweilen auch in der Cirer-Reyserie vor. In der Eubarcaserie haben wir niemals eine Spur dieser Gesteine gefunden.

? Monzonit

Makroskopisch: Ziemlich grob-kristallines, graubraunes, stark verwittertes Gestein.

Mikroskopisch: Makrokristallines Gestein, dessen Hauptgemengteile Feldspat und Pyroxen sind. Der Feldspat ist zum Teil Orthoklas und teilweise ein saurer Plagioklas (Albit-Oligoklas-Andesin). Der Pyroxen kommt als farbloser Diopsid vor. Als Nebengemengteil tritt Hornblende und wenig Biotit auf, während akzessorisch Erz und viel Apatit (in dicken Nadeln) vorkommen. Sekundär ist viel Kalzit vorhanden.

Dieses Gestein steht nur im äußersten Osten der Insel, an der Küste nördlich der Cala des Pou des Lleó an. Ein Zusammenhang mit anderen Gesteinen ist nicht zu beobachten, weil das Vorkommen landeinwärts durch ein Band quartärer Ablagerungen begrenzt ist.

Camptonit

Makroskopisch: Dunkelblaugraue bis braune, dichte bis etwas gröbere, mehr oder weniger porphyrische Gesteine.

Mikroskopisch: Holokristalline, mehr oder weniger porphyrische Gesteine mit Einsprenglingen von Hornblende und Pyroxen. Der Raum zwischen den Einsprenglingen ist ausgefüllt mit ziemlich großen, oft leistenförmig ausgebildeten Feldspat-Kristallen und kleinen Hornblende- und Pyroxen-Kristallen. Weiter kommt noch viel Erz (in kleinen Körnchen) und Apatit (in Nadeln) vor. Die Hornblende¹⁾ ist braun, stark pleochroitisch, möglicherweise barkevikitisch. Die Kristalle zeigen oft einen fast amorphen Kern, in welchem viele kleine Erzkörnchen vorkommen. Der Pyroxen ist meistens in zonaren Kristallen ausgebildet: mit Kern von grünem ? Agirin und Peripherie von farblosem Diopsid. Der Feldspat ist zum Teil ein saurer Plagioklas (Albit) und, nach MARCET-RIBA (59, S. 141) und SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (83, S. 71), zum Teil Anorthoklas.

1) Für eine ausführlichere Mineralbeschreibung können wir auf M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (83) und auf J. MARCET-RIBA (58 und 59) hinweisen.

Zwei der frischesten Gesteinsproben (Fundort I: Tal von San Vicente; II: Nordseite Playa Figueral) sind von W. VAN TONGEREN, Utrecht, mit folgendem Resultat analysiert worden:

	I.	II.		I.	II.
SiO ₂	44,59	44,07	H ₂ O —	0,42	1,27
Al ₂ O ₃	14,64	14,50	TiO ₂	3,34	3,10
Fe ₂ O ₃	5,34	7,01	CO ₂	0,17	0,14
FeO	7,72	6,11	P ₂ O ₅	0,37	0,39
MnO	0,10	0,17	SrO	0,02	0,02
Mgo	7,27	7,49	BaO	0,04	0,03
CaO	7,65	7,38	S	Sp.	Sp.
Na ₂ O	3,80	3,25	Cr ₂ O ₃	0,01	—
K ₂ O	2,52	3,37			
H ₂ O +	2,09	1,83	Sa.	100,05	100,13

Der geringe CO₂- und H₂O-Gehalt stimmt gut mit dem frischen Habitus der Gesteine überein.

Man sieht aus diesen zwei Analysen schon, daß die Gesteine einander sehr ähnlich sind, was auch aus den folgenden Betrachtungen hervorgeht.

Durch Berechnung (63, S. 51) erhält man die NIGGLI'schen Molekularwerte:

	I.	II.
si	102,5	101,5
al	19,8	19,7
fm	49,2	49,9
c	18,9	18,2
alk	12,1	12,2
qz	—46	—47
k	0,30	0,41
mg	0,50	0,51
c/fm	0,38	0,37

Die Gesteine gehören zum Schnitt III. (c/fm = 0,38 bzw. 0,37) und durch Vergleich mit den Diagrammen und Tabellen von NIGGLI (63) und mit den Tabellen in H. S. WASHINGTON: Chem. Analysis of Igneous Rocks (Washington, 1903), stellt es sich heraus, daß es sich hier um richtige Camptonite handelt.

Über die normativen Mineralverhältnisse gibt untenstehende Tabelle Auskunft:

	I.	II.
Ls (SiO ₂ , das normativ an helle Gemengteile gebunden ist)	0,86	0,87
Fs (SiO ₂ , das normativ an dunkle Gemengteile gebunden ist)	0,59	0,60
Qs (SiO ₂ , das normativ als freier Quarz vorkommt)	—0,45	—0,47
k (Teil des normativen Alk. Feldsp., das K. Feldsp. ist)	0,30	0,41
Fsp (Teil des normativen Feldsp., das Alk. Feldsp. ist)	0,76	0,76

Hieraus ergibt sich als Lage der Gesteine im Projektionsdiagramm Qs-Fs-Ls der Punkt P. Es zeigt sich, daß die beiden Gesteine normativ als hauptsächlich aus Hornblende und Feldspat aufgebaut zu betrachten sind. Zum gleichen Ergebnis führt das Verfahren mit dem Integrationstisch:

	I.	II.
Feldspat	52,83 %	54,53 %
Hornblende	28,84 —	28,71 —
Ers	11,18 —	11,15 —
Pyroxen	7,15 —	5,61 —
	100,00	100,00

Über die Feldspat-Zusammensetzung wäre noch zu bemerken, daß sie normativ 25% Orthoklas, 50% Albite und 25% Anorthit ist.

Diese Camptonite treten im äußersten Osten der Insel in vier vereinzelten, jedoch benachbarten Vorkommen inmitten der bunten Trias zutage, nämlich:

1. Mitte der Playa Figueral.
2. Mitte der Playa Figueral.
3. Nordseite der Playa Figueral.
4. Tal von San Vicente.

Diabasporphyrit (Ophit)

Makroskopisch: Dunkelgraues, ziemlich dichtes, feinkristallines Gestein.

Mikroskopisch: Gestein mit ophitischer Struktur. Hauptgemengteile: Feldspat und Pyroxen. Der Feldspat ist polysynthetisch verzwilligt und in größeren und kleineren, leistenförmigen Kristallen ausgebildet. Seine Zusammensetzung ist Albit-Oligoklas. Er mag wohl mehr oder weniger albitisiert sein. Der Pyroxen ist stark uralitisiert und chloritisiert. Er ist zum Teil idiomorph ausgebildet, während er auch teilweise in größeren und kleineren, allotriomorphen Kristallen vorkommt. Akzessorisch tritt viel Erz in kleinen Stäbchen auf.

Fundort: 500 m östlich von San Carlos (O Ibiza).

Quarzdiabas (Ophit)

Makroskopisch: Dunkle bis schwarze, oft etwas grünliche, dichte, feinkristalline Gesteine mit graubrauner Verwitterungskruste.

Mikroskopisch: Holokristallines Gestein mit ophitischer Struktur. Hauptgemengteile sind Feldspat und Pyroxen. Der leistenförmig ausgebildete Feldspat ist polysynthetisch verzwilligt, was jedoch der starken Verwitterung wegen (Sericitierung und Epidotisierung), oft kaum noch zu unterscheiden ist. Die Zusammensetzung ist in den Präparaten etwa Andesin-Labrador und Oligoklas-Andesin. Möglicherweise sind die Plagioklase zum Teil entkalkt; der ursprüngliche Feldspat war wohl etwas basischer. Der Pyroxen ist als allotriomorpher, zum Teil uralitisierter, farbloser bis sehr hellgrüner Diopsid ausgebildet. Quarz kommt in geringen Mengen als allotriomorpher Rest-Quarz vor. Als akzessorische Gemengteile erkennt man viel Erz (Magnetit) und Apatit.

Diese Gesteine sind uns vom Westfuße des Puig Argentera (O Ibiza) bekannt, wo sie zusammen mit bunten Mergeln und einigen Glimmersandsteinschichten unter die Triasdolomite zutage treten, und auch vom Puig de Lluch, südöstlich von San Antonio (W Ibiza). An der letzteren Stelle ist irgendwelcher Zusammenhang mit anderen Gesteinen nicht zu beobachten, weil sie in einem vereinzelten Vorkommen inmitten der quartären Ablagerungen anstehen. In der Nähe tritt nur Unter-Miozän zutage, das nach unserer Auffassung, dieses Eruptiv transgressiv überlagert.

Einige Eruptivgesteine von Mallorca

In Verbindung mit dem Studium der Eruptiva auf Ibiza hat es sich als erwünscht gezeigt, zum Vergleich auch die Ausbildung und den Charakter der Eruptiva von Mallorca, über welche nur sehr wenig Literatur zur Verfügung stand, im Felde kennen zu lernen. Durch eine Dotierung des „Molengraaff-Fonds“ ist U. HAANSTRA in der Lage gewesen, im Frühjahr 1934 noch eine Reise nach Mallorca zu machen, wo an verschiedenen Stellen die Eruptiva im Felde studiert und Proben gesammelt werden konnten. Im folgenden eine kurze Beschreibung dieser Gesteine:

Diabasporphyrit

Makroskopisch: Graubraune bis grünliche, dichte, feinporphyrische Gesteine.

Mikroskopisch: Als Einsprenglinge erkennt man vollkommen chloritisierten Pyroxen. Weniger kommt leistenförmiger Plagioklas der ganz in Sericit und Chlorit umgewandelt ist, vor. Die

feine Grundmasse besteht aus kleinen Plagioklasleistchen und chloritisierten Pyroxen - Kristallen und ist zum Teil amorph. Im Präparat lässt sich der starken Verwitterung wegen, nichts sicheres über die Grundmasse sagen. Kleine Erzkörnchen kommen in dem ganzen Gestein vor. Im Präparat lassen sich Einschlüsse von mehr grobkörnigem Diabas beobachten.

Fundorte¹⁾:

1. Nördlich von Sóller ($x = 7 g 10 + 2250$ m; $y = 44 g 20 + 2500$ m).
2. Westlich von Fornalutx ($x = 7 g 10 + 2750$ m; $y = 44 g 20 + 250$ m).

Hypertthen-enthaltender Diabasporphyrit

Makroskopisch: Dunkelgraue bis braun-rötliche, zuweilen schwarze, dichte, mehr oder weniger porphyrische Gesteine.

Mikroskopisch: sind zwei Gruppen zu unterscheiden:

a) Gesteine mit ausgesprochen porphyrischer Struktur: Als Einsprenglinge kommen farbloser, monokliner und grünlicher bis gelbbrauner, rhombischer Pyroxen (Hypersthene) vor, während in anderen Präparaten auch Plagioklas einsprenglingartig auftritt. Der monokline Pyroxen ist meistens ganz, der rhombische nur im Kern umgewandelt. Der Plagioklas ist völlig sericitisiert.

In der Grundmasse erkennt man kleine, leistenförmige, häufig sekundär umgewandelte Plagioklase, rhombischen und monoklinen Pyroxen. Manchmal ist schöne Fluidaltextur zu beobachten. Überall tritt viel Erz (Magnetit, Hämatit, Ilmenit) in kleinen Körnchen und Stäbchen auf.

Diese Gesteine haben wir an folgenden Stellen gesammelt:

1. Nördlich von Sóller ($x = 7 g 10 + 2250$ m; $y = 44 g 20 + 2500$ m).
2. Oestlich von Fornalutx ($x = 7 g 10 + 5500$ m; $y = 44 g 10 + 1000$ m).
3. Südlich von Fornalutx ($x = 7 g 10 + 3750$ m; $y = 44 g 10 + 9750$ m).
4. Am Wege Sóller-Deyá ($x = 7 g + 4500$ m; $y = 44 g 10 + 8750$ m).
5. Am Wege Sóller-Deyá ($x = 7 g + 5500$ m; $y = 44 g 10 + 8750$ m).
6. Südlich von Esporlas ($x = 6 g 90 + 4500$ m; $y = 44 g + 5500$ m).
7. Südlich von Esporlas ($x = 6 g 90 + 4500$ m; $y = 44 g + 6000$ m).

b) Gesteine mit ophitisch-porphyrischer Struktur:

Als Einsprenglinge erkennt man leistenförmigen, polysynthetisch verzwilligten Plagioklas, der etwa die Zusammensetzung von Andesin hat. Hierneben kommen große Kristalle von Hypersthene vor, während der monokline Pyroxen ganz zersetzt ist. Es ist nur wenig Grundmasse vorhanden welche als Zwischenklemmungsmasse erscheint. Man unterscheidet als Gemengeanteile: leistenförmigen Plagioklas und Pyroxen. Erz (Magnetit, Hämatit und Ilmenit) ist in kleinen Körnchen und Stäbchen über das ganze Gestein verbreitet.

Fundorte:

1. Nördlich von Sóller ($x = 7 g 10 + 1500$ m; $y = 44 g 20 + 2500$ m).
2. Oestlich von Fornalutx ($x = 7 g 10 + 3500$ m; $y = 44 g 20 + 250$ m).
3. Oestlich von Esporlas ($x = 6 g 90 + 5250$ m; $y = 44 g + 7750$ m).
4. Westlich von Esporlas ($x = 6 g 90 + 1500$ m; $y = 44 g + 6750$ m).

Hypertthen-enthaltender Mandeldiabasporphyrit

Makroskopisch ähnelt das Gestein ganz den u. a. beschriebenen Hypertthen-enthaltenden Diabasporphyriten. Makroskopisch erkennt man eine deutlich amygdaloide Textur.

Fundort:

1. Oestlich von Fornalutx ($x = 7 g 10 + 3500$ m; $y = 44 g 20 + 250$ m).

¹⁾ Die Fundorte auf Mallorca haben wir in ähnlicher Weise wie FALLOT (30, S. 2), durch Angabe ihrer Absisse und Ordinate angegeben.

Grober vulkanischer Tuff

Graubraune bis rötlichbraune, feinkonglomeratische Gesteine. U. d. M. erkennt man Diabasporphyrit und Hypersthen-enthaltenden Diabasporphyrit als wichtigste Komponente, welche zuweilen eckige Form haben. Ihre maximale Größe ist etwa 0,02–0,03 m.

Fundorte:

1. Oestlich von Fornalutx ($x = 7 g 10 + 3500$ m; $y = 44 g 20 + 250$ m).
2. Am Wege Sóller—Deyá ($x = 7 g + 4000$ m; $y = 44 g 20 + 8500$ m).

Die oben beschriebenen Eruptiva treten alle in mehr oder weniger innigem Zusammenhang mit der Trias (häufig der bunten Trias) zutage. Zuweilen ist eine schöne Einlagerung zwischen triassischen Kalk- und Dolomitbänkchen zu beobachten ($x = 7 g 10 + 2250$ m; $y = 44 g 20 + 2500$ m), welche Lagerung auch FALLOT in den meisten Fällen bei anderen Vorkommen festgestellt hat (30, S. 40). Das triassische Alter der Eruptiva ist erst recht über allen Zweifel erhoben durch die Funde von in innigem Kontakt mit ihnen vorkommenden vulkanischen Tuffen ($x = 7 g 10 + 3500$ m; $y = 44 g 20 + 250$ m).

Bei einem Vergleich der Gesteine von Mallorca und Ibiza läßt sich sofort der auf beiden Inseln vorkommende Zusammenhang mit der Trias feststellen, während weiter die Ähnlichkeit der auf Ibiza vorkommenden Ophite mit den Diabasen Mallorcas ins Auge fällt. In den von uns auf der letzteren Insel gesammelten Gesteinen kommt oft noch ein rhombischer Pyroxen vor, während von FALLOT auch Olivin als Gemengteil beschrieben wurde. Diese Mineralien kommen in den Eruptiva Ibizas nicht vor.

Ein großer Unterschied zwischen den Eruptivgesteinen auf den beiden Inseln liegt jedoch in dem Vorkommen von einem Tiefengestein (? Monzonit) mit lamprophyrischer Differentiale auf Ibiza, welche Steinarten auf Mallorca niemals nachgewiesen worden sind.

Erze auf Ibiza

Südlich von San Carlos sind die Triasdolomite stark mineralisiert. Diese Mineralisierung, die wahrscheinlich mit den auch in der Nähe vorhandenen Eruptiva in Verbindung zu bringen ist, ist dermaßen stark, daß sie zu richtigen Erzvorkommen geführt hat, die, wie man sagt, schon von Phöniziern und Römern gewonnen wurden. Bis vor zwanzig Jahren war hier noch eine Mine in Betrieb (Ses Minas). Weil wir die Erze nicht anstehend angetroffen haben, war es uns unmöglich, ihr Vorkommen zu studieren. Hierfür können wir auf VIDAL und MOLINA (95) verweisen. Aus einigen Mustern, die wir noch im Lagerhaus antrafen, zeigt es sich, daß man silberhaltigen Bleiglanz und Zinnbober verarbeitete.

Auch südlich von San Juan befindet sich eine Mine, die nicht mehr in Betrieb ist. Hier haben wir nicht nachgehen können, was früher gewonnen worden ist.

Zwischen km 21 und km 22 des Weges Ibiza—San Juan enthalten die hier rötlichen Triasdolomite sehr wenig Kupfererz (Malachit und Kupferlazur).

JURA

Ebensowenig wie unsere Vorgänger haben wir das Vorhandensein von Unter- und Mittel-Jura auf Ibiza durch Fossilien feststellen können. Direkt auf den Triasdolomiten ruht Ober-Jura, dessen Alter durch Ober-Oxfordien-, Argovien- und Rauracien-Fossilien festgestellt ist. Auflagerung von fossilenthaltendem Jura auf Dolomiten ist jedoch nur an drei Stellen gut zu beobachten.

1) **Punta Grossa** (NO Ibiza): Wir entnehmen FALLOT das von ihm ergänzte Profil von VIDAL und MOLINA (30, S. 91):

6.	Gelblichgraue, lithographische Kalke, in regelmäßigen Bänken (20 cm), getrennt durch dünne Mergelschichten	(Oben)
5.	Unterste Schichten der lithographischen Kalke und Pseudo-breccie mit <i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> d'ORB. und <i>Oppelia arolica</i> OPP.	10 m
4.	Gelbliche, fossilleere, dickgebankte Kalke.	3 m
3.	Mattgraue Pseudo-breccie.	6 m
2.	Weinrote Mergelkalke, in Bänken von 0,20 m	4 m
1.	Dickgebankter, grauer Triasdolomit.	(Unten)

FALLOT sammelte in den Schichten 2—5 zahlreiche Fossilien (30, S. 91 u. 92). Wir fanden:

<i>Terebratula douvillei</i> de GROSS.	<i>Perisphinctes</i> ? <i>comolites</i> QUENST.
<i>Phylloceras manfredi</i> OPP.	— ? <i>lucingensis</i> FAVRE.
— <i>calypso</i> d'ORB.	— <i>Orbignyi</i> de LORIOL.
— <i>mediterraneum</i> NEUM.	— <i>tarracensis</i> FALLOT.
— sp.	— sp.
<i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> d'ORB.	<i>Peltoceras bicristatum</i> RASP.
<i>Lytoceras orsini</i> GEMMEL.	? <i>Aspidoceras</i> sp.
<i>Oppelia</i> ? <i>arolica</i> OPP.	<i>Aptychus punctatus</i> VOLZ.
<i>Ochetoceras marantianum</i> d'ORB.	<i>Belemnites</i> sp.
<i>Lissoceras</i> sp.	Echiniden.
<i>Perisphinctes</i> ? <i>birmensdorfensis</i> MOESCH.	

Viele nicht bestimmte Formen.

Wie FALLOT schon erwähnte, handelt es sich hier um Schichten von Ober-Oxfordien- bis Rauracienalter.

2) Im äußersten Süden von Ibiza befinden sich am **Cabo Falçó** dieselben fossilenthaltenden Ober-Juraschichten, hier aber in inverser Lagerung. Für Profil und Fossilinhalt können wir auf FALLOT verweisen (30, Abb. 41, S. 91 und S. 92).

3) Die dritte Stelle ist am **Cabo Nonó**, nördlich von San Antonio. Hier sind die Schichten tektonisch stark gestört und deswegen sind einige Niveaus lokal zerquetscht. Wir geben eine detaillierte Beschreibung des Profils und der Fossilien dieser Stelle.

Folgende Gesteinstypen haben wir im Jura unterschieden:

Regelmäßig geschichtete (0,20 m) „lithographische“ Kalke, getrennt durch hellgelbe, bis weiße Mergelschichten. Die Kalke sind im allgemeinen gelblich-grau; die Farbe kann jedoch auch bläulicher sein, in welchem Falle sie oft schwierig von blauen Triaskalken zu unterscheiden sind. Sie haben splitterigen, bis muschelartigen Bruch und sind von wasserhellem Kalzit fein durchdrungen. Wo sie stark gefaltet sind, zeigen sie starke weiße Durchaderung. Die Dicke der Mergelschichten ist im allgemeinen sehr gering (1—10 cm). An einigen Stellen jedoch haben wir größere Dicke beobachtet; sie ist 400 m nordwestlich von San Juan zwischen den lithographischen Kalken ein Paket Mergel und Mergelkalke eingeschaltet, das sogar einige Meter mächtig ist.

Die Kalke sind selten fossilenthaltend. Spärliche Belemniten kommen vor. Ein einziges Mal fanden wir unbestimmbare Ammoniten-Abdrücke. Die den Kalken zwischengeschaltete Mergelschichten am Wege von

Juanot, östlich der Serra de Rotavea entlang, und am Westabhang der Serra Plana (NW Ibiza), enthalten schlecht konservierte und deswegen unbestimmbare, limonitisierte, kleine Ammoniten. Im Gebiet der Serra de Costa, Serra de Juanot (NW Ibiza) und der Montaña Fita (südlich von Santa Eulalia) enthalten zuweilen die Mergel einige *Fucoiden*.

In der Ibizaschuppe, wo die Unter-Kreide in bathyaler Fazies entwickelt ist, folgt auf die lithographischen Kalke nach oben das in ähnlicher Fazies wie die Unter-Kreide ausgebildete Tithon. In den Cirer-Rey- und Eubarcaserien, wo die Unter-Kreide zoogen-urgonisch ausgebildet ist, gehen die lithographischen Kalke allmählich in pseudo-oolithische und oolithische, graugelbliche, dichte Urgonkalke über. Eine genaue Grenze zwischen Jura und Kreide ist hier oft nicht zu ziehen.

Oft gehen die lithographischen Kalke nach unten allmählich in Triasdolomite über. An vielen Stellen, besonders in der Ibizaschuppe, sind jedoch andere Gesteinniveaus zwischengeschaltet, die uns an drei Stellen zahlreiche Fossilien geliefert haben, woraus sich zeigt, daß es sich hier um Schichten von Ober-Oxfordien-, Argovien- und Rauracienalter handelt (siehe oben). An diesen Stellen enthalten auch die untersten Schichten des lithographischen Kalkniveaus dieselben Fossilien.

Das Alter der fossilleeren, lithographischen Kalke ist, des Mangels an guten Fossilien wegen, nicht genau zu bestimmen; sie gehören möglicherweise dem Rauracien an; wahrscheinlich umfassen sie zum Teil auch jüngere Schichten als Rauracien (Kimmeridge). Sie sind jedenfalls älter als Tithon.

Die Gesteinstypen der zwischen lithographischen Kalken und Trias eingeschalteten Schichten sind:

1) Weinrote Mergelkalke in Bänken von 0,20 m.

2) Mattgraue, oft pseudobrecciose Kalke (FALLOTS „Fausse-brèche“), deren Oberfläche ihrer typischen, rötlichen Durchaderung wegen, oft ein mosaikartiges Ansehen bekommt, was uns veranlaßte, sie mit dem Namen „Mosaikkalke“ anzudeuten. Sie sind besonders in der Ibizaschuppe, u. a. in der Gegend von San Vicente und Santa Eulalia verbreitet. Ein einziges Mal haben wir diese Gesteine auch in der Cirer-Reyserie angetroffen (nordöstlich von San Mateo nud bei Cala den Serra).

3) An der Montaña Fita (südlich von Santa Eulalia) und auf dem Puig Parella (nördlich dieses Dorfes) sind statt der Mosaikkalke stellenweise gelbe, oolithische, bis feinbrecciose Kalke eingeschaltet,

Das Tithon

Auf Grund von durch NOLAN gesammelten Fossilien konnte FALLOT an der Atalaya de San Vicente (NO Ibiza), bei Cabo Martinet (SO Ibiza) und bei Cabo Falcó (SW Ibiza) das Vorhandensein des Tithons feststellen (Siehe 30, S. 100—102). Es ist entwickelt als helle, bis graubraune Mergel und Mergelkalke mit pyritisierten Tithonfossilien, in einer ähnlichen faciellen Ausbildung, wie die Unter-Kreide in bathyaler Fazies. Eine Trennung zwischen Tithon und Neokom ist nur auf Grund des Fossilinhaltes möglich. Die reichen fossilführenden Tithonschichten haben wir, ebenso wie FALLOT, nicht zurückfinden können.

KREIDE

Wie schon FALLOT UND TERMIER (34) und FALLOT (30, S. 128) gezeigt haben, ist die Kreide auf Ibiza in zwei verschiedenen Fazies entwickelt, nämlich in einer mergeligen Fazies mit pyritisierten, kleinen Ammoniten (bathyale Kreide) und einer kalkigen, zoogenen Fazies (Urgon). Die erstere ist wahrscheinlich auf die Ibizaschuppe beschränkt, möglicherweise kommt sie in SW Ibiza auch noch in der Cirer-Reyschuppe vor; die zweite hat ihre typische Verbreitung in der Cirer-Reyschuppe und der Eubarcaserie, während sich besonders in SW Ibiza an verschiedenen Stellen in der Ibizaschuppe Übergänge von bathyaler in zoogene Fazies beobachten lassen. In der bathyalen Kreide ist das ganze Neokom vertreten; es setzt sich sogar bis ins Gault fort.

Die zoogene Fazies umfaßt Barrémien bis Gault, während in SW Ibiza im Hauerivien schon Anzeichen für Übergänge vorhanden sind.

Das Cenoman scheint durch fast fossilleere, helle, feine Kalke mit Mikro-Organismen (Elfenbeinkalke) vertreten zu sein, während die Ober-Kreide auf der Insel nicht vorkommt.

Unter-Kreide in bathyaler Fazies

Die bathyale Kreide auf Ibiza besteht aus graugelblichen, hellen, meist graublauen und graugelblichen, oft glaukonitreichen Mergeln, mit kleinen, pyritisierten Ammoniten, die mit matten, grauen und gelbbraunen, bisweilen knotenartigen, oft grob weißdurchaderten Mergelkalken, mit Versteinerungen und Abdrücken abwechseln. Nach ihrem Fossilinhalt ist in der ganzen Serie Valanginien-Aptien neben Albien (Gault) vertreten. Auch hier können wir zum größten Teil auf die detaillierten Profile verweisen, die FALLOT von verschiedenen Stellen der Insel gegeben hat (30, S. 128—135).

Atalaya de San Vicente: Außer den Formen FALLOTS, welche wir zum größten Teil auch antrafen, sammelten wir:

Terebratula ?*russilensis* DE LOR.
Phylloceras ?*royanum* D'ORB.
Puzosia ?*angladei* SAYN.
 — *furnitana* PERV.
 — *ibrahim* COQ. em. FALLOT.
Uhligella *bousacci* FALLOT.

Latidorsella latidorsata MICH. var. *inflata* BREIST.
Crioceras sp.
 ?*Scaphites* ?*hugardianus* D'ORB.
Neohibolites semicanaliculatus BL.
Duvalia grasi R.

Nach der Liste FALLOTS stellt sich das Vorhandensein der Infravalanginien (*Neocomites occitanicus* PICT.), Valanginien, Hauterivien, Barrémien und Aptien heraus. Unsere Sammlung enthält außerdem Formen, die das Albien, das schon am Puig del Aguila nachgewiesen war, vertreten (*Puzosia furnitana* PERV., *Latidorsella latidorsata* MICH. var. *inflata* BREISTR., ?*Scaphites* ?*hugardianus* D'ORB.).

Auch an den anderen Fundorten haben wir FALLOTS Beobachtungen bestätigen können.

In Süd-Ibiza kann man an verschiedenen Stellen den Übergang von bathyaler in zoogen-urgonische Fazies beobachten.

Yondal: Wie FALLOT schon feststellte, sind in dem Profil von Yondal Kalkbänke im Neokom (Hauterivien) zahlreicher, als in Ost-Ibiza; man darf hier aber kaum noch von einem Übergang in Urgon-Fazies reden. Westlich von Yondal ist die bathyale Unter-Kreide noch viel kalkiger und wird von dicken Kalkbänken, Knotenkalken und dünnen Kalkbänkchen zusammengesetzt, während Mergel weniger vorkommen. Wir sammelten hier:

Terebratula dutempleana D'ORB.
Phylloceras eichwaldi KAR.
Beaudanticeras strettostoma UHL. em. NICKL.
Spuditiscus alcoyensis NICKL.
Acanthoplites angulicostatus D'ORB.

Crioceras ?*jurense* KIL.
Scaphites sp.
Duvalia dilatata BL.
Belemnites sp.

Hier sind also nicht nur Hauerivien, sondern auch das Barrémien und Barrémo-Aptien in weniger typisch bathyaler Fazies entwickelt. Etwas westlich von Puerto Roig ist die Kreide in typischer zoogener Fazies mit zahlreichen *Ostreeen* und *Echiniden* ausgebildet. Der starken quartären Bedeckung wegen war der Übergang zwischen kalkig-bathyalen und zoogen-urgonischen Schichten nicht zu beobachten. Nichts deutet jedoch auf einen anormalen Kontakt hin, sodaß wir annehmen, daß die bathyale Kreide hier normal in das Urgon übergeht, welch letzteres aller Wahrscheinlichkeit nach dann das Aptien und Albien umfaßt. Ähnliches beobachtet man in der Barranco zwischen Puig Blanch und Puig den Serra, welche Stelle wir noch besprechen werden.

Puig de Cardona: Wie die angegebene Fossilliste der typisch bathyal-mergelig ausgebildeten Unter-Kreide am Puig de Cardona zeigt, ist hier nur das Ober-Neokom (Barrémo-Aptien und Aptien) vorhanden. In gelbbraunen Mergelkalken und grauen Kalken, abwechselnd mit Mergelschichten, fanden wir an der Westseite der Sierra Grossa, die mit dem obengenannten Mergelgebiet des Puig de Cardona zusammenhängen: *Exogyra couloni* D'ORB., *Echinides* sp.

Dieses sind Formen, die sonst in typischer bathyaler Kreide nicht vorkommen, sodaß die Schichten auch hier Übergangscharakter in zoogene Fazies zeigen.

Die Mächtigkeit der bathyalen Unter-Kreide, wie sie bei Cabo Llibrell (SO Ibiza) vorkommt, ist etwa 300 m.

Unter-Kreide in zoogener Fazies (Urgon)

Das Urgon setzt sich hauptsächlich aus Kalken und Mergelkalken zusammen, während Mergel und Dolomite weniger häufig sind.

1) **Kalke:** Graue bis graugelbliche, oolithische, suboolithische und strukturlose, dichte Kalke mit *Orbitolinae*, *Miliolidae*, *Rotalidae* und anderen Mikroorganismen. Oft zeigen diese Kalke zahlreiche Schalendurchschnitte von *Ostreen* und *Requienien*. Sie haben häufig grätige Verwitterung und sind meistens unregelmäßig gebankt. Die strukturlosen Kalke ähneln oft den lithographischen Ober-Jurakalken und sind dann schwierig von diesen zu unterscheiden. Häufig gehen die letzteren allmählich in Urgonkalke über, dann ist eine genaue stratigraphische Trennung der Jura—Kreide nicht möglich. Dieses ist u. a. in der Sierra de Fornou, in der Gegend von San Miguel und San Juan der Fall. Sie sind jedoch nicht nur auf die unteren Schichten des Urgons beschränkt, sondern kommen auch in verschiedenen höheren Horizonten vor. Durch Fossilienfunde haben wir niemals das Alter der Grenzschichten feststellen können, sodaß sie möglicherweise ältere als Barrémienschichten, die nach oben folgen, vertreten.

Neben den obenbeschriebenen Kalken treten gelbe und braune, oolithische bis breccienartige, grobe Kalke auf. Diese sind meistens weiß durchadert und zeigen deutliche Schichtung.

2) **Mergelkalke und Mergel:** Mit den obengenannten Gesteinen wechseltlagern graue und braungraue, matte Mergelkalke und braungelbliche, bröckelige, knotenartige und graue bis graublaue, weiche Mergel. Diese Mergelkalke und Mergel sind im allgemeinen reich an Fossilien.

3) **Dolomite:** An vielen Stellen beobachtet man im Verbindung mit Urgonkalken häufig ungeschichtete Dolomite, die allmählich in die Kalke übergehen. Sie sind meistens hellgelb, bis weiß gefärbt; braune und rötliche Varietäten kommen jedoch auch vor. Mit nicht typischen Triasdolomiten sind sie leicht zu verwechseln. Nach unseren Beobachtungen kommen diese Dolomite in verschiedenen Horizonten im Urgon vor. In der Bucht bei Cabo Musón ruht. Dolomit auf Kalken und Bröckelkalken, die nach unten allmählich in lithographischen Ober-Jura übergehen; auf den Dolomiten liegen fossilenthaltende Urgonmergelschichten. Am Südwestabhang des Puig Andreu sind rötliche und hellgelbe Dolomite auf kompakten, grauen Urgonkalken mit *Miliolidae* und Schalendurchschnitten gelagert, die ihrerseits auf einem dicken Paket, zuweilen fossilenthaltenden Urgons ruhen. Auf den Dolomiten liegt ähnliches, graues, kompaktes *Milioliden*-Urgon. Auch bei Cabo Negrete kann man die Einschaltung von Dolomit in normale Urgongesteine sehen. An dieser Stelle ist das Liegende von gelbem Dolomit: *Orbitolinen*-Mergel und Mergelkalke, das Hängende fossilenthaltenden Knotenkalken.

Auf den Guillén (nördlich von San Mateo) und an der Sierra de Sindich (südlich der Bucht von San Antonio), ruhen die Konglomerate des Miozäns direkt auf graugelben und graubraunen Urgondolomiten.

Konglomerate: Ein einziges Mal haben wir ein Geröllniveau im Urgon der Eubarcaserie eingeschaltet gefunden. Wie aus dem Profil bei Cabo Negrete hervorgeht, ist eine dünne Konglomeratschicht zwischen gelbem Urgondolomit (Liegendes) und *Orbitolinen*-Mergeln und Mergelkalken (Hängendes) eingelagert. Südlich dieser Stelle, in der Richtung von Es Coralló den Guillén, findet man unten an der Küste zwischen grauen Urgonkalken (Liegendes) und *Orbitolinen*-Mergeln (Hängendes) eine Konglomeratbank, deren Komponenten ausschließlich oolithische Urgonkalke sind. Es handelt sich hier an letzterer Stelle um ein höheres stratigraphisches Niveau als bei Cabo Negrete.

Was das Alter des Urgon anbelangt, hat FALLOT schon gemeint, daß es bei San Miguel von Ober-Hauterivien bis Gault reicht (30, S. 138). Wir haben nur Barrémien, Aptien und Albien in Urgonfazies feststellen können. In einem Tale, das vom Campvey nach der Ensenada de Eubarca läuft, enthalten Bröckelmergel und rostbraune Kalkmergel Barrémien- und Aptienfossilien (Siehe Fossilliste). Südwestlich dieser Stelle lieferten die Schichten neben Aptienformen auch *Ancyloceras blancheti* Pict. und *Scaphites hugardianus* D'ORB., die das Albien vertreten.

Die größte Dicke des Urgonpaketes ist möglicherweise 400 m (Cabo Eubarca und Campvey, NW Ibiza).

Pachyodonten Lamellibranchiata im Urgon von Ibiza

In der Bucht, die sich 750 m südlich von Cala Molí (W Ibiza) befindet, ist ein dickes Paket von schwach landwärtsfallenden, grauen, fossilenthaltenden Mergelkalken und *Orbitolinen*-Mergeln aufgeschlossen. Einige über 2 m mächtige Schichten sind sogar nur von *Orbitolinen* aufgebaut; wir sammelten aus dem Mergelpaket neben Aptien auch eine Albienform (*Panopaea plicata* d'ORB.). Die Fossilien aus den Mergeln sind:

<i>Orbitolina</i> sp.	<i>Panopaea plicata</i> d'ORB.
<i>Terebratula</i> ? <i>acuta</i> QUENST.	<i>Inoceramus</i> sp.
<i>Terebratula</i> <i>sella</i> Sow.	<i>Janira morrisi</i> PICT. u. REN.
<i>Rhynchonella</i> <i>multiformis</i> ROEM.	<i>Parahoplites</i> sp.
<i>Gastropodus</i> sp.	<i>Ammoniten</i> indet.
<i>Cardium</i> ? <i>sphaeroideum</i> FORBES.	<i>Echiniden</i> .
<i>Cyprina</i> sp.	

Es sind sehr wahrscheinlich dieselben Schichten zwischen Cala Badella und Cala Molí, die FALLOT auf S. 136 (30) erwähnt und aus welchen er viele *Echiniden* und einige Albien-Cephalopoden sammelte.

Ein wenig nördlicher stehen in derselben Bucht in einem unter obengenannten Mergeln liegenden Niveau, etwa auf Meereshöhe, kompakte Kalke mit pachyodonten *Lamellibranchiata* an. Prof. G. ASTRE aus Toulouse war so freundlich, diese für uns zu bestimmen. Es sind einige Exemplare von *Polyconites Verneuili* BAYLE, ein Fragment von *Horiopleura* cf. *Lamberty* MUNIER-CHALMAS. Einige Bänke enthalten viele von diesen Fossilien, während andere Bänke fast fossilleer sind. Auch stellte es sich heraus, daß sich unter den gesammelten Fossilien eine neue *Praeradiolites*-Art befindet, welche von Prof. G. ASTRE als *Praeradiolites ibizanus* ASTRE bestimmt wurde. Oertlich liegen die Kalke mit *Praerudistae* auf braunen Kalken mit seltenen *Orbitolinen*. Etwa 500 m nördlich von Cala Badella, wo die Barranco südlich der Serra de Cala Molí ins Meer ausmündet, fanden wir an der Nordseite der Bucht, in westfallenden, grauen Knotenkalken: *Orbitolina* sp., *Gastropoda*, ein Exemplar von *Pseudotoucasia catalaunica* ASTRE, einige Fragmente von *Pseudotoucasia* ? *catalaunica* ASTRE und ein Individuum von *Polyconites Verneuili* BAYLE. Auch bei Cala Badella enthalten dickbankige, braungelbliche Kalke *Pseudotoucasia catalaunica* ASTRE.

Sowohl die *Pachyodonten* enthaltenden Schichten bei Cala Badella, wie diejenigen der in den zwei nördlich gelegenen, obenerwähnten Buchten, gehören dem Aptien an. Diese Küstenstrecke zwischen Cala Molí und Cala Badella ist die einzige Stelle auf der Insel, wo wir im Urgon die obengenannten pachyodonten *Lamellibranchiata* gefunden haben.

Auf Conejera kommen im Urgon, dessen Aptienalter nach Fossilienfunden festgestellt worden ist, Requienien vor.

Orbitolinen

Aus dem Urgon von Ibiza haben wir zahlreiche *Orbitolinen* gesammelt. Diese stammen sowohl aus Aptien wie Albien. Die des Albiens und Gargasiens von FALLOT erwähnten *Orbitolinen*-Niveaus haben wir auch nachweisen können. Das Bedoulien-*Orbitolinen*-Niveau haben wir jedoch nicht gefunden.

Bei der Bearbeitung der *Orbitolinen* hat es sich gezeigt, daß eine genaue Artbestimmung auf Grund der in der Literatur angegebenen Kennzeichen unmöglich ist. In der älteren Literatur (A. GRAS) sind Abbildungen und Beschreibungen ungenügend 1). Auch in der neueren Literatur, wie z. B. von A. SILVESTRI (91) und YABE und HANZAWA (103) sind die Beschreibungen und Abbildungen von *O. conoidea* und *O. discoidea* unzulänglich. Keine, oder zu wenig Abmessungen werden gegeben, und bei einer mittleren Dimension wird die Anzahl der gemessenen Exemplare nicht erwähnt, sodaß die Abmessungen größtenteils ihren Wert verlieren. Abbildung 1 (Pl. IX) von SILVESTRI stimmt nicht mit seiner Beschreibung überein. Die Unterscheidung von *Orbitolina concava* und *Orbitolina lenticularis* ist oft sehr schwierig, wenn nicht ganz unmöglich. Wir beschränken uns deshalb darauf, die *Orbitolinen* nur als „*Orbitolina* sp.“ zu erwähnen.

1) Die originelle Beschreibung und Abbildung von *Orbitolina discoidea* und *Orbitolina conoidea* (A. GRAS: Catalogue des Corps organisés fossiles, qui se rencontrent dans le Département de l'Isère, 1854.), haben wir nicht bekommen können.

SILVESTRI (91) hat aber in seiner Abhandlung auf S. 183 die originelle Beschreibung und Abbildungen von A. GRAS aufgenommen.

In dem *Orbitolinien*-Material von Ibiza, aus 11 verschiedenen Fundorten stammend und über 1000 Exemplare umfassend, haben wir auf Grund ihrer Form folgende Typen unterschieden:

- 1) Formen mit deutlich konusartiger Unterseite 1):
 - a) mit konkaver Oberseite.
 - b) mit flacher Oberseite.
 - c) mit konvexer Oberseite.
- 2) Formen mit steiler konischer Unterseite.
- 3) Flach linsenförmige Exemplare:
 - a) mit ganz flacher Ober- und Unterseite.
 - b) mit nach unten etwas aufgerolltem Rand.

Die obengenannten Typen zeigen allmäßliche Übergänge zu einander. Nur Typus 3b ist etwas mehr selbständigt.

Elfenbeinkalke

In SW Ibiza treten in größeren und kleineren Vorkommen feine, dichte, muschelartig brechende, oft bröckelige, matte bis glänzende Kalke zutage, die mit klarem Kalzit fein durchadert und häufig schlecht geschichtet sind. Ihrer sehr hell-graugelblichen Farbe wegen haben wir sie mit dem Namen „Elfenbeinkalk“ bezeichnet. Von hellen lithographischen Ober-Jurakalken sind sie zuweilen schwierig zu unterscheiden. Auch in O Ibiza treten sie an einer Stelle, nämlich am Südostfuße des Puig Rey auf. Hier sind sie jedoch bisweilen konglomeratisch. Im Bindemittel des Konglomerates kommt ?*Acervulina* ?*inhaerens* und ?*Amphistegena* vor; das Konglomerat ist also wahrscheinlich Tertiär. Makrofossilien haben wir niemals gefunden; sie enthalten nur Mikro-Organismen wie: *Textularia*, *Rotalia*, *Globigerina*, *Lagena*, *Nodosaria* und *Calpionella*. Ein genaues Alter haben wir für diese Kalke nicht feststellen können. Das Vorkommen von *Calpionella* würde auf Kreidealter der Schichten hinweisen (7).

In einem Tal westlich der Ermita de Cubells liegen die Elfenbeinkalke auf bathyalen Kreidemergeln, die mit O-W- Streichen 10–12° N fallen. Die Mergel lieferten uns eine *Beudanticeras* ?*strettostoma* UHL em. NICKL. Diese Mergel gehören zum Kreidemergelgebiet von der Gegend von Cubells, die nach Fossilienfunden NOLANS das Neokom und Gault umfassen. Von einer Aufschuppung oder sonstigen Hinweisen für tektonische Störungen haben wir nichts gefunden. Man bekommt den Eindruck, daß die bathyale Kreide normal in die Elfenbeinkalke übergeht. Die letzteren würden dann entweder zum Teil dem Gault, oder höheren stratigraphischen Niveaus angehören. Sehr wahrscheinlich sind es diese Kalke gewesen, in denen NOLAN *Heterodiadema lyticum* CORR. gefunden hat (67 und 30, S. 134). Dieser Fund würde Cenomanalter beweisen.

TERTIÄR Unter-Miozän

Das ältere Tertiär (Nummulitique) kommt auf Ibiza nicht vor. Im Bindemittel von Konglomeraten, südwestlich von Cala Salada (nördlich von San Antonio), hat FALLOT gemeint, Nummuliten aus der Gruppe von *Nummulites intermedius* D'ARCH. gesehen zu haben, was nach ihm jedoch auch Amphisteginen sein könnten. Wir haben hier niemals Nummuliten angetroffen. Die Gesteine enthalten außer Amphisteginen auch

1) Wir stellen die *Orbitolinien* mit der Embryonalkammer nach unten auf.

Operculinen. Sie gleichen ganz den anderen tertiären (untermiozänen) Gesteinen der Insel, und nehmen nach unserer Auffassung dann auch keine besondere Stellung ein.

Auf Ibiza folgen auf die urgonisch- oder bathyal ausgebildete Kreide, Konglomerate, Kalksandsteine und Mergel mit *Amphisteginen*, *Operculinen* und *Clypeaster*. Ihr Alter konnte durch Fossilien nicht genau festgestellt werden. Nach FALLOT sind diese Gesteine ganz analog denjenigen von Mallorca (Deyá) (30, S. 181 und 170), die nach ihrem Fossilinhalt jedenfalls zum Teil dem Burdigalien angehören. Dieser Analogie wegen nehmen wir mit FALLOT an, daß auch die Schichten auf Ibiza dem Unter-Miozän angehören während mit der Möglichkeit gerechnet werden muß, daß auch noch das Ober-Oligozän vertreten ist.

Folgende Gesteinstypen sind zu unterscheiden:

a) **Konglomerate**: Sehr grobes, bis feines, konglomeratisches Gestein, mit gelblich-braunem, fein brecciösem, kalksandigem Bindemittel. Die Komponenten sind meistens Triaskalke und Dolomite, lithographische Jurakalke, Urgongesteine und Elfenbeinkalke; ihre Größe ist sehr wechselnd (von 0,5 cm³ bis über einen Kubikmeter). Bemerkt muß werden, daß FALLOT im Miozänkonglomerat, im Passe von San José ein Geröllstück von Granit angetroffen hat, das einzige Stück Eruptivgestein, das je im Miozän von Ibiza gefunden worden ist. (Siehe auch 30, S. 182).

Im Bindemittel finden sich ?*Amphisteginen*, *Operculinen*, *Textularidae*, *Globigerina*, *Miliola*, *Rotalidae*, und *Lithothamnium*. Im Bindemittel von Konglomeraten der Sierra del Sindich (S der Bucht von San Antonio) finden sich *Orbitolinen*, die man als eingeschwemmt auffassen muß. Es sind keinesfalls eogene *Nummuliten*. Meistens ist das Bindemittel hart, an der Nordküste bei La Caleta ist es jedoch sehr locker. Im allgemeinen sind die Konglomerate ungeschichtet; selten ist Schichtung zu beobachten (Sierra de Beniferri, südlich von San Rafael).

b) **Kalksandsteine und Kalksteine**: Wenig glaukonitische, braune bis braungelbliche, fein brecciöse, quarzreiche Kalksteine, die gut geschichtet sind (1 cm bis 1 m). Sie sind im allgemeinen körnig und zeigen, wenn sie größer gekörnt sind, Übergänge nach feinem Konglomerat.

An einigen Stellen (z. B. am Hügel von San Agustín, SW Ibiza) kommen massive, graue bis gelbliche, feine, wenig quarzenthaltende Kalke, mit zahlreichen *Operculinen* (*Operculinen*-Kalke) vor. Sie unterscheiden sich jedoch nur graduell von den Kalksandsteinen.* Zuweilen ist der Kalksandstein weißdurchadert und ist dann schwer von Urgonmergelkalk zu unterscheiden (z. B. Puig Miquel, SW Ibiza).

Sie enthalten: ?*Amphisteginen*, *Operculinen*, *Textularidae*, *Miliolidae*, *Globigerinae*, *Rotalidae*. FALLOT hat an verschiedenen Stellen *Clypeaster* gesammelt, die wir jedoch niemals gefunden haben.

c) **Mergel**: Weiße bis graugelbliche, zuweilen bläuliche, weiche, sterile Mergel, meistens in dickem Paket; sie wechselseitig mit Kalksandsteinbänkchen. Nur an einer Stelle, nämlich am Wege westlich des Pez (SW Ibiza), fanden wir in Tertiärmergeln unbestimmbare *Lamellibranchiata* und deren Abdrücke.

Von einer Stelle der Insel erwähnt FALLOT dünne Lignitschichten im Miozän, nämlich an der Serra de Beniferri, wo sie linsenartig im Konglomerat eingeschaltet zu sein scheinen.

Das Miozän kommt besonders in der Cirer-Rey- und der Eubarcaserie vor; wir haben es jedoch auch in der Ibizaschuppe nachweisen können. Im allgemeinen liegt das Tertiär direkt mit den Konglomeratschichten (Basalkonglomerat) auf den älteren Gesteinen. Auf Conejera beginnt das Tertiär mit einem dünnen Basalkonglomerat, mit Komponenten von mittlerer Größe. Die Dicke der Schicht ist wechselnd und sie keilt bisweilen ganz aus, sodaß dann die obenliegenden Kalksandsteine und Mergel direkt dem Urgon aufgelagert sind. Zwischen Tertiär und Urgon besteht hier eine sehr schwache Diskordanz. Nördlich des Puig de Hort de Alunt bei La Caleta, ist das hier lockere Basalkonglomerat, das auf Urgonmergeln liegt, jedoch dicker und mißt 50 m. Nach oben folgen Kalksandsteine und Mergel (Siehe auch 30, Abb. 72, S. 181). Nicht immer ist das Konglomerat auf die Basis beschränkt; es kommt zuweilen auch in höheren Niveaus zwischen Kalksandsteinen und Mergeln eingeschaltet vor, wie z. B. bei Cabo Musón, Nordwest-Ibiza. Auch am Hügel von San Agustín beobachtet man ähnliches; im nördlichen Teile dieses Hügels gehen die graugelblichen *Operculinen*-Kalke nach oben in feines kalkiges Konglomerat über.

Die maximale Dicke des ganzen Unter-Miozäns mag etwa 300–400 m sein (Serra de Beniferri).

Ober-Miozän

Außer dem stark gefalteten Unter-Miozän kommen auf Ibiza an einigen Stellen jüngere, sub-horizontal gelegene Schichten vor, die dem Anschein nach zum Ober-Miozän gehören (Torton).

a) **Cala Portinatx** (NO Ibiza): Von dieser Gegend erwähnt FALLOT (30, S. 182) ungefähr 20 m dicke, fossilenthaltende Kalke, von wahrscheinlich tortonischem Alter. Für Fossilien siehe 30, S. 183.

Bei Cala den Serra trafen wir nachstehende Schichtenfolge:

5. Rötlich-gelbliche Kalke, weißgetüpfelt. (Oben)
4. Grauer Kalk.
3. Weißer Kalk mit eingeschalteter Mergelschicht.
2. Konglomerat mit u. a. Urgon- und Ober-Jurageröll, mit ziemlich lockerem, rötlichem Bindemittel.
1. Heller Kalk mit vielen Korallen. (Unten)

Das Fossilniveau FALLOTS haben wir hier nicht angetroffen. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß die Schichten 1—4 zu derselben Gesteinsserie wie bei Cala Portinatx gehören. Obwohl eine Diskordanz in dieser Gegend nirgends zu beobachten ist, ist diese aber wohl sehr wahrscheinlich, weil in der Nähe die älteren Schichten (Trias bis Unter-Miozän) stark disloziert sind.

b) **La Foradada** (NW Ibiza): An der Küste, 250 m nördlich von La Foradada, liegen auf einem 30° N fallenden Paket Urgon- und Unter-Miozängesteine dicke Konglomerate, die Fragmente von unter-miozänen Kalksandstein enthalten. Aus fein-konglomeratischen, bis grobmergeligen Schichten röhren zahlreiche *Cerithium* her, die möglicherweise alle *Cerithium (Tympanotomus) lignitarum* EICHW. sind. Weil von keinem unserer Fossilien der Mund gut erhalten ist, ist die Bestimmung jedoch unsicher; es mögen auch einige Exemplare zu *Cerithium (Clava) bidentatum* DEF. gehören. Beide Arten kommen im Miozän vor, treten aber besonders häufig im Ober-Miozän (Torton) auf. Obwohl also eine genaue Altersbestimmung unmöglich ist, werden diese Gesteine wohl dem Ober-Miozän (Torton) angehören.

Die obengenannten, nicht deutlich geschichteten Gesteine liegen sub-horizontal und bilden mit dem unterliegenden, gefalteten Urgon und Unter-Miozän eine Diskordanz. Eine scharfe Grenze ist aber, der starken Überschüttung wegen, nicht *in situ* zu beobachten.

c) VIDAL und MOLINA erwähnen von SW Ibiza, zwischen **Cabo Jueu** und **Cabo Llentrisca**, ein kleines fossilenthaltendes Miozänvorkommen (95). Auch hier enthalten die Schichten neben anderen Fossilien *Cerithium lignitarum* und *Cerithium bidentatum*, nach welchen Formen man auf ober-miozänes Alter der Schichten schließt. Hier sollten auch einige dünne Lignitschichten zwischen Mergeln und sandigen Kalken eingeschaltet sein. Die Steilstellung der Schichten (bis 30° O), wie sie in Abbildung 6 (95, S. 23) gezeichnet ist, ist sehr wahrscheinlich durch eine junge Verwerfung bedingt.

Jüngere Tertiärschichten als Ober-Miozän (pliozäne Ablagerungen) sind auf der Insel nicht nachgewiesen.

QUARTÄR

Große Teile der Insel, und zwar besonders die Ebenen (u. a. Ebene von San Jorge, Ebene von Santa Eulalia, Pla de San Mateo, Pla de Santa Inés) werden von quartären Ablagerungen bedeckt, die teilweise wieder in Ackerboden umgewandelt worden sind. Auch die Hügelgebiete sind stark mit Quartär überkrustet. Dieses ist eine der Ursachen, daß gute Aufschlüsse im allgemeinen ziemlich selten sind.

Folgende Gesteinstypen haben wir im Quartär unterscheiden können:

a) **Marès**: Ein weiß-gelbes bis hellbraunes, lockeres, poröses Gestein, das hauptsächlich aus feinen bis groben, zusammengekitteten, oft scheinbar oolithischen Kalkkörnchen mit Schalenfragmenten, seltenen *Foraminiferen* und *?verticillaten Siphoneen* besteht. Feine, eckige Quarzkörnchen sind durch das ganze Gestein

zerstreut. Oft ist schöne Kreuzschichtung zu beobachten; weniger kommt Parallelschichtung vor. Organische Reste sind ziemlich spärlich. Zahlreiche Präparate von Marès, südlich der Cova Roja (südlich km 10 des Weges Ibiza—San Antonio) lieferten nur einige *Cristellarien*. Aus einem dicken Paket von schön parallelgeschichtetem Marès in der Bucht zwischen Cabo Jueu und Cabo Llentrisca (SW Ibiza) sammelten wir:

Pectunculus sp.

Cardium tuberculatum LINN.

Cytherea chione LINN.

Lima squamosa LINN.

Pecten jacobaeus LINN.

Helix sp.

Es zeigt sich, daß hier zusammen mit typischen Meeresbewohnern auch Landschnecken vorkommen (*Helix*). Es handelt sich hier also um eine typische Strandablagerung. Nördlich des Puig de Mestre (nördlich km 10 des Weges Ibiza—San Antonio) kommen nur *Helix* vor. Der Marès scheint hier eher eine Dünenformation gewesen zu sein.

Nicht nur in den niedrigen Teilen der Insel, sondern auch in den Hügelgebieten kommt Marès vor. Schon FALLOT erwähnt Marèsablagerungen von verschiedenen Höheniveaus, wobei er auch die zwei Arten (Strandablagerung und Dünenformation) erkannt hat (30, S. 192—193).

Der Marès ist besonders in den Flußläufen umgearbeitet, ist dann sehr porös und leicht zu zerbröckeln (FALLOTS „marès remaniés“).

In einer Grube westlich des Leuchtturms von San Antonio ist eine Neigung der Marèsschichten zu beobachten, welche jedoch als eine ursprüngliche Kreuzschichtungsneigung gedeutet werden kann. Auch zwischen Cabo Jueu und Cabo Llentrisca fällt das Marès (bis 30°) landeinwärts, welche Erscheinung aber nicht auf Kreuzschichtungsfallen zurückzuführen ist. Wahrscheinlich ist die Schieflage der Schichten durch eine sehr junge Verwerfung verursacht (Vgl. die Lage des Ober-Miozäns dieser Bucht).

Das quartäre Alter des Marès unterliegt keinem Zweifel. Die auf Ibiza im Marès gesammelten Muscheln sind alle, ebenso wie diejenigen des Marès, der an vielen Stellen an den Küsten des westlichen Mittelmeeres eine große Verbreitung hat, recente Arten (41). Die von Ibiza bekannten Arten leben sogar alle noch im Mittelmeer.

b) Gefleckter bis geflampter, graugelblicher bis braunrötlicher, feiner bis grober, oft breccienartiger, weißgetupfelter Kalkstein. Schöne Bankung ist selten, weil er meistens krustenartig ausgebildet ist. Aus einem Dünnschliff einer groben, rötlichen Varietät zeigt es sich u. d. M., daß er aus einer Grundmasse von sehr feinem Kalzit und großen Kalzitkörnchen besteht, welche letztere rund, oval oder langgestreckt, selten eckig sind. In der feinen kalzitischen Masse findet sich eine limonithische Substanz. Seltene Quarzkörnchen sind vorhanden. Das Präparat ist ziemlich reich an organischen Resten: *Kalkalgen* (*Lithothamnium*), *Miliola*, *Textularia*, *Rotalia*. Ein Dünnschliff von einem stark breccienartigen Kalk zeigt weniger Quarz als der vorige. Organische Reste sind nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Einige fremde Fragmente von Urgonkalk sind eingeschlossen.

Diese oft rötlichen Kalke enthalten an vielen Orten und in verschiedenen Höheniveaus, selbst fast bis zum Gipfel der Atalaya de San José, mehr oder weniger zahlreiche *Milioliden*. Dieses beweist, daß Ibiza im Quartär ganz oder fast ganz unter dem Meere gelegen hat.

c) Heller, graugelblicher, gefleckter, feiner Kalkstein mit splitterigem, muschelartigem Bruch. Kleine, stark gekrümmte, äußerst dünne Kalzitläderchen sind durch das ganze Gestein vorhanden. Es ist mikroskopisch aus dichtkörnigem, hellbraungefärbtem Kalzit aufgebaut, während Quarz selten vorkommt. Organische Reste fehlen. Das Gestein zeigt Übergänge nach den unter (b) beschriebenen Kalken.

d) Konglomerate und grobe Breccien. Die Komponenten dieser Gesteine röhren immer aus dem direkten Untergrund her, sodaß man sie meistens in der Nähe von Stellen findet, wo älteres Gestein ansteht. Das Bindemittel ist zum Teil poröser, leicht zerbröckelnder Kalk, oft aber auch der unter (b) und (c) beschriebene Kalk. Nur sehr selten sind diese jungen Konglomerate mit dem älteren (miozänen) Konglomerat verwechselbar.

e) Ein einziges Mal sind die quartären Kalke weiß-zuckerkörnig, wie z. B. bei Punta Galera (NW Ibiza) und in einer Barranco südwestlich der Sierra des Musols (NW Ibiza).

An der Küste, direkt nördlich der Cala Grasió (nördlich von San Antonio) haben wir in den quartären Schichten von oben nach unten untenstehende Schichtenfolge beobachten können:

6. Kompakter, grauer Kalk. 10 cm
5. Weißgetüpfelter, roter Kalk.
4. Roter, kompakter Kalk, an der oberen Grenze geflammt.
3. Roter, kompakter Breccienkalk.
2. Roter, weißgetüpfelter Kalk.
1. Weißer Marès. 5 m

Die Niveaus 2—6 sind zusammen etwa 3 m dick.

Auch an vielen anderen Stellen, wie z. B. bei Charraca (NO Ibiza) haben wir die roten und geflammteten Kalke auf dem Marès liegen sehen. Sie sind also jedenfalls zum Teil jünger als der Marès.

Alluviale Ablagerungen

Hierzu können gerechnet werden:

- a) Schuttmassen in Schwenimkegeln. Diese kommen an vielen Stellen an den Abhängen der verschiedenen Hügel vor, wie z. B. am Südabhang des Fornou (NW Ibiza), an den Hügeln zwischen Ibiza und Santa Eulalia, am Puig Cirer (W Ibiza), am Puig Gros (W Ibiza) etc.
- b) Flußablagerungen. Diese bestehen meistens aus lockerem oder etwas verkittetem, scharf eckigem Schutt. Auch der „marès remaniés“ gehört hierzu.
- c) Strandablagerungen, wie man sie u. a. in der Bucht von San Antonio, Playa d'en Bossa, Playa Figueral und in vielen anderen Buchten der Insel findet. Die Ablagerungen bestehen hier aus hellen, weiß-gelben, kleinen, hauptsächlich kalkigen Körnchen.

Auch große Massen Geröll werden in vielen Buchten abgesetzt. Das Material der Gerölle stammt aus direkter Nähe. So kommt an der Playa Codolá (S Ibiza) z. B. nur Geröll von Ober-Jurakalken, die in der Nähe anstehen, vor. Auch das Geröll in der Cala de San Vicente besteht hauptsächlich aus Jurakalken, die in großer Ausdehnung in der Nähe vorkommen.

Am Kiesstrand von der Playa Figueretas (südwestlich der Stadt Ibiza) fanden wir zwischen den Geröllen von Jurakalk viele Stücke von Gneis, kristallinen Schiefern, basischen Tiefengesteinen, Konglomeraten und Ton-schiefern. In angeschwemmtem Boden in dieser Bucht kommen dieselben Gesteine vor. THOS Y CODINA traf in der Depression zwischen Puig de Molinos und dem Hügel von Ibiza ähnliches an (93, S. 363). Auch in anderen Buchten an der Südküste finden sich dieselben ortsfremden Gesteine im Geröll, z. B. in der Bucht von Santa Eulalia, wo wir Granitgneisgeröll sammelten. Auf der ganzen Insel stehen diese Gesteine nicht an; alle sind ortsfremd. Nach FALLOT (30, S. 430) ähneln speziell die kristallinen Schiefer Gesteinen aus dem kristallinen Massiv von Süd-Andalusien. Bemerkt muß werden, daß, wie man uns erzählte, die Fischerboote diese Gesteine von anderswo als Ballast mitführen, was schon seit phönizischen Zeiten wahrscheinlich der Fall gewesen ist. So zeigten wir einmal einem Fischer ein Stück Geröll von dunklem, basischem Tiefengestein; er sagte sogleich, es sei kein Gestein der Insel, sondern mit einem Fischerboot dort angelangt.

Im Zement der großen Stadtmauer von Ibiza, welche im sechzehnten Jahrhundert gebaut wurde, sind diese Gesteine dermaßen zahlreich vertreten, wie sie niemals in Geröllablagerungen am Strande von Ibiza vorkommen, was uns veranlaßt, sie jedenfalls als angeführte Elemente zu betrachten; nach unserer Auffassung röhren diese Gesteine nicht von einer eventuell südlich von Ibiza verlaufenden Barre her, die die Verlängerung des andalusischen Kristallinmassivs bilden würde. Eine Bestätigung hierfür ist die Tatsache, daß wir nicht nur an der Südküste, sondern auch an der Westküste, und zwar auf der Insel Conejera (vor der Bucht von San Antonio), dieselben Gesteine antrafen. Aus der Lage der Stelle, wo wir sie fanden, nämlich an der Ostküste der Insel, in der kleinen Bucht nördlich von Grum de Sal, zeigt es sich, daß sie hier von Fischern angeführt sein müssen und nicht durch Meereströmung hier angelangt sind, denn, würde dieses letztere der Fall sein, so würde man auch in der ganzen Gegend (Cala Roig, Cala Basa, Bucht von San Antonio) ähnliches erwarten; wir haben jedoch nichts davon gefunden.

TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Ebenso wie auf Mallorca, ist auch auf Ibiza eine deutliche Überschiebungstektonik zu beobachten, wobei man einige tektonische Elemente, die schuppenartig aufeinander gelagert sind, erkennen kann. Mit FALLOT haben wir auf der Insel drei Hauptelemente (Schuppe oder Serie) feststellen können; auch lassen sich noch einige kleinere, zwischen diesen Hauptserien eingeklemmte Sekundärelemente nachweisen.

Im Prinzip findet man an den Schuppengrenzen die ältesten Gesteine (Trias) der überschiebenden Schuppe auf jüngeren (häufig Unter-Miozän) der überschobenen Serie liegen. Das unterste Triasniveau, nämlich die weichen, bunten Mergel, sind die Gleithorizonte für die Überschiebungen gewesen.

Die Kontaktfläche hat im allgemeinen eine sehr flache Lage, was man schon an vereinzelten Aufschlüssen feststellen kann. In dem Vorkommen von Klippen und Fenstern und dem Zurückbiegen der Linie des anomalen Kontaktes in den Tälern findet dies eine weitere Bestätigung.

Vom Südosten nach Nordwesten kann man von oben nach unten die folgenden Hauptelemente unterscheiden:

- 1) **Ibizaserie.**¹⁾
- 2) **Cirer-Reyserie.**
- 3) **Eubarcaserie.**

1) Die Frontlinie der **Ibizaserie** läßt sich von Port del as Caletas (nördlich von San Vicente, NO Ibiza) den Ostabhang des Rey und den Ostabhang des Furnás entlang bis zum Südwestfuße dieses Berges ohne Unterbrechung verfolgen. Von dieser letzteren Stelle bis östlich von Santa Gertrudis muß sie durch die Ebene nördlich der Atalaya de San Lorenzo verlaufen, wo sie aber, der starken quartären Bedeckung wegen, nicht der Beobachtungen zugänglich ist. Möglicherweise ist die flache Überschiebung am Hügel von Can Alquería als ihre Fortsetzung anzusehen. In der Ebene südlich von Santa Gertrudis läßt sie sich infolge quartärer Bedeckung ebensowenig angeben. Sie findet sich wieder südlich von San Rafael zurück. Von dieser Stelle läßt sich die Kontaktlinie weiter verfolgen über die Sierra de Beniferri, Sierra de la Pega, Pez, Puig Cirer und Puig Miguel, während der weitere Verlauf westlich der Sierra del Loro bis an die Südküste unsicher ist.

Die Ibizaschuppe wird von Trias, Ober-Jura, Unter-Kreide und Unter-Miozän aufgebaut. In dieser Serie ist die Unter-Kreide im Gegensatz zu den anderen Schuppen in bathyal-mergeliger Fazies mit pyritisierter, kleinen Ammoniten entwickelt. Ein einziges Mal sind Übergänge nach Urgonfazies zu beobachten.

Die Gesteine dieser Schuppe sind an sich wieder ziemlich stark gefaltet, wobei es fast immer zu starken Überfaltungen (nach NW) gekommen ist. (Siehe Profile).

2) Die Frontlinie der **Cirer-Reyschuppe** verläuft vom Nordwestfuße des Puig de Charracó (NO Ibiza), die Atalaya de San Juan entlang. Westlich des Weges San Lorenzo—San Juan ist sie über kurze Distanz infolge quartärer Bedeckung nicht sichtbar. Dann läßt sie sich wieder über große Strecken nach Westen verfolgen. Sie geht südlich von San Miguel entlang, biegt in einem Tal südlich vom Puig de Hort de Alunt stark nach Südwesten ein, und verläuft weiter an der Nordseite dieses Hügels. Von hier geht sie in südlicher Richtung, östlich den Guillén und den Nordwestabhang des Fornou entlang, biegt südöstlich von San Mateo in westliche Richtung um, und ist weiter über Serra und der Südseite der Ebene von Santa Inés entlang nach Cabo Negrete zu verfolgen. Wir finden sie südlich des Nonó wieder, wo sie nach Osten einbiegt, um sich über den Westabhang der Sierra de Rotavea und über die Sierra de Costa in die Richtung von San Antonio fortzusetzen. In den niedrigen Gebieten rings um San Antonio läßt sie sich nicht beobachten und findet sich erst wieder in den nördlichen Ausläufern der Recohügel zurück. Über den Recó verläuft sie in der Richtung von San José und weiter über Seven, Puig del Avench, Rocas Altas und Sierra Mayol. In der Ebene von Cala Horts ist sie von Quartär bedeckt, scheint aber im äußersten Südwesten der Insel (Cabo Jueu) noch sichtbar zu sein.

1) Die von FALLOT für diese Elemente aufgestellten Namen haben wir übernommen.

Die Gesteine der Cirer - Reyserie gleichen ganz denjenigen der Ibizaschuppe, mit dem Unterschied, daß die Unter-Kreide hier hauptsächlich in zoogen-urgonischer Fazies ausgebildet ist. Nur in SW Ibiza findet sich auch noch Unter-Kreide in bathyaler Mergelfazies. Die beiden Fazies gehen allmählich ineinander über.

Die Gesteine dieser Serie sind an sich weniger gefaltet, als in der Ibizaserie. Einige kleine, sekundäre Aufschuppungen lassen sich in diesem Gebiet nachweisen.

3) Die tiefste tektonische Einheit ist die **Eubarcaserie**, die die ganze Nordwest- und Westküste einnimmt. Ihr Substratum ist nicht bekannt; möglicherweise ist ihr keine tiefere Serie unterlagert und sie darf als autochthon angesehen werden. Sie wird hauptsächlich von Unter-Miozän und Unter-Kreide in Urgonfazies aufgebaut, während nur an wenigen Stellen Ober-Jura zutage tritt. Ihre Trias ist nur in sehr kleiner Ausdehnung, der Insel Bosque gegenüber (W Ibiza), erschlossen.

Am Ostabhang des Puig Rey kommen zwischen der Trias der Ibizaschuppe und dem Miozän der Cirer-Reyserie noch einige Sekundärschuppen vor, die zum größten Teil aus ähnlichen Gesteinen wie sie in der Cirer-Reyserie vorkommen, aufgebaut sind. Neben diesen Gesteinen kommt jedoch auch ein eingeklemmtes Paket „Elfenbeinkalke“ vor. Ebenso wie hier, trifft man auch am Pez (SW Ibiza) zwischen Trias der Ibizaschuppe und Miozän der Cirer - Reyserie ein ähnliches, eingeklemmtes Vorkommen von „Elfenbeinkalken“ an. Irgendwelchen normalen Zusammenhang mit anderen Gesteinen haben wir nicht feststellen können. An der Atalaya de San José, Puig Blanch, Puig den Serra und Llentrisca (alle in SW Ibiza) sind die „Elfenbeinkalke“ in größerer Ausdehnung vorhanden. Sie liegen sehr wahrscheinlich anormal auf Gesteinen der Cirer - Reyserie. Jedoch scheint westlich von Cubells die bathiale Unter-Kreide, die wir hier zur Cirer - Reyserie gerechnet haben, normal in die „Elfenbeinkalke“ überzugehen. Wir müssen also in dieser Gegend die „Elfenbeinkalke“ aller Wahrscheinlichkeit nach zum Teil als eingeschupptes Element betrachten, während zum Teil (westlich von Cubells) normale Lage vorzuliegen scheint.

Auch zwischen der Cirer - Rey- und Eubarcaserie tritt ein sekundäres, tektonisches Element auf, nämlich im Gebiet nordwestlich der Atalaya de San Juan (NO Ibiza). Es besteht aus einer einzigen Schichtenserie von ganz ähnlichen Gesteinen wie in der Cirer - Reyserie. Die Trias lagert bei Cala Bininirras und weiter südlich, anormal und mit schwachem Fallen dem Miozän der Eubarcaserie auf. Das Miozän dieser Sekundärschuppe wird am Westabhang der Atalaya de San Juan seinerseits wieder von der Trias der Cirer - Reyserie anormal überlagert und tritt auf dem Gipfel und am Ostabhang dieses Berges in großer Ausdehnung fensterartig inmitten der Cirer - Reygesteine zutage.

Das Dach des Fensters ist nochmals an zwei Stellen als kleine Klippen aufbewahrt. In den Hügeln östlich des Tales, das San Miguel mit dem gleichnamigen Puerto verbindet und auch bei dem Dorfe San Miguel selbst, findet sich diese tektonische Einheit wieder zurück. Sie hat hier stark an Bedeutung abgenommen. Westlich von San Miguel sind außer zwei rudimentären Spuren keine Andeutungen für ihr Vorhandensein. Die Cirer - Reyserie liegt direkt der Eubarcaserie auf.

Aus dem Verlauf der abnormalen Kontaktlinien von NO nach SW, und der allgemeinen NO-SW-Richtung des Streichens, sowie aus der Aufschuppung der Serien und den Überkipplungen der Falten nach NW, geht deutlich hervor, daß die orogene zusammenschiebende Bewegung von SO nach NW gerichtet war. Aus dem Vorkommen von unter der Trias der Ibizaschuppe gelagertem Unter-Miozän an der Südostküste der Insel, von Punta de Valls bis Cala Nova, welches wohl zur Cirer - Reyserie zu rechnen ist, läßt sich, wie auch FALLOT schon erwähnt hat (28, S. 103), eine Minimumdistanz von 8 km für die Überschiebung von Ibizaschuppe auf Cirer - Reyserie feststellen.

Die jüngsten Gesteine, die noch an dem Zusammenschub teilgenommen haben, sind die als Unter-Miozän (eventuell auch noch Ober-Oligozän) betrachteten Konglomerate, Kalksandsteine und Mergel. Das genaue Alter dieser Gesteine war, des Mangels an Fossilien wegen, nicht zu bestimmen. In Verbindung mit ähnlichen Gesteinen auf Mallorca (Deyá), die nach ihrem Fossilinhalt bis ins Burdigalien reichen, haben wir, mit FALLOT, auch die Gesteine Ibizas zum Teil zum Burdigalien gerechnet, zum Teil mögen sie auch noch einem tieferen Niveau des Unter-Miozäns, und möglicherweise noch dem Ober-Oligozän angehören. Jüngere Schichten als Burdigalien scheinen also nicht in dem Zusammenschub einbezogen zu sein.

Das auf Ibiza vorkommende Ober-Miozän hat den Zusammenschub nicht mehr mitgemacht und liegt

an der Nordküste bei Cala Portinatx (NO Ibiza) subhorizontal. Nach ihrem Fossilinhalt sind die Schichten wahrscheinlich zum Torton zu rechnen. Nördlich von La Foradada (NW Ibiza) liegt das Ober-Miozän (Torton mit *Cerithium bidentatum* und *C. lignitatum*) diskordant auf gefalteten, unter-miozänen Kalksandsteinen und Urgonkalken. Der Zusammenschub scheint also im Post-Burdigal- und Prae-Tortonzeit stattgefunden zu haben.

Neben der miozänen Orogenese, die auf Ibiza die wichtigste gewesen ist, lassen sich auch noch ältere, viel schwächere tektonische Bewegungen nachweisen. Auf der Insel Conejera (W Ibiza) kann man eine geringe Diskordanz zwischen Unter-Miozän und Urgon beobachten, wobei das Unter-Miozän mit einem Basalkonglomerat beginnt. Das Basalkonglomerat finden wir an vielen Stellen auf Ibiza zurück; eine Winkeldiskordanz haben wir außer Conejera niemals feststellen können. Aus dieser Diskordanz sowohl, wie aus dem vielfachen Vorkommen von oft sehr groben unter-miozänen Basalkonglomeraten kann man auf eine post-urgonische, praе-under-miozäne (möglicherweise auch praе-ober-oligozäne) tektonische Bewegung schließen.

Ebenso mag eine konkordant eingeschaltete Konglomeratschicht im Urgon am Cabo Negrete und nördlich von Es Corraló den Guillén (NW Ibiza) auf eine Hebung in der Ober-Neokomzeit hindeuten.

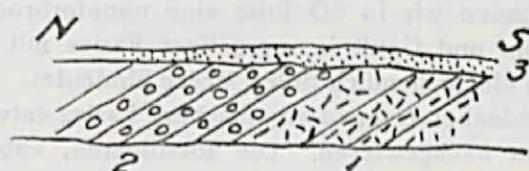


Abb. 1. KÜSTENPROFIL NÖRDLICH VON LA FORADADA

1. Urgon.
2. Unter-Miozän.
3. Subhorizontales Ober-Miozän mit *Cerithium lignitatum* EICHW. und *Cerithium bidentatum* DEFR.

GEOLOGISCHE GESCHICHTE

Wir haben die Besprechung der geologischen Geschichte bei der Trias anzufangen, weil ältere als triassisches Gesteine auf Ibiza nicht bekannt sind.

Die Unter-Trias (Werfénien) ist mit ihren bunten Mergeln mit Gips und Zellendolomit (Carñolas) in lagunärer bis flachmeerischer Fazies entwickelt. Die Eruptivgesteine, die eng mit den bunten Mergeln verknüpft auftreten, deuten auf vulkanische Tätigkeit in dieser Zeit hin.

Die Dolomite, Kalke und Mergel der Mittel-Trias sind jedenfalls in etwas tieferem Meere abgelagert, wofür u. a. der Fund NOLANS von *Daonella franconica* TORN. in dem Muschelkalk Ibizas (30, S. 47) spricht.

Aus der Ober-Trias und dem Unter- und Mittel-Jura sind keine Ablagerungen bekannt; während dieser Zeit oder Teil dieser Zeit, lag das Gebiet über Meeressniveau und sind selbst Gesteine der Trias aberodierte, sodaß der transgressive Ober-Jura an verschiedenen Stellen auf verschiedenen Horizonten der Trias liegt, jedoch ohne sichtbare Winkeldiskordanz.

Von dem Ober-Jura sind nur Oxfordien, Argovien, Rauracien und Tithon durch Fossilinhalt nachgewiesen. Eine stratigraphische Lücke zwischen Rauracien und Tithon ist dennoch wahrscheinlich nicht vorhanden, denn das Kimmeridge mag wohl durch fossilleere, sub-lithographische Kalke vertreten sein.

Von Tithon bis ins Gault können wir in SO Ibiza eine ununterbrochene Sedimentation nachweisen. Hier ist das Tithon, sowie Neokom und Gault in mergeliger Fazies mit kleinen, pyritisierten *Ammoniten* entwickelt, was auf Ablagerung in einem ziemlich tiefen Meere hindeutet. In NO Ibiza ist die Unter-Kreide von Hauerivien bis Gault in landnaher (zoogen-urgonischer) Fazies entwickelt. Hier sind das Tithon und Valanginien nicht durch Fossilien nachgewiesen. Die fossilleeren, sub-lithographischen Ober-Jurakalke gehen, unter Zwischenschaltung von pseudo-oolithischen und oolithischen Kalken, allmählich in Urgonschichten über, und wir nehmen an, daß auch hier eine ununterbrochene Sedimentation von Ober-Jura bis Gault stattgefunden hat. Besonders in SW Ibiza sind Übergangsgesteine zwischen bathyal-mergeliger und zoogen-urgonischer Fazies nachgewiesen, die zum Hauerivien und Barrémien gehören. Die dünnen Konglomeratschichten, die wir in NW Ibiza einmal konkordant zwischen den Urgonschichten eingeschaltet gefunden haben, deuten auf schwache Bewegungen in der Ober-Neokomzeit hin.

In der Ober-Kreidezeit lag NW Ibiza über dem Meeressniveau, denn jüngere Kreide-Ablagerungen als Gault sind hier nicht nachgewiesen. In SO Ibiza finden sich noch die feinkalkigen Elfenbeinkalke, die, aller Wahrscheinlichkeit nach, das Cenoman vertreten. Die Mikro-Organismen, die sie enthalten (u. a. *Calpionella*) deuten auf Hochmeerablagerungen hin. Die weitere Ober-Kreide fehlt auch hier.

Auf der ganzen Insel fehlt Unter-Tertiär. Auch diese Zeit ist wohl eine Zeit der Regression gewesen. Die hierauf folgende Transgression fängt erst im Unter-Miozän an. Die untersten Unter-Miozänschichten sind als Basalkonglomerat entwickelt, das meistens auf Urgonschichten ruht; zuweilen haben wir es auch auf älteren Gesteinen liegend angetroffen. Die Ober-Kreide und das Nummulitikum ist also eine Zeit von Aufwölbung und Erosion gewesen. Jedoch ist nur auf der Insel Conejera (vor der Bucht von San Antonio) eine schwache Winkeldiskordanz zwischen Urgon und Unter-Miozän direkt sichtbar.

Die Lignitschichten im Tertiärgebiet der Sierra de Beniferri weisen auf eine Verlandung in dieser Zeit hin.

In post-burdigalischer und prae-tortonischer Zeit hat der große Zusammenschub stattgefunden. Das sub-horizontalliegende Torton ist marin entwickelt. Das Vorkommen von Korallen deutet auf littoriale Ablagerung hin. Dünne Lignitschichten beweisen teilweise Verlandung.

Zwischen Torton und Quartär besteht eine stratigraphische Lücke. Das Quartär ist als Meeres- und Landablagerungen (Strand- und Dünenformation) entwickelt. Die quartären *Milioliden* kalke, die die älteren Gesteine krustenartig bedecken, trifft man bis zu großer Höhe auf der Insel an. Nur die allerhöchsten Gipfel scheinen nicht von ihnen bedeckt zu sein. Hieraus zeigt sich, daß in quartären Zeiten der größte Teil Ibizas sich unter Meeressniveau befand.

Anzeichen für junge Verwerfungen an der Küste sind nachgewiesen.

GEOLOGISCHE UND TEKTONISCHE DETAILBESCHREIBUNG VON OST-IBIZA

I. DIE IBIZASCHUPPE IN DER GEGEND VON SAN VICENTE

A. Das Gebiet zwischen Punta Grossa, Port de las Caletas und San Vicente (Punta Grossa, Clapé, Atalaya de San Vicente)

(Profile 1, 2 und 3, Blatt I)

Zwischen der Atalaya de San Vicente und Punta Grossa treten hauptsächlich blaue bis graue Triasdolomite zutage, die an der Ostküste normal von Ober-Juragesteinen überlagert werden, welche Überlagerung deutlich auf dem Wege zu beobachten ist, der am Südabhang von Punta Grossa entlang zum seit langem verlassenen Leuchtturm führt. In der Abteilung Stratigraphie ist schon das detaillierte Profil dieser Stelle nach FALLOR angegeben worden, woraus sich die Einschaltung u. a. von weinroten, mergeligen und pseudo-brecciösen Kalken von Ober-Oxfordien-, Argovien- und Rauracienalter zwischen Triasdolomiten und lithographischen Ober-Jurakalken ergibt. Nördlich in dem Küstenstreifen und in der Hügelkette des Clapé fehlen diese Niveaus nahezu vollkommen; es liegen hier die lithographischen Ober-Jurakalke direkt den Triasdolomiten auf. Nur im Tale nordwestlich des Clapé, den Islas Hormigas gegenüber, fanden wir noch ein Paket Knotenkalke und rotanlaufende Mergel zwischengeschaltet (Mächtigkeit: 3—4 m). Dieses ist die Stelle, wo NOLAN seine Oxfordien- und Rauraciensossilien gefunden hat¹⁾ (30, S. 92—94); wir haben aber nach langem Suchen nicht mehr als zwei unbestimmbare Ammoniten sammeln können.

An der Atalaya de San Vicente schalten sich zwischen den lithographischen Ober-Jurakalken und den mit N 40° O-Streichen und allgemeinem SO-Fallen auf ihnen gelagerten Triasdolomiten mattgraue, pseudo-brecciöse, 4—5 m mächtige Mosaikkalke ein, welche dem Niveau 3 des Punta Grossaprofils entsprechen. Küstenwärts, bei Escull del Pas, sind sterile, weinrote Mergelkalke an die Stelle der Mosaikkalke getreten (Niveau 2 desselben Profils). Der lithographische Ober-Jura überlagert mit demselben Streichen und Fallen wieder die Unter-Kreide, die in bathyaler Fazies als Mergel mit pyritisierten Ammoniten entwickelt ist. Wie FALLOT auf Seite 101 und 129 (30) schon erwähnt hat, ist außer der Serie Valanginien—Albien auch noch das Vorhandensein der in derselben Fazies vorkommenden Grenzschichten zwischen Jura und Kreide: das Tithon, durch Fossilfunde festgestellt worden. Wir haben es aber nicht mit einer speziellen Signatur in der Karte angegeben.

In den invers gelagerten Schichten haben wir den umgekehrten Flügel einer großen, liegenden, nach Nordwesten überkippten Antiklinale zu sehen, was auch schon von FALLOT erwähnt worden ist (30, S. 431). Die den Triasdolomiten aufgelagerten Ober-Jurakalke bei Punta Grossa und in der Clapé-Hügelkette gehören zum größtenteils aberodierte, normalen Flügel dieser Antiklinale, deren Kernzone wir also zwischen Atalaya de San Vicente und Clapé zu suchen haben. Die einzige Stelle, wo über den Jurakalken die Unter-Kreide in dem normalen Flügel zutage kommt, ist im Kerne einer lokalen, sekundären Synklinale bei Cala del Jonch.

¹⁾ FALLOT hat sich geirrt, als er dachte, dieser Fundort sei in einem Tale am Südostabhang der Atalaya de San Vicente (Siehe 30, Fußnote auf S. 92). Er befindet sich im Tale direkt nordwestlich des Clapé.

Wir sammelten hier folgende Fossilien:

<i>Phylloceras morelianum</i> d'ORB.	<i>Uhligella boussaci</i> FALL.
— <i>royanum</i> d'ORB.	— <i>boussaci</i> FALL. var. <i>vidali</i> FALL. et TERM.
— <i>thetys</i> d'ORB.	— sp.
<i>Ptychoceras laeve</i> MATH.	<i>Silesites interpositus</i> COQ.
? <i>Desmoceras</i> ? <i>sayni</i> PAQ.	— <i>seranonis</i> d'ORB.
<i>Beudanticeras strettostoma</i> UHL. em. NICKL.	<i>Neocomites neocomiensis</i> d'ORB.
<i>Puzosia</i> cf. <i>angladei</i> SAYN.	<i>Cleoniceras boussacci</i> FALL. var. aff. <i>vidali</i> FALL. et TERM.
— <i>aff. getulina</i> COQ. em. FALL.	<i>Crioceras</i> sp.
— <i>ibrahim</i> COQ. em. FALL.	<i>Pulchellia</i> sp.
— <i>nolani</i> FALL. var. <i>tomiliniformis</i> FALL.	<i>Mesohibolites minaret</i> RASP.
— <i>problematica</i> FALL. et TERM.	<i>Neohibolites semicanaliculatus</i> BL.
<i>Latidorsella latidorsata</i> MICH.	<i>Belemnites</i> sp.

Es zeigt sich aus dieser Liste, sowie aus denjenigen, die FALLOT und TERMIER (34) und FALLOT (30) gegeben haben, daß das ganze Neokom und Albien an dieser Stelle vorkommen, obwohl das Barrémien und Aptien am besten vertreten sind. Das Streichen bleibt hier, ebenso wie westlich, allgemein N 40°O. Bei Punta Grossa ist es jedoch etwas mehr nach der O-W-Richtung umgelaufen, wahrscheinlich unter Einfluß der Verwerfung des Tales von San Vicente, die südlich von Punta Grossa wohl im Meer ihre Fortsetzung findet. Im Nordabhang dieses Tales kommen über große Strecken bunte, Gips- und Eruptiva-enthaltende Mergel unter den Dolomiten zutage, welche Schichten offenbar noch dem normalen Antiklinalflügel angehören.

Westlich der Atalaya de San Vicente folgt auf die Antiklinale eine kleinere Synklinale, deren Unterflügel als unterstes tektonisches Glied der Ibizaschuppe mit ihrer Trias direkt auf den Urgongesteinen der unter ihr liegenden Schuppe ruht. Nördlich des Dorfes San Vicente und an der Küste ist im Kerne der Synklinale noch etwas Unter-Miozän aufbewahrt, während das Neokom des normalen Flügels über die ganze Linie stark reduziert erscheint und selbst im Küstenprofil völlig fehlt. Die hier unten folgenden lithographischen Ober-Jurakalke liegen direkt der Trias auf, ohne Einschaltung irgendeines Zwischenniveaus, wie bei Punta Grossa. Die Triasdolomite haben hier oft gelbbraune Farbe und sind stellenweise dermaßen atypisch, daß sie leicht mit Urgondolomiten verwechselt werden können. Demzufolge ist der Verlauf der Überschiebungsgrenze in der Strecke, wo Trias und Urgon nebeneinander vorkommen, nicht immer genau anzugeben. Küstenwärts ist nicht nur die Unter-Kreide, sondern auch die Trias aus der Topographie verschwunden, sodaß der Ober-Jura als einziges Niveau des normalen Synklinalflügels mit N 40°O-Streichen und 55° SO-Fallen über die auf dem Urgon der unterliegenden tektonischen Einheit im schmalen Streifen vorkommenden Tertiärmergel und Kalksandsteine überschoben ist.

Inmitten der Trias bemerkte man gerade an der Stelle, worüber wir in der Karte das Profil 3 gelegt haben, eine kleine Einschuppung bathyaler Kreidemergel, die nach Osten durch ein Niveau bunter Mergel von den Dolomiten getrennt sind.

B. Das Gebiet südwestlich von San Vicente und südlich des Tales von San Vicente ¹⁾ (Sierra de la Mola, Puig del Aguila, Puig de la Mar)

(Profile 4 und 5, Blatt I)

Die im Norden erkannten tektonischen Struktureinheiten sind im Prinzip auch in diesem Gebiet aufzufinden. Der Südabhang des Tales von San Vicente wird ganz von bathyalen Kreidemergeln eingenommen, die nach ihrem Fossilinhalt bis ins Gault reichen. Wir sammelten am Fuße des Puig del Aguila:

<i>Phylloceras</i> gr. <i>infundibulum</i> d'ORB.	<i>Desmoceras sequenzae</i> CO Q.
— <i>royanum</i> d'ORB.	<i>Puzosia</i> cf. <i>nolani</i> FALL. var. <i>kilianiformis</i> FALL.
— sp.	<i>Silesites seranonis</i> d'ORB.
<i>Lytoceras</i> sp.	— — var. <i>interpositus</i> FALL. et TERM.
<i>Hamites virgulatus</i> d'ORB.	<i>Spitiidiscus</i> sp.
<i>Astieria</i> sp.	<i>Neocomites</i> sp.
<i>Beudanticeras strettostoma</i> UHL. em. NICKL.	<i>Leymeriella tardifurcata</i> LEYM.

1) Dieses Tal verbindet San Vicente mit der gleichnamigen Cala.

Crioceras anglicostatus d'ORB.
— sp.
Neohibolites semicanaliculatus BL.

Duvalia ? grasi R.
Terebratula moutoniana d'ORB.
— ? *hippopus* d'ORB.

Die bathyalen Kreidemergel werden auf dem Gipfel des Puig del Aguila und des Puig de la Mar von Ober-Jurakalken überlagert. Es handelt sich hier offenbar um dieselbe inverse Lagerung wie an der Atalaya de San Vicente, da ohne irgendeine Störung die beiden Mergelgebiete bei dem Dorfe San Vicente ineinander übergehen. Das Vorhandensein von Trias des normalen Antiklinalflügels im Nord-, beziehungsweise der Unter-Kreide des inversen Flügels im Südabhang des Tales von San Vicente berechtigen uns, einen Bruch anzunehmen, der dem Tale von San Vicente folgt. Die Bedeckung des Talbodens durch quartäre Flußablagerungen macht es unmöglich, diesen *in situ* festzustellen. An diesem Bruche ist das nördliche Gebiet gesunken, und deswegen sind Trias und Ober-Jura des inversen Flügels aus der Topographie verschwunden. (Siehe auch: 30, S. 433, Abb. 213). Der aus Triasdolomiten bestehende, überkippte Antiklinalkern läßt sich erst am Südabhang der Sierra de la Mola wieder auffinden, wo die Antiklinale aber in Größe beträchtlich abgenommen hat. Vieles Geröll von Ober-Jurakalken, woraus die ganze Sierra de la Mola und der Puig de la Mar bis zum Meere bestehen, ist Ursache, daß der Triasstreifen sich oft schwer im Felde verfolgen läßt. Südwestlich des Puig de la Mar ist jedoch die inverse Lagerung von Trias auf Ober-Jura festzustellen. Stellenweise treten inmitten der Triasdolomite bunte Mergel auf, die dem Anschein nach küstenwärts sogar den Antiklinalkern bilden. Sie grenzen hier direkt an ihnen invers untergelagerte Ober-Jurakalke, wie es im Küstenprofil deutlich zu sehen ist. Einige Klötze von etwas mehr südlich auf den bunten Mergeln liegendem Dolomit gehören schon dem normalen Antiklinalflügel an. In dieser ziemlich stark gestörten Antiklinalzone ist es wahrscheinlich, daß die Grenze bunter Mergel-Ober-Jura eine tektonische ist, wobei die ihnen zwischengeschalteten Dolomite herausgequetscht sind. FALLOT nimmt eine normale Auflagerung von transgressivem Ober-Jura auf den bunten Mergeln an (30, S. 46), was unwahrscheinlich, jedoch nicht ausgeschlossen ist. Die in der Ebene südlich der Sierra de la Mola vorkommenden, sehr schlecht aufgeschlossenen Ober-Jurakalke können als Äquivalent der Ober-Jurakalke des Clapé und von Punta Grossa angesehen werden.

An dem Ostabhang des Tales, das von San Vicente nach Süden verläuft, ist in schönster Weise die Auflagerung von Neokommergeln auf Ober-Jurakalken zu beobachten. Es läßt sich hierin ohne Mühe die Fortsetzung der nördlich von San Vicente vorkommenden Synklinale erkennen, in deren Kern aber hier nicht jüngere als Unter-Kreidegesteine aufbewahrt sind. Ein schmales, den Nord- und Nordwestfuß der Sierra de la Mola umsläumendes Band Neokommergel zeigt den weiteren Verlauf der sich nach Südwesten fortsetzenden Synklinale an. Südwestlich der Sierra de la Mola treten Ober-Jurakalke als Kerngestein lokal an die Stelle der Unter-Kreide.

Der Übergang von Triasdolomiten nach den ihnen aufliegenden Ober-Jurakalken in dem normalen Flügel der Synklinale im Gebiet südwestlich von San Vicente, ist ganz allmählich und eine genaue Grenze ist nicht zu ziehen. Auch hier fehlen fossilenthaltende Zwischenstufen. Auf etwa 1 km von San Vicente, am südlichen Verbindungswege von diesem Dorfe mit San Juan, findet man lokal zwischen Triasdolomit und Jura in einer Bruchzone bunte Triasmergel.

Über große Strecken erscheint inmitten der Trias ein schmales Band Tertiärmergel, deren Vorhandensein in einer sekundären, sich noch in der Ibizaserie befindenden Aufschuppung, seine Ursache findet. Ihr Äquivalent fanden wir schon im Norden in der Nähe der Küste in Form von den Triasdolomiten eingeschuppten Neokommergeln. Zwischen dem Miozän und dem ihm aufliegenden Triasdolomit haben wir in der Karte ein Band bunter Triasmergel angegeben. In Wirklichkeit ist es viel komplizierter und es treten an vielen Stellen inmitten der Mergel in beliebiger Aufeinanderfolge kleine Schollen von Triasdolomit, Jura-, Kreide- und Miozängesteinen auf, welche Vorkommen aber nicht im Detail anzugeben sind. Wir haben es hier mit einer Art Mylonitzone zu tun, die aber zum größten Teil aus bunten Triasmergeln besteht, weshalb wir den ganzen Streifen in der Karte mit der Signatur dieses Gesteines angaben. Nur eine zwischen dem Miozän und dieser Mylonitzone eingeschaltete Ober-Jurascholle, die man am südlichen Wege von San Juan nach San Vicente passiert, haben wir ihrer größeren Ausdehnung wegen in die Karte eingetragen. Die Jurakalke haben hier $N40^\circ O$ -Streichen bei 55° Fallen in SO-Richtung.

Die unter den Miozäntreifen tauchende Trias gehört zum selben Komplex wie diejenige zwischen dem Rey und der Atalaya de San Vicente; sie bildet das unterste Niveau der Ibizaschuppe. Während diese Trias im Norden in einem breiten Band meistens dem Urgon und den Elfenbeinkalken den unter der Ibizaserie vorkommenden tektonischen Einheiten von Sekundärschuppen aufliegt, ist sie nach SW stark reduziert und tritt mit dem Miozän der Cirer-Reyserie mit lokaler Einschaltung von bunten Triasmergeln an der Schuppengrenze in Kontakt.

In dem am Nordfuße der Sierra de la Mola Ost-West verlaufenden Tale kommen inmitten der Trias abermals Unter-Miozängesteine in einem Fenster zutage. Ringsum sieht man hier das Tertiär von nach unten zellig werdenden Dolomiten überlagert, während an vielen Stellen noch stark gepreßte, bunte Mergel an der abnormalen Grenze zwischengeschaltet sind.

An der Stelle, wo das obengenannte Tal in das zwischen der Sierra de la Mola und der Sierra de la Mala Costa Nord-Süd verlaufende Tal ausmündet, erfährt die Geologie eine scheinbare Vereinfachung, weil lokal von einer sekundären Aufschuppung nichts mehr zu bemerken ist. Die im Nordosten auf dem Miozäntreifen liegende Trias ist hier zu einem schmalen Band reduziert und liegt entweder direkt den Urgongesteinen der Cirer-Reyserie auf, oder ist davon durch ein Niveau von bunten Triasmergeln getrennt. Es wird sich herausstellen, daß am Ostabhang der Sierra de la Mala Costa der Zustand wieder komplizierter wird und sich völlig mit dem Gebiet südwestlich von San Vicente vergleichen läßt.

II. DIE IBIZASCHUPPE IN DER SIERRA DE LA MALA COSTA (Furnás)

(Profile 6 und 7, Blatt I)

Der am Südfuß des Furnás entlang verlaufende Triasstreifen kann als Fortsetzung von dem den überkippten Antiklinalkern bildenden Triasband südlich der Sierra de la Mola angesehen werden. Das letztere scheint jedoch etwas nach Norden verschoben zu sein. Die Fortsetzung der nördlich hierauf folgenden Synklinale manifestiert sich deutlich am Südostabhang des Furnás in dem Wiederauftreten von Neokommergeln als Kerngestein. Es ist sogar als jüngstes Kernmaterial ein wenig Unter-Miozän aufbewahrt. In dieser Gegend ist das Gebiet aber stark gestört, und es ist nicht immer möglich, die Beziehungen der verschiedenen Gesteine genau festzustellen. Mit Bestimmtheit können wir jedoch annehmen, daß die Neokommergel von der hier aus Dolomiten und blauen Kalken bestehenden Trias abnormal unter stellenweiser Zwischenschaltung von bunten Triasmergeln überlagert werden, sodaß der Ober-Jura herausgequetscht ist. Nach Nordwesten scheint ein sehr schmales Band Neokom in Kontakt mit Ober-Jurakalken wieder zutage zu treten. Wir haben dieses letztere Kreidevorkommen seiner Kleinheit wegen nicht in die Karte eintragen können. Das Triasband hört nach Nordosten auf, zu bestehen und an seine Stelle treten Ober-Jurakalke, die wir als zum unteren Synklinalflügel gehörende Gesteine auffassen, und die normal in die Unter-Kreidemergel übergehen.

Am Südfuß des Furnás trifft man, teils von quartären Ablagerungen bedeckt, abermals etwas Neokommergel an, der nach Norden unter die Trias wegetaucht und offenbar mit denselben Gesteinen aus dem soeben besprochenen Synklinalkern zu parallelisieren ist. Nach Westen bleibt, wie es scheint, über große Strecken der Ober-Jura das Kerngestein der Synklinale, südlich von Triasdolomiten überlagert, um erst am Südwestabhang zu verschwinden und für das Neokom Platz zu machen, das hier von Trias direkt überlagert wird.

Wie wir im vorigen Abschnitt schon bemerkt haben, sind die tektonischen Beziehungen im unteren Synklinalflügel am Ostabhang der Sierra de la Mala Costa dieselben, wie im Gebiet südwestlich von San Vicente. Auch hier trifft man ein abnormal zwischen Triasdolomiten eingeschaltetes Band Unter-Miozän an, und an der Grenzfläche von kleinen Vorkommen von bunten Triasmergeln begleitet. Die über dem Miozän liegende Trias ist aber im Vergleich mit dem nördlichen Gebiet stark reduziert und an einer Stelle sogar ganz verschwunden, sodaß der Ober-Jura direkt dem Tertiär aufliegt. Zwischen Furnás und Capitá sich hat das Tertiärband verbreitert, während die zwei Triasniveaus ganz ausgequetscht sind. Die Schuppengrenze verläuft hier

zwischen Miozän und dem unter ihm liegenden Ober-Jurakalk der Cirer - Reyserie. Noch mehr nach Westen, am Südwestabhang des Furnás fehlen das Tertiär, die Ober-Jurakalke der Ibizaschuppe und der Ober-Jura der Cirer - Reyserie, und Neokommergel der ersteren liegen auf der Trias der zweiten Serie.

III. DIE SEKUNDÄRAUFSCHUPPUNGEN AM OSTABHANG DES PUIG REY

(Profile 2, 3 und 4, Blatt I)

Zwischen der Trias der Ibizaschuppe und dem Miozän der Cirer - Reyserie treten am Ostabhang des Rey einige kleinere Sekundäraufschuppungen auf, die nach Süden aus der Topographie verschwinden und deren Äquivalente im östlichen Teil Ibizas nicht weiter zutage zu treten scheinen. An der Küste bei Port de las Caletas, wo die Schichten bei N 40° O - Streichen ein allgemein steiles SO - Fallen zeigen, haben wir vom Osten nach Westen, also von oben nach unten, folgendes Profil durch diese Grenzzone aufnehmen können 1): (Siehe Profil 2)

1. Triasdolomite.
2. Pseudobreccie und rote Mergelkalke des Argoviens.
3. Ober-Jurakalke.
4. Tithon.
5. Bathyle Unter-Kreidemergel (Neokom-Gault).
6. Miozäne Kalksandsteine und Mergel.
7. Ober-Jurakalke.
8. Miozäne Kalksandsteine und Mergel.
9. Zoogene Urgonkalke.
10. Elfenbeinkalke.
11. Zoogene Urgonkalke mit:
 - Janira morrissi* PICT et REN.
 - Rhynchonella gibbsiana* SOW. var. *sayni* JAC. et FALL.
 - Terebratula* sp.
 - Echinidenstachel*.
 - Orbitolina* sp.
 - Eugira* sp.
12. Rote Bröckelmergel (Argovien?).
13. Triasdolomit.
14. Ober-Jurakalke.
15. Konglomerate, Kalksandsteine und Mergel des Miozäns.

Die Niveaus 1–7 gehören zur Ibizaschuppe, Niveau 15 ist das höchste Niveau der Cirer-Reyserie, während wir in den Niveaus 8–14 die Reste einer oder mehrerer, zwischen Ibiza- und Cirer - Reyserie eingeklemmten Sekundärschuppe sehen.

Weiter im Binnenland hinein ist das Miozän (Niveau 3) nicht mehr vorhanden und das Urgon grenzt an die Trias der Ibizaserie. Wie wir gesehen haben, sind hier nicht immer die Trias- und Urgongesteine, wenigstens wenn es sich um Dolomite handelt, auseinander zu halten; zum Teil besteht das Urgon jedoch aus unzweifelhaft zoogenen, zuweilen oolithischen Kalken, die in keinem Fall mit der Trias verwechselt werden können. Der schlechten Aufgeschlossenheit des Terrains wegen haben wir am Abhang des Rey die Niveaus 10–12 nicht zurückfinden können; möglicherweise fehlen sie hier. Südlicher treten die Elfenbeinkalke wieder zutage und haben dort eine größere Ausdehnung als an der Küste bekommen. Sie zeigen bei N 60° O - Streichen allgemeines SO-Fallen.

Am nördlichen Wege von San Juan nach San Vicente kommt man aus dem Miozän der Cirer - Reyserie direkt in die Elfenbeinkalke; eine Verwerfungs- oder Überschiebungslinie ist nicht zu bemerken. Wäre

1) In Bezug auf das von FALLOT von dieser Küste aufgenommene Profil (30, Abb. 214, S. 435) und die Profile 5 und 6 (Profilblatt 9) haben wir das unsere teilweise stark ändern müssen. Lies in den beiden letzteren statt Atalaya S. Juan: Atalaya S. Vicente.

diese Stelle die einzige auf der ganzen Insel gewesen, wo die Kalke zutage traten, so würde man geneigt sein, sie als mit dem Cirer - Rey-Miozän zusammenhängend zu betrachten. Im Küstenprofil sind sie aber durch die im Profil 2 angegebenen Niveaus 11—13 davon getrennt, während sie auch in SW Ibiza (Atalaya de San José etc.) eine ganz besondere Stelle einzunehmen scheinen und fast niemals normale Beziehungen oder Übergänge zu irgendwelchen Gesteinen zeigen. Diese Tatsachen veranlassen uns, die Kalke südlich des Rey durch eine sekundäre Überschiebungslinie von dem Miozän abzugrenzen, an welcher Linie entlang die Niveaus 11—13 (Profil 2) aus der Topographie verschwunden sind. Auch nach Osten haben wir die Kalke durch eine anormale Linie von den ihnen angrenzenden Gesteinen (hauptsächlich Urgon) getrennt, obwohl eine derartige Grenze nicht *in situ* festzustellen war. Wir haben sie aber angenommen, weil in SW Ibiza, wo die Elfenbeinkalke in viel größerer Ausdehnung auftreten, die ganz isolierte Stellung dieser Kalke wohl wahrscheinlich ist und das Gebiet westlich von San Vicente, weil es schlecht aufgeschlossen ist, keine neuen Gesichtspunkte über die Beziehungen der Kalke zu anderen Gesteinen geben kann. Das Urgonband (Niveau 9) scheint auf dem besprochenen Wege San Juan—San Vicente lokal zu fehlen, obwohl möglicherweise ein Teil der zur Trias gerechneten, aber dann atypischen Dolomite zum Urgon gebracht werden könnte. Auch in dem von San Vicente nach Westen verlaufenden Tale sind die Gesteinsbeziehungen noch unsicher. Jedenfalls dürfen wir annehmen, daß hier die Elfenbeinkalke unter die Trias der Ibizschuppe wegtauchen, vielleicht noch durch ein schmales Band zoogener Urgonkalke davon getrennt.

FALLOT hat die Gesteine der verschiedenen sekundären Aufschuppungen alle noch zur Ibizaserie gerechnet (30, S. 431). Ausgehend von der Tatsache, daß wenigstens in O Ibiza diese Serie nur Kreide in bathyaler Fazies enthält, ist es klar, daß die genannten Gesteine ihr nicht zugerechnet werden können, weil in den Niveaus 9 und 11 (Profil 2) typische Urgongesteine vorkommen. Sie zur Cirer - Reyserie zu rechnen, hat auch seine Schwierigkeit, da die Elfenbeinkalke in dieser Serie nicht vorzukommen scheinen. Die beste Lösung scheint, sie als Reste von zwischen den beiden Hauptschuppen eingeklemmten, kleineren Aufschuppungen zu betrachten.

IV. DIE TRIASKLIPPEN IM GEBIET ZWISCHEN SAN JUAN UND SAN VICENTE

(Profile 4 und 5, Blatt I)

Inmitten des ausgedehnten, hauptsächlich mergeligen Miozängebietes der Cirer - Reyschuppe befinden sich zwei Hügel, die, soweit festzustellen es im ziemlich schlecht aufgeschlossenen Terrain möglich war, zum größten Teil aus Dolomiten bestehen, die sich im allgemeinen mit typischen Triasdolomiten gut vergleichen lassen, wie sie im Massiv von San Carlos vorkommen. Da unter diesen Dolomiten, besonders am nördlichen Hügel, ein Niveau bunter Mergel auftritt, die innig mit ihnen verknüpft sind, besteht kein Zweifel, daß wir es hier mit Triasdolomiten zu tun haben. Nach allen Seiten liegen sie mit anormalem Kontakt auf dem Miozän der Cirer - Reyserie; sie sind also tektonische Klippen. An der anormalen Grenze bemerkte man an vielen Stellen kleine, nicht im Detail wiederzugebende Vorkommen von Ober-Jurakalken, Urgon- und Miozängesteinen in beliebiger Aufeinanderfolge, die wir mit dem Gesamtnamen von „Mylonit“ andeuten können. Auch inmitten der Dolomite tauchen stellenweise Jurakalke und typische, nicht mit Trias zu verwechselnde Urgonkalke auf, woraus wir schließen können, daß die Triaskruste nur sehr wenig dick ist. Auf dem Gipfel des Puig de Masons, östlich von San Juan, trifft man auch stark verwitterten, aber doch noch erkennbaren, zum Teil zelligen Triasdolomit an, der dem Miozän anormal aufgelagert ist.

Fragt man, woher diese drei ortsfremden Triasmassen herrühren, so ist es am wahrscheinlichsten, daß sie mit der Trias von Niveau 13 (Profil 2) zu parallelisieren sind, weil das vollkommene Fehlen von Resten der Elfenbeinkalke in der Mylonitzone gegen eine Parallelisierung mit tektonisch höherer Trias zu sprechen scheint.

V. DAS TRIASMASSIV VON SAN CARLOS

Dieses Gebiet erstreckt sich von der Ostküste Ibiza (Playa Figueral - Cabo Roig - Punta Arabí) nach Westen bis zum Fuße der Hügelkette nördlich von Santa Eulalia (Ribas, Puig Parella), während im Norden seine Grenze in der Ebene von San Carlos parallel zur Sierra de la Mola verläuft. Es ist hauptsächlich zur Ibizschuppe gehörende Trias, die in diesem Gebiet zutage tritt; die nicht triassischen Gesteine sind auf kleine Oberflächen, und wohl besonders auf den Küstenstreifen von Punta de Valls bis Punta Arabí beschränkt. Ihr Zusammenhang mit der Trias wird weiter unten zur Sprache kommen.

A. Das Hügelgebiet im Binnenland (Puig Argentera, Puig Gros, Atalaya de San Carlos)

Der Puig Argentera besteht aus nahezu horizontal liegenden, dickbankigen Triasdolomiten, die hier eine Dicke von etwa 70–80 m erreichen. Sie haben meistens blaugraue Farbe; auch trafen wir ein einziges Mal eine gelbliche Schicht an. Zwischen km 25 und km 26 ist am Hauptwege Santa Eulalia—San Carlos über 175 m ein Profil in unter den Dolomiten liegenden Schichten aufgeschlossen:

- | | | |
|----|--|---------|
| d) | Dickbankiger, blaugrauer Dolomit. | 70–80 m |
| c) | Stark gefalteter, bunter Mergel. | |
| b) | Lockerer, glaukonitischer Glimmersandstein, in einigen dünnen Schichtchen. | |
| a) | Ophit. | 2 m? |

Der starken Zerpressung wegen, ist eine genaue Dicke für Schicht c) garnicht, für Schicht b) nur annähernd anzugeben.

Die auf dem Puig Argentera horizontal liegenden Dolomite fallen bei Ses Minas nach N; nordwestlich von Ses Minas ist zwischen km 26 und km 27 ihre normale Bedeckung in der Form eines Paketes N fallender, heller, steriler Mergel mit einigen eingeschalteten, dünnen, blauen Kalkbänkchen aufgeschlossen. Auch am Südabhang des Hügels südlich von San Carlos liegen hellgraue Mergel, die hier spärliche *Fucoiden* enthalten, den blaugrauen Dolomiten auf. Die hier stark gefalteten und zerpreßten Mergel werden ihrerseits von dickbankigen, blauen, weißdurchaderten Kalken überlagert. Am Südfuß dieses Hügels sind noch in einigen Gruben bunte Mergel aufgeschlossen, die unter den Dolomiten zu liegen scheinen.

Der höchste Teil des Hügels westlich vom Puig Argentera besteht aus dunkelblauen, weißdurchaderten Kalken. Sie lagern blaugrauen Dolomiten auf, die die Basis des Hügels bilden und am Südfuß nahezu horizontal liegen. Offenbar sind es dieselben Dolomite, wie diejenigen des Puig Argentera. Am Südabhang ist, obwohl nicht schön aufgeschlossen, die Zwischenschaltung von einem mehr mergeligen Niveau zwischen Dolomiten und blauen Kalken festzustellen. Die Schichtenfolge ist hier:

- | | | |
|----|---|---------|
| d) | Dunkelblauer, weißdurchaderter, dickbankiger Kalk. | (Oben) |
| c) | Kalkige, graue Mergelbänke und weicher, weißgelber Mergel, mit eingeschalteten dünnen, blauen Kalkbänkchen. | 15 m? |
| b) | Blauer, weißdurchaderter Kalk mit unbestimmbaren Muscheldurchschnitten | 0,30 m |
| a) | Graublauer, dickbankiger Dolomit. | (Unten) |

Die O—W verlaufende Fortsetzung dieses Hügels besteht wieder aus graublauen Dolomiten. Inmitten dieser Dolomite treten noch einmal unter ihnen liegende, bunte Mergel zutage. Unweit dieser Stelle kommt ein wenig miozäner Kalksandstein vor, der jedenfalls keinen normalen Zusammenhang mit der umliegenden Trias zeigt. Vielleicht haben wir dieses Vorkommen als ein Fenster von einer unter der Ibizschuppe liegenden tektonischen Einheit anzusehen. In der Ebene östlich des Ribas kommen abwechselnd blaue Kalke und blaugraue Dolomite zutage, deren Zusammenhang hier der schlechten Aufgeschlossenheit wegen nicht zu sehen ist.

In der Ebene von San Carlos kommt, neben dem Ober-Jura im Norden und bunten Mergeln im Osten, nur dickbankiger Dolomit vor, der aber der starken quartären Bedeckung wegen oft sehr schlecht aufgeschlos-

sen ist. Auch der Hügel nordöstlich von San Carlos wird zum größten Teil von diesen Dolomiten aufgebaut. Sie gehören dem Anschein nach zu demselben Niveau wie die Dolomite des Puig Argentera, umso mehr, als am Süd- und Südwestabhang des Hügels die Dolomite in ähnlicher Weise wie zwischen Puig Argentera und San Carlos von blauen, weißdurchaderten Kalken überlagert werden, während auch hier an der Grenze hellgraue Mergelschichten mit wenig *Fucoiden* und mit eingeschalteten, dünnen, blauen und grauen Kalkbänkchen entwickelt sind. Auch der Hügel an der Ostküste, der Isla del Hort gegenüber, besteht aus dickbankigen, blaugrauen Dolomiten, die nach oben dünnbankiger werden, offenbar schon Übergangsschichten zum stratigraphisch höheren, blauen Kalkniveau, das aber hier nicht mehr vorhanden ist. Wir finden es wohl an der Atalaya de San Carlos wieder, deren Nordostabhang zum Teil von ihm eingenommen wird. Die blauen Kalke liegen am Nordwestabhang der Atalaya dünn geschichteten, grauen Kalkbänkchen und hellgrauen Mergeln mit wenig *Fucoiden* auf, die wahrscheinlich nach unten in dickbankigen Dolomit übergehen. In den Wänden des Tales zwischen Atalaya de San Carlos und Puig Gros sind stark detailgefaltete, regelmäßig gebankte (0,40 m) und dünn geschichtete bis plattige (0,05–0,10 m), graue Kalke aufgeschlossen, deren Zusammenhang mit den umliegenden Gesteinen nicht klar ist. Wahrscheinlich gehören sie dem Niveau unter den blauen Kalken an, das am Nordwestabhang der Atalaya hervorkommt.

Der Puig Gros besteht, ebenso wie das Gebiet zwischen diesem Hügel und der Küste, aus blauen, weißdurchaderten Kalken, aber besonders aus blaugrauen, zuweilen rötlichen Dolomiten, deren gegenseitigen Zusammenhang wir hier nicht haben feststellen können. Es ist nicht unmöglich, daß in den Dolomiten blaukalkige, und in den blauen Kalken dolomitische Einschaltungen vorkommen, was aber der schlechten Aufgeschlossenheit des Terrains wegen nicht zu entscheiden war. Auch in der Ebene östlich des Puig Argentera stehen, inmitten der starken quartären Bedeckung, neben dickbankigen Dolomiten, stellenweise blaue, weißdurchaderte Kalke an.

Auf dem Südostabhang der Atalaya de San Carlos treten helle Mergel mit Kalksandsteinbänkchen zutage, die FALLOT *Amphisteginen* und *Clypeaster* lieferten (30, S. 182), in denen wir aber keine Spur von Fossilien gefunden haben. Jedenfalls unterliegt nach den Funden FALLOTS das miozäne Alter dieser Schichten keinem Zweifel. An keiner Stelle haben wir Aufschlüsse in dem Kontakt dieses Miozäns mit der umliegenden Trias gefunden, sodaß keine Sicherheit besteht, ob es sich um einen normalen oder einen anormalen Kontakt handelt. Unweit des Gipfels der Atalaya haben die miozänen Schichten dasselbe Streichen und Fallen wie die Trias, die hier als dünngebankte, graue Kalke mit eingeschalteten, hellen Mergeln entwickelt ist (Str.: N 50° O, Fallen: Steil S), woraus man auf eine normale Auflagerung von Miozän auf Trias schließen könnte. Doch bleibt in Verbindung mit der anormalen Auflagerung von Trias auf Miozän an der Küste bei Cala Mastella der Zusammenhang Miozän – Trias hier noch zweifelhaft. Am Südwestabhang der Atalaya de San Carlos sind blaugraue, zuweilen rötliche Dolomite aufgeschlossen, die südwestlich des Gipfels auf bunten Mergeln ruhen, während am Südostfuße nur blaue, weißdurchaderte Kalke zutage treten.

B. Der Küstenstreifen von Puig de la Mar bis Punta Verde

Die ganze Küste besteht aus starkgefalteten, Gips- und Eruptiva-enthaltenden Triasmergeln, die zum größten Teil bunte, oft aber auch blaue Farbe haben. Der starken Überschüttung und Zerpressung wegen war eine detaillierte Aufnahme nicht möglich. Wohl war festzustellen, daß die Schichten im allgemeinen O–W-Streichen haben. Die Mergel sind nicht nur auf die bis 50 m reichende Küstenwand beschränkt, sondern auch dort, wo die Ebene von San Carlos die Küste erreicht, bis weit ins Binnenland in Gruben und kleinen Tälern aufgeschlossen. Sie werden an der Ostteilwand des der Isla del Hort gegenüber gelegenen Hügels von mehr oder weniger horizontal liegenden, dickbankigen, blaugrauen Dolomiten überlagert. In der Ebene von San Carlos war der schlechten Aufgeschlossenheit wegen diese Auflagerung nicht zu beobachten. Am Südfuß des Puig de la Mar scheinen die Mergel den Kern der südlich der Sierra de la Mola entlang verlaufenden, nach Norden überkippten Antiklinale zu bilden, deren normaler Flügel durch einige Klötze von auf den bunten Mergeln liegenden Dolomiten vertreten wird. Die zahlreichen Klippen vor der Küste, wovon nur einige in der Karte angegeben sind (u. a. Isla del Hort), bestehen aus vom Meere stark angegriffenen

Dolomiten. Auch die Playa Figueral entlang kommen vereinzelte Blöcke dieses hier oft sehr zelligen Gesteines vor.

C. Die Küste von Punta Verde bis Cala Boix und die Insel Tagomago

Von Punta Verde bis zur Cala des Pou des Lleó besteht die Küste außer einem kleinen vereinzelten Vorkommen von Eruptivgestein nur aus quartären Kalken. In der Cala selbst treten bunte Mergel auf, deren Zusammenhang mit den in der Nähe anstehenden Dolomiten nicht deutlich ist.

Die Halbinsel von Cabo Roig und Punta de Valls besteht hauptsächlich aus allgemein N $70-80^{\circ}$ O bis O-W-streichenden, blauen Dolomiten und oft mehr oder weniger regelmäßig weißdurchaderten, blauen Kalken. An der Nordostseite der Cala Boix kommen auf Meeresniveau bunte, gipsenthaltende und blaue Mergel vor, die wahrscheinlich von Dolomiten bedeckt werden. Wir haben nicht feststellen können, wie der Zusammenhang dieser Dolomite mit den auf dem Gipfel des Kaps aufgeschlossenen und hier oft viele *Fucoiden* enthaltenden, blauen Kalken ist. Weil die Schichten aber nur schwach nordwärts fallen ($15-20^{\circ}$), scheinen die Kalke wohl einem stratigraphisch höheren Niveau als die Dolomite anzugehören. Die blauen Kalke werden wieder von Dolomiten überlagert, welche Überlagerung oben an der Steilküste zwischen Cabo Roig und Punta de Valls zu beobachten ist. Auch an der Nordseite der Halbinsel, wo die Schichten steil nach Norden fallen, liegen Dolomite auf blauen Kalken, in welche sie allmählich ohne Zwischenschaltung irgendwelcher mergeliger Schichten übergehen.

FALLOT erwähnt zwischen Cabo Roig und Punta de Valls unten an der Steilwand auf Meeresniveau ein Vorkommen von wahrscheinlich miozänen Gesteinen, die dem Anschein nach von der Trias anormal überlagert werden (28, S. 103). Der Steilheit der Küste wegen haben wir diese Stelle nicht erreichen können.

Isla Tagomago: Der südliche Teil dieser Insel wird von in einer schwachen Synklinale entwickelten, N $60-70^{\circ}$ O-streichenden, kompakten, blauen Kalken und Dolomiten der Trias aufgebaut. Weil die Schichten im schmalen Nordwestzipfel der Insel in einer steilen Antiklinale stark aufgefaltet sind, kommt hier offenbar das Liegende der obengenannten Gesteine in der Form dünn geschichteter, zuweilen zelliger Dolomite und blauer Kalke mit eingeschalteten Mergelniveaus zutage. Im äußersten Norden treten die kompakten, blauen Kalke wieder auf. Sie fallen hier bei $70-80^{\circ}$ O-Streichen ziemlich steil ins Meer.

D. Die Küste von Cala Boix bis Punta Arabí

Der Küstenstreifen zwischen Cala Boix und Cala Nova ist eine stark gestörte Zone, wo außer der Trias auch Miozän, das jedenfalls nicht in normaler Verbindung mit der ersteren steht, zutage tritt. Zwischen Cala Mastella und Cala Boix ist, wie FALLOT schon in Abbildung 25 (30, S. 46) angibt, die Auflagerung von bunten Triasmergeln auf miozänen Konglomeraten und Kalksandsteinen festzustellen. Nach oben folgen auf die bunten Mergel blaugraue, kompakte Dolomite. An der Nordseite von Cala Leña ist eine ähnliche anormale Auflagerung von Trias auf Miozän zu beobachten. Zwischen den bunten Mergeln und den über ihnen liegenden Dolomiten besteht hier aber ein allmäßlicher Übergang durch Einschaltung von zelligen Mergeln und zelligem Dolomit. Östlich von dieser Stelle fanden wir eine mehrfache Wiederholung der anormalen Schichtenfolge Miozän-Trias, was sich der starken Gestörtheit des Gebietes wegen wohl leicht verstehen lässt. An dem südlicheren der zwei zwischen Cala Leña und Cala Nova liegenden Kaps werden miozäne Konglomerate anormal von einem Niveau ziemlich dünn geschichteter, graublauer, stark weißdurchaderner Kalke mit eingeschalteten, blauen bis hellen Mergeln überlagert. Diese Kalke gehen dem Anschein nach normal in die ihnen aufliegenden Dolomite über. Wir haben sie vielleicht als invers der Trias unterlagerte, atypische Ober-Jurakalke zu betrachten. Die anormale Kontaktfläche hat hier bei N 20° O-Streichen etwa 45° S-Fallen. Auch in dieser Gegend bestehen insofern Anzeichen für eine Wiederholung der anormalen Schichtenfolge, als in der Cala, zwischen den beiden obengenannten Kaps, an einer Stelle, die aber ganz vom Quartär umgeben ist, das Miozän auf offenbar der Trias angehörenden rötlichen Mergeln zu liegen scheint.

Von Cala Nova bis Punta Arabí sind die älteren Ablagerungen auf die Küstenwand beschränkt, weil

das Binnenland vollkommen mit horizontalen, quartären Ablagerungen bedeckt ist. Zwischen Cala Nova und Cala Caná kommen stellenweise dünn geschichtete bis plattige, blaue, und mehr dickbankige Triasdolomite vor. Südlich von Cala Caná treten, über große Strecken die Küste entlang, graubraune Mergel mit eingeschalteten, härteren Mergelkalkbänken zutage, die *Plicatula placunae* LMK., *Janira morrisi* PiCr. et REN., *Belemnites* sp., *Echiniden* und Pyritkonkretionen enthalten, also zur Unter-Kreide gehören. Die Schichten sind stark gefaltet und zeigen sehr variables Streichen und Fallen. Bei Punta Arabí streichen sie N 30—40° O und stehen senkrecht. Nach Süden grenzt hieran ein stark ausgewalztes Niveau graublauer, weißdurchaderter, dünn geschichteter Kalke, die ihrerseits von typischen Triasdolomiten begrenzt werden. Die blaugrauen Kalke kommen auch direkt südlich von Cala Caná und auf einem kleinen Kap zwischen dieser Cala und Punta Arabí vor, an welcher letzteren Stelle sie *Belemnites* sp. enthalten. Eine gewisse Ähnlichkeit mit anderwärts auf Ibiza angetroffenen Ober-Jurakalken veranlaßt uns, sie auch als atypische Ober-Juragesteine anzusehen. Auf oben genanntem Kap lagern sie mit N 140° O-Streichen und 40° N-Fallen der Unter-Kreide auf, in welche sie allmählich übergehen. Es scheint sich also in diesem ganzen Küstenstreifen von Cala Caná bis Punta Arabí um eine nach Westen überkippte Synklinale zu handeln, deren Kergesteine Unter-Kreidemergel sind, und deren Umbiegung wir in den steilgestellten Schichten bei Punta Arabí finden. Westlich der Punta Arabí sind ähnliche atypische Ober-Jurakalke, wie oben beschrieben, an der Küste erschlossen. Sie streichen hier bei steilem O-Fallen N—S, und scheinen nach Westen in ähnlich streichende und fallende, helle Mergel überzugehen, in welchen stellenweise dünne, blaue Kalkbänkchen eingeschaltet sind. Möglicherweise gehören diese Mergel zur Unter-Kreide und teilweise noch vielleicht zum Miozän. Wegen Mangel an Fossilien können wir aber diese Voraussetzung nicht beweisen.

Die auf 500 m in SSW-Richtung von Punta Arabí gelegene Isla Santa Eulalia besteht aus blauen Triasdolomiten, die an der Westseite N 25° O-Streichen und steil O bis senkrecht stehen (Vgl. Punta Arabí). In der Mitte der Insel haben sie bei demselben Streichen 55° O-Fallen. Auf der westlich dieser Insel gelegenen Isla Redona sind im Osten miozäne Kalksandsteine und Mergel in einer kleinen N—S-streichenden und nach Osten überkippten Synklinale mit sichtbarer Umbiegung aufgeschlossen. Der westliche Teil der Insel besteht aus hellen, weichen Mergeln und Mergelkalken (Unter-Kreide?) und harten Kalken (möglicherweise Ober-Jura oder vielleicht Trias?). Die Gesteine dieser zwei Inseln scheinen, auch in Verbindung mit der N—S-Richtung des Streichens, die normale Fortsetzung derjenigen aus der Gegend von Punta Arabí zu sein.

Fragt man, welche tektonische Stellung die in diesem Gebiet anstehenden Gesteine einnehmen, so ist es für diejenigen, die von Cala Nova bis Punta Arabí und auf den diesem Kap gegenüberliegenden Inseln zutage treten wohl sicher, daß sie zur Ibizschuppe gerechnet werden müssen. Es kommt nämlich die Unter-Kreide noch in bathyaler Fazies vor, sei es vielleicht auch weniger typisch als in der Gegend von San Vicente. Sie enthält hier mehr Mergelkalke, während auch das Vorkommen von *Echiniden* und zahlreichen *Plicatulæ* auf Übergang nach Urgonfazies hinweisen. Wohl ist das Gebiet stark gestört, aber nichts deutet auf irgendwelche flache Störungen, die als Überschiebungsgrenze angesehen werden könnten. Die tektonische Stellung der von Cala Nova bis Cala Roig auftretenden und der im vorigen Abschnitt erwähnten, zwischen Cabo Roig und Punta de Valls vorkommenden miozänen Gesteine scheint wohl deutlich. Mehrere Male haben wir die anormale Auflagerung von Trias der Ibizschuppe auf diesem Miozän feststellen können. Die Annahme FALLOTS, das Miozän zu einer unter der Ibizschuppe gelegenen tektonischen Einheit zu rechnen, ist jedenfalls richtig. Es könnte dann der Cirer-Reyserie, möglicherweise auch aber einer zwischen Ibiza- und Cirer-Reyserie eingeklemmten Sekundärschuppe angehören. Das Vorhandensein vieler Urgongerölle in den Konglomeraten könnte vielleicht auch eine Andeutung hierfür sein.

E. Die Iglesia Vella, östlich von Santa Eulalia

Dieses etwa 30 m hohe Kap ist ganz von Dolomiten und blauen, weißdurchaderter Kalken, die durch fossilenthaltende Kalkschichten (Ladinien) mit eingeschalteten Mergelschichten getrennt sind, aufgebaut. In der Abteilung Stratigraphie ist schon das detaillierte Profil der östlichen Steilküste nach FALLOT angegeben worden. Es läßt sich kein Zusammenhang mit anderen in der Nähe liegenden Gebieten beobachten, weil die Iglesia Vella durch ein breites Band Quartär von ihnen gestrennt ist. Die Schichten zeigen an der Ostküste

im Norden: N 140° O-Streichen und 10° SW-Fallen; im Süden fallen sie bei ähnlichem Streichen 10° NO. In der Mitte sind sie horizontal. Sie liegen also in einer schwach gefalteten Synklinale. An der Südwestküste stehen die Schichten bei ungefähr ähnlichem Streichen ziemlich steil bis 70° N. An der westlichsten Stelle der Südwestküste kommt ein kleiner, fast vom Meere bespülter Aufschluß von typischem Ober-Jurakalk vor. Irgendein Zusammenhang mit den obengenannten Triasgesteinen ist nicht festzustellen. Es ist wahrscheinlich, daß er ihnen unterlagert ist. Er würde dann von ihnen überschoben sein; diese Überschiebung könnte eine rein lokale Erscheinung in der Ibizaschuppe sein, aber auch eventuell als Überschiebung von der Ibizaschuppe auf eine unter ihr liegende tektonische Einheit angesehen werden, welche letztere dann fensterartig aufgeschlossen sein würde.

VI. DER HÜGEL VON SANTA EULALIA UND DIE HÜGELKETTE NÖRDLICH DIESES DORFES (Ribas, Puig Parella)

An der Westseite des Hügels, auf welchem die Kirche von Santa Eulalia gebaut ist, besteht die Basis aus grauem bis rötlichem Dolomit, nach oben in Mosaikkalke übergeht. Diese letzteren werden von Ober-Jurakalken, die bis auf den Gipfel anstehen, überlagert. Die Schichten streichen hier N 160° O und fallen 30° O. Die Dolomite scheinen an dem Südostabhang auf blauen, weißdurchaderten Kalken zu liegen. Am Südfuß des Hügels kommen in einem 10 m langen Profil an der Nordseite des Hauptweges ohne Zusammenhang mit anderen Gesteinen, dick- bis dünngebankte, blaue Kalke mit eingeschalteten hellen Mergeln zutage, die ähnlich streichen und fallen wie die Schichten am westlichen Hügelabhang. Weiter östlich an derselben Wegseite treten inmitten der jungen horizontalen Kalkbedeckung stark gefaltete, bunte Triasmergel zutage.

Der Ribas besteht zum größten Teile aus Ober-Jurakalken, die, obwohl detailgefaltet, dennoch ziemlich flach zu liegen scheinen. Auf dem Gipfel streichen sie N 100° O und fallen $20-30^{\circ}$ N. Möglicherweise lagern sie den am Nordfuß dieses Hügels vorkommenden dickbankigen, blauen Triasdolomiten auf, in die sie normal überzugehen scheinen, weil wir im schlecht aufgeschlossenen Grenzgebiete zuweilen Mosaikkalke ange troffen haben. Am Nordwestfuß sind neben Triasdolomiten und auch hier auftretenden blauen Kalken, aber ohne direkten Zusammenhang mit diesen, helle bis gelbe Mergel aufgeschlossen, die uns an einer Stelle eine *Placunopsis teruelensis* WURM. geliefert haben, was auf Ladinienalter dieser Schicht hinweist.

Im Gegensatz zu der möglich normalen Schichtenfolge am Nordfuß des Ribas liegen die Ober-Jurakalke in einem kleinen Tal am Südabhang, nördlich des Dorfes Santa Eulalia, auf hellen Mergeln, woraus wir einen *Belemnites (Pseudobelus) bipartitus* Bl. sammelten, die also der Unter-Kreide angehören. Es handelt sich hier also um eine zweifellos inverse Lagerung, die wir aber nicht in ihre Umgebung haben einpassen können.

Ähnliche Triasdolomite wie am Nordfuß des Ribas finden wir am Südfuß des Puig Parella. Daß hier die Grenze der Trias mit den fast sicher ihr aufliegenden, schwach nordwärts fallenden Ober-Jurakalken eine normale ist, ist nicht wahrscheinlich, weil an der einzigen Stelle, wo wir den Kontakt Trias—Jura *in situ* haben beobachten können, diese Trias als stark gefaltete, bunte Mergel ausgebildet ist. Auf dem Gipfel des Puig Parella trafen wir wieder Triasdolomite an, die aber invers auf den Jurakalken liegen. Die Übergangsschichten sind hier zum Teil Mosaikkalke, zum Teil fein-brecciöse, oft oolithische, gelbe Kalke. Der von der Trias überlagerte Ober-Jura liegt am Nordfuß des Puig Parella auf gelbbraunen bis grauen Unter-Kreidemergeln mit *Plicatula placunea* LMK. An der Westseite liegt er fossilleeren, hellen bis gelbbraunen Mergeln auf, die auch wahrscheinlich zur Unter-Kreide gehören. Ihrerseits lagern diese Mergel bunten Triasmergeln anormal auf.

Die Tektonik in dieser Hügelkette ist noch nicht restlos aufgeklärt. Allerdings sind unzweifelhafte Andeutungen für eine teilweise Überkipfung vorhanden, die auch im Prinzip schon von FALLOT festgestellt worden ist (30, S. 432). Besonders die invers gelagerten Schichten des Puig Parella können als umgekehrter Flügel einer liegenden Antiklinale angesehen werden. Der normale Flügel würde dann hier großenteils ausgequetscht sein. Vielleicht könnte man die Gesteine des Ribas und des Hügels von Santa Eulalia auch zu diesem Flügel rechnen. Die Überkipfung an dem Südabhang des Ribas verdankt dann möglicherweise ihren Ursprung einem sehr lokalen Vorgang.

VII. DAS GEBIET SÜDLICH VON SANTA EULALIA BIS NACH CASTELLÁ (Montaña Fita, Puig Redó, Castellá)

(Profile a—e, Blatt III)

Die Ober-Jurakalke, die den größten Teil dieses Gebietes einnehmen, überlagern an der Südküste von Castellá (Cabo Llibrell) mit N—S-Streichen und $20-30^\circ$ O-Fallen Unter-Kreidegesteine, deren Fossilinhalt schon von FALLOT umständlich besprochen wurde (30, S. 129—131). Es zeigt sich, daß eine ununterbrochene Serie von zuunterst gelegenem Aptien bis zuoberst liegendem Barrémien in bathyaler Fazies vorhanden ist. Sie gehören, zusammen mit den dünn geschichteten, lithographischen Ober-Jurakalken und den rötlichen Oxfordenschichten zum inversen Flügel einer nach Westen überkippten Antiklinale. Die Umbiegungsstelle ist am Ostpunkte von Castellá zu beobachten, wo die den Kern bildende Trias gleichsam von den Ober-Jurakalken eingehüllt ist. An der Nordseite des Strandes von Cala Llonga liegen die Jurakalke in gleicher Weise wie im Süden mit N—S-Streichen und 25° O-Fallen hellen Mergeln auf, deren Unter-Kreidealter genügend von einem Funde von *Crioceras puzosianus* d'ORB. nachgewiesen ist. Das invers von Ober-Jura überlagerte Neokom läßt sich bis zum Puig Redó verfolgen. Die von FALLOT auf Seite 130 (30) erwähnten fossilenthaltenden Kreidemergel im Norden der Montaña Fita haben wir nicht wiederfinden können. An der Nordseite der Cala Llonga werden die dem Neokom aufliegenden Jurakalke mit ähnlichem Streichen und Fallen von Triasdolomiten, unter Zwischenschaltung eines pseudo-breccienartigen Niveaus überlagert, während etwas weiter östlich die Ober-Jurakalke hier ebenso wie bei Castellá, den den Antiklinalkern bildenden Triasdolomiten aufliegen. Die Grenzschichten Jura—Trias sind an dieser Stelle sowohl pseudo-brecciös als rotmergelig ausgebildet. Die Kerntrias ist nach Norden über etwa 1 km aus der Topographie verschwunden. Sie kommt in einem Ost—West verlaufenden, kleinen Tal, das nach Cala Blanca abwässert, wieder unter den Ober-Jurakalken zutage. Die Grenzschichten sind hier jedoch als gelbe, oolithische Kalke entwickelt (Vgl. Puig Parella). Die an der Nordostküste der Montaña Fita vorkommenden und von den Ober-Jurakalken durch ein Niveau Mosaikkalke getrennten Triasdolomiten können vielleicht mit den obengenannten parallelisiert werden. Nachweise für eine von FALLOT auf S. 432 (30) erwähnte Verwerfung haben wir nicht finden können. Der Übergang Trias—Jura scheint vollkommen normal zu sein.

Wie Abb. 26 (30, S. 46) zeigt, hat FALLOT auf Grund eines schmalen zwischen Puig Redó und Montaña Fita einen Synklinalkern bildenden Neokombandes gemeint, die Antiklinale von Castellá—Cala Llonga—Puig Redó in zwei kleinere Falten zerlegen zu können. Es zeigt sich jedoch im Felde, daß diese Gesteine (offenbar diejenigen, die an der Nordseite des Strandes von Cala Llonga unter dem Ober-Jura liegen) direkt mit denjenigen, die am Fuße des Puig Redó invers vom Ober-Jura überlagert werden, parallelisiert werden können und nicht, wie in Abb. 26 falsch angegeben ist, noch einmal durch ein Paket Ober-Jurakalke davon getrennt werden. Weil im westlich sich anschließenden Gebiet aber deutliche Anzeichen für eine derartige Doppelfalte bestehen, haben wir dennoch FALLOTS Voraussetzung im Prinzip auch für die Gegend von Cala Llonga übernommen (Falte II und III, Profil d.). Der Synklinalkern muß sich hier dann in den invers gelagerten Ober-Jurakalken an der Nord- und Südküste von Cala Llonga befinden, ist aber noch nicht so stark entwickelt, daß das Neokom als Kerngestein in die Topographie gelangt.

Die Trias auf dem Gipfel der Montaña Fita nimmt eine andere Stellung ein als diejenige, die im Tal bei Cala Blanca zutage tritt. Sie lagert unter stellenweiser Zwischenschaltung von Mosaikkalken oder von einem 10—20 m dicken, gelben, oolithischen Kalkniveau allseitig dem lithographischen Ober-Jura auf. Es handelt sich hier um den inversen Flügel einer über der besprochenen bei Cala Llonga vorkommenden Doppelfalte liegenden Antiklinale (Falte I, Profil b.), die FALLOT nicht hat feststellen können, weil ihm die inverse Lagerung der Schichten auf dem Gipfel der Montaña Fita nicht bekannt war. Wie oben schon bemerkt ist, haben wir die an der Nordostküste der Montaña Fita vorkommenden Triasdolomite als unter dem Ober-Jura liegend aufgefaßt und sie deswegen mit der Trias im Tal westlich von Cala Blanca und nördlich von Cala Llonga parallelisiert. Der starken Bedeckung mit quartären Kalken wegen haben wir aber die Auflagerung

von Ober-Jura auf Triasdolomiten nicht feststellen können. Es muß dann auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die Trias hier dem Jura aufliegt, wobei sie der auf dem Gipfel der Montaña Fita vorkommenden Trias gleichgestellt werden könnte.

VIII. DAS GEBIET ZWISCHEN MONTAÑA FITA - CASTELLÁ UND DEM WEGE IBIZA - SAN JUAN (km 1 - km 7)

A. Die Hügel südlich des sekundären Verbindungsweges Ibiza - Jesús - Santa Eulalia (Puig de Solivera, Guixá)

(Profile e-k, Blatt III)

Die Triasdolomite, die in der Hügelkette des Guixa und über große Strecken entlang der Küste vorkommen, werden allseitig und unter stellenweiser Zwischenschaltung eines Niveaus Mosaikkalke (Gegend von Puig de Solivera und Punta de Se Cals) von litographischem Ober-Jura überlagert. Seinerseits liegt der letztere am Wege nördlich des Puig de Solivera und bei Punta de Se Cals unter Neokommergeln. Es handelt sich hier also um einen normal liegenden Gesteinskomplex, in welchem wir den normalen, etwas gewölbten bis gefalteten Flügel der unter die überkippte Antiklinale III von Castellá folgenden Synklinale zu sehen haben. Ältere Gesteine haben hier, im Gegensatz zu der Gegend von Cala Llonga-Montaña Fita, eine größere Ausdehnung bekommen. In der Bucht von Salt den Serra ist nur Unter-Kreide des inversen Flügels vorhanden (30, S. 130, Abb. 48), die nach Westen direkt an normal liegende Trias zu grenzen scheint. Wir nehmen an dieser Stelle eine Verwerfung an, infolge welcher das östliche Gebiet in Bezug auf das westliche gesunken ist. Durch Annahme dieser Verwerfung läßt sich auch die ziemlich plötzliche Abänderung des N-S-Streichens (Montaña Fita-Castellá) in mehr O-W-Richtung (Puig de Solivera) leichter verstehen.

Dieselbe inverse Lagerung von Ober-Jura auf Unter-Kreide, meint FALLOT wie bei Castellá auch an der Küste nördlich von Punta Martinet gefunden zu haben. Der sehr starken Zerfaltung der Schichten wegen haben wir diese aber nicht unbedingt feststellen können. Möglicherweise liegt der Ober-Jura sowohl auf, wie unter dem Neokom. Es würde sich hier dann vielleicht um die südliche Umbiegung der zwischen Falte II und III liegenden Synklinale handeln.

Die normale Schichtenfolge, die im Gebiet des Guixá allgemein ist, trifft man auf der der Stadt Ibiza gegenüber liegenden Halbinsel Isla Grossa wieder an. Die Triasdolomite zeigen auf dieser Insel bei N 60-70° O-Streichen ziemlich flaches N-Fallen. Sie werden nach Norden von ähnlich streichenden und fallenden Ober-Jurakalken bedeckt. Im äußersten Süden der Halbinsel liegt der Ober-Jura horizontal der Trias auf. Die Stadt Ibiza selbst ist auf dem inversen Synkinalflügel gebaut. Die Triasdolomite überlagern hier mit O-W-Streichen und 25° S-Fallen die Ober-Jurakalke. Für die westliche Fortsetzung der Synklinale im Gebiet von Cabo Falcó verweisen wir auf einen späteren Abschnitt.

B. Die Hügel östlich und westlich von Can Bubí

(Profile g, h und i, Blatt III)

Die Unter-Kreidemergel, die den sekundären Verbindungsweg Ibiza-Jesús-Santa Eulalia entlang den südlich gelegenen Ober-Jurakalken des Guixá normal aufliegen werden in den Hügeln östlich und südöstlich von Can Bubí von diesen Kalken überlagert. Es handelt sich nördlich und südlich des Weges um zwei verschiedene Flügel einer nach Norden überkippten, unter Falte III liegenden Synklinale, deren Kern von Neokommergeln gebildet wird. Die Kreide des Kerns kommt aber im Passe nicht mehr zutage und wird hier vom Ober-Jura ersetzt, was uns veranlaßt, an dieser Stelle schon die südliche Umbiegung der Synklinale anzunehmen. Auch in den Hügeln westlich von Can Bubí ist eine inverse Schichtenfolge allgemein. Hier ist noch als Konglomerate, Kalksandsteine und Mergel entwickeltes Miozän als jüngstes Kerngestein unter den

Neokommergeln aufgeschlossen. Letztere haben uns östlich von km 6 des Weges Ibiza—San Juan folgende Fossilien geliefert:

Phylloceras infundibulum d'ORB.
— *royanum* d'ORB.
— *semisulcatum* d'ORB.
Lissoceras grasiatum d'ORB.
Desmoceras sequenzae COO.
Beudanticeras cf. strettostoma UHL. em. NICKL.

Beudanticeras cf. revolutum PERV.
? *Silesites* sp.
Crioceras sp.
Neohibolites semicanaliculatus Bl.
Gastropoden.

Das am Nordfuße des nördlicheren Hügels vorkommende Miozän liegt möglicherweise auf vielleicht zum normalen Flügel gehörenden Ober-Jurakalken. 250 m nördlich von Can Bubí kommen bunte Mergel und blaue Kalke der Trias inmitten der O—W-streichenden und S fallenden Unter-Kreidemergel zutage; der Kleinheit dieses Aufschlusses wegen haben wir ihn nicht in die Karte eintragen können.

C. Der Hügel west-südwestlich von Puig Redó

Dieses Gebiet besteht hauptsächlich aus konglomeratischem, kalksandigem und mergeligem Miozän, während in viel geringerem Maße Unter-Kreidemergel ansteht. Der sehr schlechten Aufgeschlossenheit des Terrains wegen war der Zusammenhang der Gesteine untereinander im allgemeinen nicht festzustellen. In dem Abhang eines nach Südosten abwässernden Tales am Ostfuße dieses Hügels haben wir gemeint, bunte Triasmergel auf Miozän liegen zu sehen. Über den bunten Mergeln liegen Klöte von Ober-Jurakalken; der Zusammenhang mit den in der Nähe anstehenden Dolomiten war nicht festzustellen. Auch auf dem Hügel selbst trifft man stellenweise bunte Mergel an, die dem Anschein nach dem Miozän aufliegen. In Verbindung mit dieser wahrscheinlich anormalen Auflagerung von Trias auf Miozän haben wir auch etwas weiter nördlich die Grenze Trias—Tertiär als eine anormale betrachtet, obwohl wir sie an keiner Stelle *in situ* haben beobachten können. Wie der Zusammenhang dieser Gesteine mit denjenigen des Puig Redó und der Montaña Rita ist, läßt sich nicht sagen, weil das Grenzgebiet von quartären Ablagerungen bedeckt wird. Es ist aber nicht wahrscheinlich, daß sie eine normale ist. Wir haben in der Karte dann auch, obwohl mit Vorbehalt, eine schon von von FALLOT vorausgesetzte Verwerfung (30, Profil 2, Profilblatt 9) eingezeichnet, die eventuell die Fortsetzung der Störung an der Küste in der Bucht von Salt den Serra sein könnte. Vermutlich lassen sich diese Gesteine, sofern es Miozän und Unter-Kreide betrifft, mit denjenigen des südlich und westlich gelegenen Gebietes in normale Verbindung bringen, obgleich auch hierfür der quartären Bedeckung wegen keine Sicherheit besteht.

IX. DIE ATALAYA DE SAN LORENZO UND DIE HÜGELKETTE SÜDLICH DES WEGES SAN MIGUEL - SAN CARLOS¹⁾ (km 13 - km 18)

In diesem Gebiet kommt neben Trias hauptsächlich Miozän zutage. Der sehr schlechten Aufgeschlossenheit wegen haben wir meistens die Beziehungen zwischen den Gesteinen nicht feststellen können. Weil aber die Trias am Südabhang der Atalaya de San Lorenzo allgemein N zu fallen scheint, ist es möglich, daß sie von dem am Nordabhang und auf dem Gipfel vorkommenden Miozän überlagert wird, und weil wir in der Nähe der Grenze keine Anzeichen für irgendwelche tektonische Anomalien angetroffen haben, dürfen wir hier wohl eine normale Auflagerung von Miozän auf Trias annehmen, wobei dann Ober-Jura und Unter-Kreide vor der Ablagerung des Miozäns völlig aberodiert sein würden. Am Südfuß der Atalaya wird unweit km 10 des Weges Ibiza—San Juan N 30—40° O-streichendes und 25° NW-fallendes Miozän von Triasdolomiten anormal unter Zwischenschaltung eines Niveaus bunter Mergel überlagert. Auch zwischen km 7 und km 8 des-

1) In Ost-Ibiza gibt es nach der Kilometerzählung nur zwei Hauptwege, nämlich 1. Weg Ibiza—San Juan (km 1—km 22) und 2. Weg San Miguel—Santa Eulalia—San Carlos (km 1—km 28). Südlich der Atalaya de San Lorenzo treffen diese über eine Strecke von etwa 2,5 km zusammen. Hier findet man dann auch zwei Kilometerzählungen.

selben Weges scheint die Trias auf konglomeratischem Miozän zu liegen. Die Kontaktfläche ist nicht zu bemerken; die blaukalkige Trias fällt aber bei N 110° O-Streichen nach Norden, während die in der Senke zwischen den östlich und westlich des Weges gelegenen Hügeln nach Norden einbiegende Grenze Trias—Miozän auf eine flache Lage der Grenzfläche deuten läßt. Rötliche Bodenfarben in der Nähe des Kontaktes weisen vielleicht auf das Vorkommen bunter Mergel im Untergrunde hin. Zwischen km 8 und km 9 des Weges Ibiza—San Juan kommen an der Stelle, wo der Weg nach Santa Eulalia abzweigt, miozäne Kalksandsteine und Mergel, eingeklemmt zwischen dünnenschichteten, blauen Triaskalken zutage, wobei die Kontaktflächen steil stehen. Unzweifelhaft sind bunte Mergel in den blauen Kalken eingefaltet. Möglicherweise handelt es sich hier um eine sehr lokale, tektonische Erscheinung, was auch für die zwei obengenannten Fälle nicht unmöglich, aber doch viel weniger wahrscheinlich ist. Im übrigen haben wir auch in der südlicheren Hügelkette, ebenso wie auf der Atalaya de San Lorenzo, den Kontakt Trias—Miozän als einen normalen aufgefaßt, obwohl wir hierfür keinen anderen Grund haben, als das Fehlen irgendwelcher auf anormale Kontakte hinweisende Anzeichen und die Vergleichung mit dem Zustand an der Atalaya de San Lorenzo.

Am Südfuße der südlichen Hügelkette kommen unter dem Miozän noch normaler Unter-Kreidemergel zutage, während nördlich dieser Stelle Ober-Jurakalke anzustehen scheinen, die möglicherweise auch normal vom Miozän bedeckt werden. Im letzteren Falle würde hier nur die Unter-Kreide vor der Ablagerung des Miozäns aberodierte sein, während diese am Südfuße nicht mehr von praemiozäner Erosion angegriffen ist.

Der Zusammenhang von in einer Grube nordöstlich von km 10 des Weges San Miguel—San Carlos aufgeschlossenen, unbestimmbare, kleine, pyritisierte Ammoniten enthaltenden Unter-Kreidemergeln mit den umliegenden Gesteinen, war der starken quartären Bedeckung wegen nicht zu beobachten.

Die Gesteine des beschriebenen Gebietes haben wir alle noch zur Ibizaschuppe gerechnet, einerseits weil ein Teil direkt mit in bathyaler Fazies entwickelter Unter-Kreide zusammenhängt, andererseits weil es wahrscheinlich ist, daß die Grenze der Ibiza- und Cirer-Reyschuppe erst in der Ebene nördlich der Atalaya de San Lorenzo verläuft, wo sie aber der quartären Bedeckung wegen nicht der Beobachtung zugänglich ist.

Es ist unsicher, wie die anormal von der Trias bedeckten miozänen Gesteine am Wege Ibiza—San Juan aufgefaßt werden müssen. Sie können vielleicht als fensterartig zutage tretende Gesteine der Cirer-Reyserie betrachtet werden. Wahrscheinlicher ist es, dieses Miozän auch zur Ibizaschuppe zu rechnen und in der anormalen Auflagerung von Trias auf Miozän Andeutungen für kleinere in der Ibizaserie auftretende Aufschüppungen zu sehen.

X. DAS GEBIET ZWISCHEN DEM WEGE IBIZA - SANTA GERTRUDIS UND SAN RAFAEL - SIERRA DE FORNOU

Große Oberflächen dieses Gebietes sind von quartären Ablagerungen bedeckt und der ältere, gefaltete Untergrund kommt nur stellenweise in kleinen Aufschlüssen zutage. Hauptsächlich steht meist mergelig, aber auch kalksandig und konglomeratisch ausgebildetes Miozän an, dessen Zusammenhang mit der in viel geringerer Ausdehnung vorkommenden Trias fast niemals beobachtet werden konnte. Südlich der Sierra de Fornou haben wir jedoch gemeint, an einer Stelle die Auflagerung von der hier blaukalkigen Trias auf miozänen Kalksandsteinen, unter Zwischenschaltung eines Niveaus zelliger, bunter Mergel, feststellen zu können. Aus diesem Grunde haben wir hier, mit Vorbehalt, die Grenze Trias—Miozän als eine anormale aufgefaßt.

Östlich km 4 des Weges Ibiza—San Antonio kommen eng mit blauen Triaskalken verknüpfte, grobe bis feine, dunkelgraue, weißdurchaderte Kalke vor. Ähnliche Kalke auf dem Gipfel des Pez (SW Ibiza) könnten dort vielleicht als Übergangsschichten nach den lithographischen Ober-Jurakalken angesehen werden.

Andeutungen für einen eventuellen Verlauf der Grenze Ibiza—Cirer-Reyserie haben wir in diesem Gebiet nicht angetroffen. Die Gesteine östlich von km 4 des Weges Ibiza—San Antonio mögen wohl, ebenso wie am Pez, zur Ibizaserie gehören. Die tektonische Stellung der übrigen im beschriebenen Gebiet vorkommenden Gesteine ist unsicher. Ein Teil wird wohl zur Cirer-Reyserie zu rechnen sein.

XI. DIE CIRER - REYSCHUPPE IN DER GEGEND VON SAN JUAN (Puig Rey, Puig de Masons, Capitá, Atalaya de San Juan, Puig de Charracó, Puig de la Descoberta)

(Profile 3, 4, 5 und 6, Blatt I)

Dieses Gebiet wird großenteils von Gesteinen der hier einfach gebauten Cirer - Reyserie eingenommen. Die sekundären Faltungen nicht mitgerechnet, ist die Serie einer allgemeinen Wegtauchung nach Osten unterworfen, sodaß man, in westlicher Richtung gehend, in stets ältere Schichten gelangt. Weil in der Sierra de la Mala Costa die Stirnlinie der Ibizaschuppe schräg auf die Formationsgrenzen der Cirer - Reyschuppe verläuft, sieht man nach Südwesten an dieser Linie auch immer stratigraphisch tiefere Niveaus unter die Ibizaserie wegtauchen.

Das Miozän ist als Konglomerate, Kalksandsteine und besonders als Mergel entwickelt und kommt zwischen San Vicente und San Juan in großer Ausdehnung vor. Die Dicke des ganzen Paketes mag hier etwa 300—350 m sein. Die in diesem Gebiete vorkommenden drei Triasklippen sind die Überreste der aufliegenden, tektonischen Einheit. Unter dem Tertiär folgt ein etwa 150—200 m mächtiges Paket Unter-Kreide, das im Gegensatz zu der bathyal-mergeligen Unter-Kreide der Ibizaschuppe typisch zoogen-urgonisch entwickelt ist. Seinerseits überlagert das Urgon wieder die lithographischen Ober-Jurakalke. Nicht immer aber ist die Grenze normal. 50 m östlich der Kirche von San Juan verläuft zwischen Jura und Kreide eine Störung, an welcher noch ein schmales Band miozäner Konglomerate zutage tritt. Möglicherweise können zwei kleine, in den Jurakalken eingeklemmte Vorkommen von Miozän, das eine südlich von San Juan, das andere am Ostabhang der Capitá, mit dieser Dislokation in Verbindung gebracht werden. Am Nordostabhang der Capitá haben wir auf der Grenze Jura—Kreide auch eine derartige Komplikation angetroffen. Unter den Jurakalke folgen Dolomite der Trias. Fast nirgends trifft man an der Grenze Dolomit—Jurakalk die typischen Zwischenniveaus des Oxfordiens wie in der Ibizaserie an. Nur bei Cala den Serra, wo im Kern einer schwachen Antiklinale noch Dolomit auftaucht, sind die Grenzschichten als eine nicht sehr typische, aber doch noch erkennbare Pseudobrecce entwickelt, wobei auch roter Bröckelmergel vorkommt. Neben Dolomiten besteht die Trias aus bunten Mergeln, blauen Kalken und in viel geringerem Maße aus hellgrauen, zuweilen *Fucoiden*-enthaltenden Mergeln mit dünnen, blauen Kalkbänkchen, deren Zusammenhang mit den Dolomiten und bunten Mergeln wir im allgemeinen nicht feststellen können. Wohl kommen z. B. die dünngeschichteten, blauen Kalke mit hellen Mergeln am Nordwestabhang des Puig de Charracó in Verbindung mit bunten Mergeln vor; und zwar unter den letzteren liegend. Hier darf man aber der starken Gestörtheit wegen keine Schlüsse auf die Stratigraphie ziehen.

Am Westabhang der Sierra de la Mala Costa kommen die bunten Mergel, die nach oben einen Übergang von zelligem, zu kompaktem Dolomit zeigen, auch auf den Dolomiten vor. Da diese letztere Auflagerung nur in lokal stark gestörter Gegend vorkommt, haben wir allen Grund, sie als eine umgekehrte Aufeinanderfolge zu betrachten; deswegen wird auch stratigraphisch kein Wert darauf gelegt. Zwischen San Juan und einer Mine am Nordabhang der Capitá, die nicht mehr in Betrieb ist, liegen die Dolomite auf blauen, weichen, tonigen Mergeln, die in Gruben aufgeschlossen sind. Sie haben nicht den Habitus der bunten Mergel; wahrscheinlich gehören sie aber doch zum selben Niveau, weil dieselben Dolomite etwas mehr nach Westen und in der Nähe von San Juan typischen, bunten Mergeln aufliegen.

Die Nordgrenze der Cirer - Reyschuppe geht den Nord- und Westabhang der Atalaya de San Juan entlang. Die dickbankigen Triasdolomite liegen hier auf dem Miozän und Urgon einer tektonisch tieferen Serie, die wir als eine Sekundärschuppe zwischen Cirer - Rey- und Eubarcaserie auffassen. Südlich liegen die Triasdolomite vielleicht auch noch den Ober-Jurakalken dieser Sekundärschuppe auf, was aber der schlechten Aufschlüsse wegen nicht direkt zu beobachten ist. An der abnormalen Grenze kommen unter den Triasdolomiten bunte Mergel neben etwas dünngeschichteten, blauen Kalken vor, die auf den Mergeln zu lie-

gen scheinen; ihren Zusammenhang mit den dickbankigen Dolomiten haben wir nicht feststellen können. Der ganzen Überschiebungslinie entlang sind die Gesteine mehr oder weniger zerquetscht und ausgewalzt.

In der Ebene vom Charraca, die vom Quartär eingenommen wird, ist der Verlauf der Kontaktlinie unsicher. Am Nordwestfuße des Puig de Charracó haben wir gemeint, sie wieder aufgefunden zu haben. In der Nähe der Stelle, wo der Hauptweg Cala Portinatx—San Juan landeinwärts biegt, ist trotz der quartären Bedeckung eine starke Gestörtheit des Gebietes zu bemerken. Am zur Küste parallel verlaufenden Wegeiteile sieht man in der Richtung San Juan gehend an der linken Seite erst dickgebankte, blaue Kalke und Dolomite, dann dünnenschichtete, blaue Kalkbänkchen mit grauen Mergeln, die bis nahe der Wegbiegung aufgeschlossen sind. Stellenweise treten diese mit bunten Triasmergeln in Kontakt. Wir haben im allgemeinen nicht nachgehen können, wie der Zusammenhang dieser Gesteine ist. Sicher ist aber, daß sie alle zu demselben Triaskomplex und wohl zu demjenigen der Cirer - Reyschuppe gehören. Gerade in der Wegbiegung haben wir inmitten der quartären Bedeckung einen Aufschluß in typischen Urgongesteinen angetroffen, die sehr leicht mit dem der Küste entlang vorkommenden Urgon in Verbindung gebracht werden können. Dieses letztere ist ohne Mühe mit dem Urgon, das am Westabhang der Atalaya de San Juan anormal von der Cirer-Rey-Trias überlagert wird, zu parallelisieren. Obgleich also am Nordwestfuße des Puig de Charracó nicht direkt die anormale Kontaktlinie wahrzunehmen ist, haben wir sie auf Grund der oben erwähnten Beobachtungen doch hier durchgezogen.

XII. DAS FENSTER DER ATALAYA DE SAN JUAN

(Profil 6, Blatt I)

Inmitten der Trias der Cirer - Reyschuppe liegt ein ausgedehntes Gebiet von miozänen Mergeln, Kalksandsteinen und Konglomeraten, das einen großen Teil der Atalaya de San Juan und einen Teil des Nordwestfußes der Capitá einnimmt. An verschiedenen Stellen ist ringsum die Auflagerung von Triasdolomiten auf Miozän zu beobachten, wie z. B. am Nord- und Nordwestabhang der Atalaya, wo sich an der anormalen Kontaktlinie zwei natürliche Brunnen befinden. Auch dort, wo die Ostseite der Atalaya entlang dem Weg San Juan—Cala Portinatx läuft, läßt sich, obwohl nicht schön sichtbar, die anormale Auflagerung feststellen. Hier tritt noch ein schmales Band zoogener Urgonkalke zutage, die normal mit dem Miozän zusammenhängt. 150 m vom Punkte entfernt, wo genannter Weg vom Wege Ibiza—San Juan abzweigt, ist an der rechten Seite die Grenze Miozän—Triasdolomit zu beobachten. Das Vorkommen von bunten Mergeln auf der Kontaktfläche läßt einen anormalen Kontakt vermuten. Das Miozän liegt mit N 10° O-Streichen und 60° W-Fallen der Trias auf; es handelt sich hier aber offenbar um eine lokale Überkipfung, weil ein wenig südlicher, am Wege Ibiza—San Juan wieder die Dolomite auf den bunten Mergeln und diese ihrerseits wieder auf den Miozänmergeln und Kalksandsteinen liegen. Weiter nach Südwesten verläuft an demselben Wege, zwischen km 20 und km 21, abermals die Grenze, die hier aber nicht schön aufgeschlossen ist. Wir finden, von San Juan kommend links am Wege das Miozän unten in der ziemlich steilen Wegkante. Einige Meter höher kommen Triasgesteine zutage. Dazwischen ist nur Verwitterungsboden zu sehen, der zuweilen rötliche Farbe hat, was eventuell auf bunte Mergel im Untergrunde schließen läßt.

Fast jedes Mal bemerkt man beim Überschreiten der Grenze Miozän—Trias in Bezug auf Umgebung eine stärkere Gestörtheit der Schichten und an vielen Stellen trifft man der Grenzlinie entlang zuweilen beträchtliche Massen von bunten Triasmergeln an. Auf Grund dieser Tatsachen haben wir gemeint, das Miozängebiet als ein Fenster in der Cirer - Rey-Trias auffassen zu können. Die Gesteine des Fensters sind dann tektonisch mit denjenigen der unter der Cirer - Reyserie liegenden Sekundärschuppe gleichzustellen.

Inmitten des Fenstermiozäns liegen zwei isolierte Vorkommen von Triasdolomit. Das eine befindet sich am Südostabhang der Atalaya, wo die Trias den Gipfel eines kleinen Hügelchens, das im übrigen aus Miozän besteht, krönt. Der Bedeckung mit Ackerboden wegen ist eine tatsächliche Auflagerung von Trias auf Miozän nicht zu sehen. Es ist aber kaum möglich, die Trias anders als auf den Miozänmergeln liegend zu interpretieren, was zugleich eine anormale Lagerung einschließt. Man könnte noch meinen, das Miozän liege

der Trias auf, was noch keine tektonische Anomalie zu sein braucht. (Vgl. das Gebiet der Atalaya de San Lorenzo, S. 48, wo eine stratigraphische Lücke besteht). Das Vorhandensein der Trias wäre dann die Folge eines Auftauchens, das sehr steil kuppelartig sein müßte. Dies ist aber unwahrscheinlich, umso mehr, als die umliegenden Miozängesteine keine starken Faltungen aufweisen. Wir können also mit ziemlicher Sicherheit die anormale Auflagerung von Trias auf Miozän annehmen. Das zweite Vorkommen liegt direkt östlich unter dem Gipfel der Atalaya. Auch hier sind der schlechten Aufschlüsse wegen keine direkten Beweise zu liefern. Das Vorhandensein von bunten Mergeln an der Grenze, und der Vergleich mit dem ersten Vorkommen, macht auch für dieses die anormale Auflagerung sehr wahrscheinlich. Es liegt auf der Hand, die beiden Triasklippen als die Überreste der früheren Überwölbung des Fensters anzusehen. Von eventuellen Zeugen der Trias der Ibizaserie, wie sie FALLOT voraussetzte (28, S. 103), kann jedenfalls nicht die Rede sein.

XIII. DIE SEKUNDÄRSCHUPPE NORDWESTLICH DER ATALAYA DE SAN JUAN

(Profile 6, 8 und 9, Blatt I)

In der Hügelkette zwischen der Atalaya de San Juan und der Nordküste (Cala Bininirras—Cala de Charraca) treffen wir eine Serie Trias—Tertiär an, die eine tektonische Einheit für sich vertritt. Wir können sie nach Süden am Westfuße der Atalaya verfolgen, wo sie aber beträchtlich reduziert ist. Wie schon besprochen, wird am Nordabhang der Atalaya ihr Miozän, am Westabhang desselben Berges und am Nordwestfuße des Puig de Charracó ihr Urgon anormal von der Trias der Cirer - Reyserie überlagert. Nördlich der Cala Bininirras und östlich des von dieser Cala nach Südosten verlaufenden Tales liegt die Trias dieser tektonischen Einheit mit N 160° O-Streichen und 30° NO-Fallen miozänen Gesteinen auf, die zur untersten auf Ibiza vorkommenden Serie, nämlich der Serie von Eubarca gehören. Wir können also die sich von Cala Charraca bis Cala Bininirras erstreckende Serie als nichts anderes, als eine zwischen Cirer - Rey- und Eubarcaserie eingeklemmte Schuppe auffassen, die von FALLOT nicht erkannt worden ist. Es wird sich zeigen, daß westlich von San Miguel die Cirer - Reygesteine direkt die Eubarcaserie überlagern, so daß es sich nördlich der Atalaya de San Juan wahrscheinlich um eine sekundäre Serie handelt, die ihre Existenz einer verhältnismäßig lokalen Aufschuppung verdankt.

Die Trias ist die Schuppengrenze südöstlich von Cala Bininirras entlang ziemlich stark ausgequetscht und tritt nur in einem schmalen Bande zutage. Beträchtliche Massen bunter Mergel kommen an der Überschiebungslinie stellenweise vor, oft innig mit zelligen Dolomiten zusammenhängend, die nach oben in kompakte Dolomite übergehen. Im schlecht aufgeschlossenen Gebiet am Südwestfuße der Atalaya de San Juan scheint das Triasband völlig verschwunden zu sein.

Auch die Küste entlang besteht die Basis der Hügelkette aus Triasdolomiten, die bei Caló de Caldés bunten Gipsmergeln aufliegen. Etwas östlicher dieser Cala kommt inmitten der jungen horizontalen Bedeckung miozänes Konglomerat zutage, das unter den Dolomiten zu liegen scheint und wahrscheinlich zur Eubarcaserie gehört. In der zwischen Cabo Blanco und Punta de Charracó liegenden Cala besteht die Küste fast ganz aus bunten Gipsmergeln und Zellendolomiten. Sie werden von Ober-Jurakalken überlagert. Eine kleine Insel in dieser Cala besteht aus kompakten Dolomiten; auch liegen große Klötze dieses Gesteines unten am Strande. Man bekommt den Eindruck, es mit einem stark gestörten Gebiet zu tun zu haben, ebenso wie FALLOT es von der Ostseite von Charraca in Abb. 56 a—b (30) gezeichnet hat. Nur scheinen an der letzteren Stelle noch Kreide und Miozän vorzukommen. Die starke Störung an der ganzen Küste und die großen Massen stark gepreßter, bunter Triasmergel suggerieren das Vorhandensein der bei Cala Bininirras zutage tretenden Überschiebungsfäche im Untergrund, umso mehr als ein wenig östlich von Caló de Caldés unter der Trias Miozän zu liegen scheint, das wir am besten als Eubarcagestein auffassen können (siehe oben).

Der Ober-Jura scheint, obwohl im Detail stark gefaltet, im allgemeinen ziemlich flach zu liegen. Pseudobrecciose Schichten an der Grenze Trias—Jura kommen in diesem Gebiet nicht vor. Urgon und Miozän sind

ganz ähnlich wie in der Cirer - Reyschuppe entwickelt. Lokalverschiebungen treten nicht selten auf, wodurch stellenweise die Schichten beträchtlich ausgequetscht sind. So ist z. B. zwischen der Atalaya de San Juan und Charraca das Urgon an einer Stelle bis auf ein sehr schmales Niveau reduziert.

XIV. DIE CIRER - REYSCHUPPE ZWISCHEN SAN MIGUEL UND DEM WEGE SAN LORENZO—SAN JUAN (Puig de Musón, Besora)

(Profil 10, Blatt I)

Dieses Gebiet wird fast ganz von Triasgesteinen eingenommen. Sie gehören zur Cirer - Reyschuppe, weil sie den Eubarcagesteinen anormal aufliegen, unter stellenweiser Zwischenschaltung von einer stark gestörten und zerquetschten Zone von Gesteinen, die als Überreste der nordwestlich der Atalaya de San Juan vorkommenden Sekundärschuppe zu betrachten sind. Die Trias ist also mit derjenigen aus der Gegend von San Juan zu parallelisieren. Die anormale Auflagerung dieser Trias auf Gesteine von tektonisch tieferen Serien ist nordöstlich von San Miguel schön zu beobachten. Hier werden Eubarca-Miozän und Urgon von stark gefalteten und gepreßten, bunten Mergeln überlagert, die auch Klötze von Dolomiten und blauen Kalken enthalten, also eine Art Mylonitzone bilden. Über den Mergeln liegen wieder blaue Kalke und kompakte Dolomite. Man findet aber keine Spur von zelligen Dolomiten, die im allgemeinen den normalen Übergang von bunten Mergeln zu kompakten Dolomiten bilden. Am Westfuße der Besora findet man dasselbe Niveau bunter Mergel. Das Miozän, dem es auflagert, gehört nicht zur Eubarca-Serie, sondern zu der zwischen dieser und der Cirer - Reyserie eingeklemmten Sekundärschuppe. Über den bunten Mergel folgt ein Niveau dünn geschichteter, blauer Kalke, das stellenweise fehlt. Die Kalke werden von kompaktem Dolomit überlagert. Auf den Dolomiten liegt ein Paket kompakter, weißdurchaderter, blauer Kalke. Ebenso wie wir es im Triasmassiv von San Carlos wiederholt angetroffen haben, sind auch hier die Grenzschichten als dünne, graublaue, matte Kalkbänkchen mit hellen, grauen Mergeln entwickelt. Die Aufeinanderfolge Dolomit—Mergel mit Kalkbänkchen—blauer Kalke, scheint auch für die Besora normal zu sein. Auf dem Gipfel der Besora kommen über den blauen Kalken wieder Dolomite und etwas Ober-Jurakalke vor, die aber sehr schlecht aufgeschlossen sind. Über den Zusammenhang dieser Gesteine mit den unterliegenden Niveaus ist nichts zu sagen.

Im ganzen Triasgebiet kommen die blauen Kalke und das blaugraue Mergelniveau in großer oder kleiner Ausdehnung neben den Dolomiten vor, aber fast nie läßt sich eine Schichtenfolge von stratigraphischem Wert beobachten. Wo aber die bunten Mergel auftreten, liegen sie immer unter den Dolomiten, jedoch ohne Zwischenschaltung von zelligen Dolomiten.

Auf dem Hügel südlich der Besora gehen die Triasdolomite nach oben in Jurakalke über, welche ihrerseits wieder von Urgongesteinen überlagert werden. Auch an der Ostseite des Puig de Musón besteht meistens ein normaler Übergang von Dolomiten in Ober-Jura. Auf dem Wege, der das Dorf San Lorenzo mit dem Hauptwege Ibiza—San Juan verbindet, sind sie aber durch einen Bruch, an welchem noch bunte Mergel zutage kommen, getrennt. In dem ganzen Triasgebiet zerstreut trifft man noch kleine Vorkommen von Ober-Jurakalken an, die wir ihrer geringen Ausdehnung wegen meistens nicht in die Karte haben eintragen können. In vielen Fällen verdanken sie ihre Existenz einer Verwerfung, weil kein normaler Zusammenhang mit den Dolomiten wahrzunehmen ist, und sie von diesen durch stark gepreßte, bunte Mergel getrennt sind. Es wäre nicht unmöglich, daß verschiedene kleinere Juravorkommen als Fenster aufgefäßt werden müssen.

Von der Tektonik des an der Ostseite des Puig de Musón gelegenen Gebietes können wir nichts Genaues sagen. Wohl dürfen wir annehmen, daß das Miozän hier immer durch anormale Kontakte von den übrigen Gesteinen abgegrenzt ist. Wahrscheinlich gehört dieses Gebiet zur Fortsetzung der Grenzzone Ibiza—Cirer - Reyschuppe, die wir von Port de las Caletas bis an den Westabhang der Sierra de la Mala Costa haben verfolgen können. Möglicherweise würde dann ein Teil dieser Gesteine noch zur Ibizschuppe zu rechnen sein. Ob letzteres der Fall ist, wird immer die Frage bleiben, weil die Unter-Kreide, deren Ausbildung in

mergelig-bathyalem, oder in zoogen-urgonischem Typus in Ost-Ibiza das Kriterium ist, wonach die Gesteine zur ersten oder zur zweiten Schuppe gerechnet werden müssen, hier nicht vorhanden ist.

Im Gebiete südlich der Besora trifft man inmitten der Trias zwei kleine Vorkommen von miozänen Gesteinen an. Bei dem südlicheren wird das Miozän deutlich von bunten Triasmergeln überlagert, die ihrerseits wieder unter Dolomiten liegen. Von dem nördlicheren kann man nur vermuten, daß es unter der Trias aufsteht; es ist aber in Bezug auf das erstere wohl wahrscheinlich. Wir dürfen sie also beide als Fenstergesteine einer unterliegenden, tektonischen Einheit auffassen. Mehr östlich haben wir in der Karte einen Streifen Urgon angegeben. Wir fanden hier helle Dolomite, die gar nicht den triassischen ähneln, und oolitische Kalke, die wir oft im Urgon angetroffen haben. Des völligen Fehlens von Fossilien wegen bleibt dieses Urgon aber noch zweifelhaft. Ist es tatsächlich Urgon, so dürfen wir es nach Analogie mit dem westlich vorkommenden Miozän auch als ein Fenster betrachten. Wohl sind anormale Kontakte nicht zu bemerken; dieses ist aber wegen der starken Bedeckung mit Quartär leicht verständlich. Von dem Zusammenhang der miozänen Gesteine mit der Trias westlich vom Dorfe San Lorenzo läßt sich nichts sagen; wohl aber von dem Miozän, das 1 km weiter westlich liegt. Zum Teil zeigt dieses einen normalen Übergang nach Urgon, vervollständigt also die stratigraphische Serie Trias—Tertiär, zum Teil grenzt es direkt an Ober-Jura; das Urgon ist ausgequetscht.

Die Schuppengrenze Cirer-Rey-Eubarcaserie ist an der Westseite des sich von Cala Bininirras nach Südosten erstreckenden Tales sehr schlecht aufgeschlossen. Der Verlauf der Überschiebungslinie ist hier unsicher; ebenso ist das Vorhandensein eventueller Überreste der zwischen zweiter und dritter Serie eingeklemmten Sekundärschuppe nicht festzustellen. Dieses ist aber wohl an der Nordseite des Triasgebietes der Fall. Hier trifft man unter der Cirer-Rey-Trias und über dem Eubarca-Miozän liegend einige Schollen von Trias, Jura, Urgon und Tertiär an, die aber nicht in normaler Weise aufeinanderfolgen. Die Stellung dieser Gesteine ist dieselbe wie diejenige, der nördlich der Atalaya de San Juan vorkommenden Sekundärschuppe, und es liegt auf der Hand, sie als zu derselben Schuppe gehörend zu betrachten. Die Trias der Sekundärschuppe finden wir nicht nur an der Nordgrenze der Cirer-Reyserie wieder, sondern auch etwas weiter nach Norden, auf dem Gipfel des Berges östlich vom Puerto de San Miguel, wo die Trias als Klippe auf dem Eubarca-Miozän aufbewahrt ist.

Bei San Miguel findet man wieder die Überreste der Zwischenschuppe in geringer Ausdehnung. Das Dorf San Miguel selbst ist auf einem Hügel gebaut, der an der Ost- und Westseite von zwei Schluchten begrenzt ist. An der Ostwand der erstenen wird die Cirer-Rey-Trias vom Eubarca-Miozän durch eine ganze Serie Trias—Tertiär getrennt, deren Niveaus zwar stark ausgequetscht, aber doch noch gut erkennbar sind. Sie tauchen mit N—S- oder N 30° O-Streichen und O-Fallen, das bis 50° geht, unter die Cirer-Reygesteinen ein. Mehr nördlich sind sie völlig verschwunden, und vielleicht in die schon auf S. 53 erwähnte Mylonitzone aufgenommen worden. Nach Süden und Westen findet man nur Ober-Jura und Miozän. Der Hügel von San Miguel ist hauptsächlich aus Triasdolomiten aufgebaut, deren Auflagerung auf Eubarca-Miozän, unter Zwischenschaltung von bunten Mergeln, am westlichen Hügelfuße schön zu beobachten ist. Auf dem Gipfel liegt unter der Kirche wieder Miozän. Am Nordabhang ist seine Auflagerung auf den Triasdolomiten festzustellen. Wir haben gemeint, die Dolomite, ebenso wie die miozänen Gesteine, mit den Trias der Zwischenschuppe parallelisieren zu können. Ober-Jura und Urgon wären dann, abgesehen von ein wenig Ober-Jurakalk am Südfuß des Hügels, ausgequetscht. In Wirklichkeit ist die Tektonik hier noch viel komplizierter, was wir aber im Profil und in der Karte nicht haben zum Ausdruck bringen können.

XV. DIE CIRER - REYSCHUPPE WESTLICH VON SAN MIGUEL (Puig de Hort de Alunt¹⁾)

(Profil 11, Blatt I)

Der Nordabhang des Puig de Hort de Alunt zeigt in schöner Weise die anormale Auflagerung von Cirer-Rey- auf Eubarcagesteinen, welche letztere mit N $60-70^{\circ}$ O-Streichen und allgemeinem SO-Fallen unter die ersteren wegtauchen. Das unterste Niveau der Cirer-Reyserie ist dem Eubarca-Urgon aufliegender, bunter Triasmergel, den man über große Strecken der Küstenzone entlang verfolgen kann. Nicht immer ist die Überschiebungsgrenze eine einfache Linie, weil dann und wann die Gesteine an der Grenze derartig detailgestört und verknnetet sind, daß wir eher von einer Mylonitzone sprechen könnten. Auf die bunten Mergel folgt ein Niveau von graublauem bis rötlichem Dolomit, dessen Dicke beträchtlich wechseln kann, was offenbar die Folge von mehr oder weniger starker Auswalzung ist. Hierdurch läßt sich auch an vielen Stellen das Fehlen der Zellendolomite zwischen Mergeln und Dolomiten erklären. Etwa 0,5 km östlich des Puig de Hort de Alunt, ebenso wie auf derselben Strecke südlich dieses Berges, scheint sogar das ganze Dolomitniveau ausgequetscht zu sein. Hier kommen die sonst normal auf den Dolomiten liegenden Ober-Jurakalke direkt mit den bunten Mergeln in Kontakt, die in der Ebene südlich des Puig de Hort eine große Ausdehnung haben, weil ihr Hängendes außer zwei Zeugenbergen von Dolomit völlig aberodiert ist.

Östlich des Puig de Hort de Alunt liegt noch ein kleines Vorkommen von miozänen Gesteinen, die von violetten Triasdolomiten überlagert werden. Es ist offenbar Eubarca-Miozän, das hier fensterartig zutage tritt.

Südlich des Puig Pelat sind die bunten Mergel statt dem Urgon, dem Miozän der Eubarcaserie aufgelagert, welches mit N 130° O-Streichen und schwachem SW-Fallen unter die Cirer-Reyschuppe wegtaucht. Die Triasmergel enthalten hier ausgedehnte Gipsmassen. Ein Bauer erzählte uns, hier auch sehr schwere, schwarze und harte Gesteine angetroffen zu haben, was eventuell auf das Vorhandensein von Eruptiva deuten könnte. Wir selbst haben aber davon nichts gefunden. Die Übergangsschichten von bunten Mergeln zu Dolomiten sind hier viel mehr als im westlich gelegenen Gebiete als zellige Dolomite entwickelt.

Im Ost-West verlaufenden Tale, das nördlich von San Miguel in das Tal, das dieses Dorf mit der Küste (Puerto de San Miguel) verbindet, ausmündet, zeigt der Verlauf der Überschiebungslinie, wie FALLOT schon bemerkte (29, S. 186), eine sehr starke Einbuchtung nach Westen. Der Boden dieses Tales besteht aus Urgon- und Miozängesteinen der Eubarcaserie, die am Nord- sowie am Südabhang anormal von der Trias der Cirer-Reyschuppe überlagert werden. Die bunten Triasmergel, die am Nordabhang des Puig de Hort de Alunt in einem Band die ganze Überschiebungsgrenze entlang zutage treten, kommen hier in viel geringerer horizontaler Ausdehnung vor. Die Gesteine der untersten Serie werden besonders am südlicheren Talabhang über große Strecken direkt von den Dolomiten der Cirer-Reyschuppe überlagert. Unweit von San Miguel finden sich einige kleine Komplikationen. Die bunten Mergel, die stellenweise an der Schuppengrenze vorkommen, werden hier zum Teil normal von Dolomiten überlagert, zum Teil liegen sie unter Ober-Jurakalken, deren Zusammenhang mit den Dolomiten wegen der quartären Bedeckung nicht immer deutlich ist. Am Anfangspunkte des Weges San Miguel—Santa Eulalia gehen die Dolomite normal in die Ober-Jurakalke über. Wir dürfen also die letzteren jedenfalls zur Cirer-Reyserie, wozu auch die Dolomite gehören, rechnen. Von den zwei westlicher an der Schuppengrenze auftretenden Ober-Juravorkommen läßt sich nichts anderes sagen, als daß sie auf den bunten Mergeln liegen. Möglicherweise sind sie die spärlichen Überreste von der bei San Miguel und weiter östlich zwischen Cirer-Rey- und Eubarcaserie vorkommenden Zwischenschuppe.

Die Überschiebungsgrenze, die die Küste entlang so schön zu verfolgen ist, biegt am Nordwestfuße des Puig de Hort de Alunt von der Küste ab, um über große Strecken in N-S-Richtung zu verlaufen. Wohl ist sie im Binnenland schlechter aufgeschlossen als an der Küste, doch ist an mehreren Stellen die anormale Auflagerung zu beobachten, während an anderen Stellen die oft in beträchtlichen Massen vorkommenden bunten

1) Siehe Fußnote auf S. 14.

Triasmergel den Verlauf der Schuppengrenze andeuten können. Das Triasdolomitniveau wird nach Süden immer mehr ausgequetscht. Östlich von San Mateo kommt der Ober-Jura mit den bunten Mergeln in Kontakt welche letzteren ihrerseits wieder ausgewalzt sein können. In diesem Fall liegen die Ober-Jurakalke direkt den Eubarcaesteinen auf.

Die bunten Mergel sind nicht immer auf die Überschiebungszone beschränkt. Wir haben schon gesehen, daß sie in der Ebene südlich des Puig de Hort de Alunt in großer Ausdehnung vorkommen, wo sie aber doch noch direkt oder indirekt mit der Überschiebung in Verbindung gebracht werden können. Besonders am Hügel westlich von San Miguel treten, scheinbar ohne irgendeine Beziehung zur Überschiebung, inmitten des Dolomitgebietes noch kleine Massen dieser bunten Mergel auf. Ihr Zusammenhang mit den Dolomiten ist unsicher.

Die in diesem Gebiet auftretenden Ober-Jurakalke sind hauptsächlich in den höheren Hügeln aufbewahrt. Bei jedem Vorkommen kann man die Auflagerung auf den Triasdolomiten feststellen. Die Grenze Trias—Jura zeigt im allgemeinen keine Besonderheiten. An einer Stelle, nämlich am Ostabhang des südlich des Puig de Hort de Alunt liegenden Hügels, haben wir an dieser Grenze die Zwischenschaltung von typischen Mosaikkalken des Oxfordiens angetroffen. Das Urgon ist auf noch geringere Oberfläche beschränkt. Es kommt nur auf den Gipfeln des Puig de Hort de Alunt und zweier südlicher Hügel vor.

Miozäne Gesteine der Cirer-Reyserie kommen in diesem Gebiet nicht vor.

XVI. DIE CIRER - REYSCHUPPE IM GEBIET ÖSTLICH VON SAN MATEO UND IN DER SIERRA DE FORNOU (Fornou)

(Profil 12, Blatt I)

Im Prinzip schließt sich dieses Gebiet ganz an das nordöstlich davon gelegene an. Nur kommt relativ viel weniger Trias als im Nordosten zutage, weil sie hier über große Oberflächen von stratigraphisch höheren Ablagerungen bedeckt ist.

Obwohl in diesem Gebiet eine direkte Auflagerung von Cirer-Rey- auf Eubarcaesteinen nicht zu beobachten ist, kann in Verbindung mit dem, was wir anderswo angetroffen haben, wohl angenommen werden, daß die Überschiebung hier auch existiert. Immer besteht eine jähre Grenze zwischen Urgon—Miozän im Norden, und Trias oder Ober-Jura im Süden; an der Grenze findet man beträchtliche Massen bunter Mergel, die auch im Norden oft die Überschiebung begleiten. Der Verlauf dieser Grenze ist derartig, daß sie in einem nach Westen abwassernden Tale am Nordwestabhang der Sierra de Fornou eine Einbuchtung nach Osten zeigt, was auf eine mehr oder weniger horizontale Grenzfläche, also in diesem Fall eine anormale Überschiebungsfäche zwischen den beiden Serien hinweist. Wir können also auch hier die Gesteine wieder in Cirer-Rey- und Eubarcaserie trennen.

Die Überschiebungslinie fängt östlich von San Mateo an, von N—S mehr in die Richtung NO—SW umzubiegen. Es sind hier, wie schon erwähnt, die Ober-Jurakalke, die direkt mit dem Eubarca-Urgon, oft mit Zwischenschaltung von bunten Triasmergeln in Kontakt treten. Das Dolomitniveau ist offenbar völlig ausgewalzt. Etwas mehr südlich, wo die Kontaktlinie über eine geringe Strecke wieder N—S verläuft, scheint noch ein schmales Band von ziemlich atypischem, grauem Triasdolomit vorhanden zu sein, der nach oben normal in die Ober-Jurakalke, die hier den Gipfel eines Hügels krönen, übergeht. Östlich dieses Hügels kommt der Dolomit in großer Ausdehnung vor, hat aber mehr violette Farbe. Er liegt in einem nach Osten abwassernden Tale ringsum miozänen Konglomeraten auf, die also als Fenstergesteine der Eubarcaserie aufzufassen sind. Die etwas mehr östlich liegenden Miozänvorkommen sind im Zusammenhang mit dem oben Besprochenen mit Vorbehalt als ähnliche fensterartige Eubarca-Überreste zu betrachten. Eine direkte Auflagerung von Trias auf Miozän ist hier nicht festzustellen.

Am Nordwestabhang der Sierra de Fornou ist das Dolomitniveau wieder dicker. Die Dolomite liegen den bunten Mergeln auf, und an einigen Stellen läßt sich eine zellige Übergangsschicht beobachten. Die Auflagerung auf Eubarca-Urgon ist nicht sichtbar. Am Wege San Mateo—Santa Gertrudis sind auf 1750 m von dem ersten Dorfe bunte Triasmergel aufgeschlossen. Direkt östlich des Weges kommen Triasdolomite vor, die

nach Süden in Ober-Jurakalke übergehen. 10 m westlich des Weges kommen Urgonkalke zutage. Auch hier dürfen wir wohl wieder die Überschiebungslinie konstruieren.

Der ganze Westfuß der Sierra de Fornou wird von einem Streifen Triasdolomit, der mit demjenigen der Sierra de Musols zusammenhängt, umgeben. Er wird normal von Ober-Jurakalken, die ringsum am Abhang der Sierra de Fornou zutage treten, überlagert. Eine Verwerfung am Südabhang des Fornou bringt die Trias mit dem Urgon in Kontakt, das seinerseits normal in die unter ihm liegenden Ober-Jurakalke übergeht. Auch das Urgon überlagert auf dem Fornou, ebenso wie auf dem Hügel östlich von San Mateo, normal die Ober-Jurakalke. Die stratigraphische Grenze ist des Mangels an Fossilien wegen nicht genau zu ziehen; eine Trennung aus lithologischen Gründen ist ebenso unmöglich, weil Ober-Jura- und Unter-Kreidegesteine allmähliche Übergänge ineinander zeigen.

An einer Stelle, nämlich am Ostabhang des Fornou, ist das Miozän als normale Bedeckung des Urgons in geringer Ausdehnung aufbewahrt.

XVII. DIE HÜGELKETTE ÖSTLICH DES WEGES SAN MIGUEL— SANTA GERTRUDIS

A. Das Gebiet des Puig de Juan Salvador¹⁾ und des Puig den Galt

Obwohl wir keinen direkten Zusammenhang mit dem nördlich gelegenen Gebiet haben beobachten können, ist es doch wohl unzweifelhaft, daß diese Hügel zur Cirer-Reyserie gehören. Wo im Norden die Triasgesteine große Oberflächen einnehmen, sind sie hier aber, ebenso wie am Fornou, auf die Basis der Hügel beschränkt und werden im übrigen von Jurakalken bedeckt. An einer Stelle, nämlich am Westabhang des Puig de Juan Salvador, taucht die Trias auch noch inmitten dieser Kalke auf. Der Ober-Jura wird seinerseits wieder von Urgon überlagert, während die hierauf liegenden miozänen Mergel, Kalksandsteine und Konglomerate die stratigraphische Serie vervollständigen. Das Urgonpaket ist in diesem Gebiet ziemlich dünn und es scheint am Westabhang des Puig de Juan Salvador und des nördlich davon gelegenen Hügels gar nicht zwischen Ober-Jura und Miozän vorhanden zu sein. Des vielen Gebüsches und Waldes wegen haben wir die Grenze Ober-Jura—Miozän nicht *in situ* beobachten können. Es war deshalb unmöglich festzustellen, ob diese Grenze eine einfach stratigraphische ist. Dann wäre das Urgon hier schon vor Ablagerung der Miozänschichten lokal ganz aberodiert und mehr östlich noch als dünnes Niveau aufbewahrt. Die Grenze kann aber auch eine tektonische sein, wobei das Urgon infolge einer Verwerfung ausgequetscht wäre. Am wahrscheinlichsten ist letzterer Fall, weil auch der Ober-Jura, wo er auf dem Puig de Juan Salvador und an dessen Südwestabhang zwischen Trias und Urgon vorkommt, als ein schmales, zerquetschtes Band zutage tritt.

Über eine weitere Komplikation in der Trias am Nordfuß der Hügelkette läßt sich nichts mit Sicherheit sagen. Es handelt sich um einige graue und gelbe Dolomite, deren Alter nicht zu bestimmen ist, die wir aber ihrer großen Ähnlichkeit mit Urgongesteinen wegen zum Urgon gerechnet haben. Sie kommen zusammen mit einigen Jurakalken in einer Umgebung von typischen, graublauen Triasdolomiten vor, die mit zelligen Schichten in bunte Triasmergel übergehen.

Der Zusammenhang der am Südwestfuße des Puig de Juan Salvador vorkommenden Trias mit dem Miozän, das westlich des Weges San Miguel—Santa Gertrudis große Ausdehnung hat, ist auch unsicher. Die Trias besteht hier hauptsächlich aus Dolomiten; an der Grenzfläche Trias—Miozän sind es jedoch blaue Kalke, die mit den miozänen Mergeln und Kalksandsteinen gefaltet sind. Man bekommt den Eindruck, es hier nicht mit einer stratigraphischen, sondern mit einer tektonischen Grenze zu tun zu haben. Im Süden des Triasgebietes tritt noch ein schmaler Fetzen miozäner Kalksandsteine auf, welche zwischen der Trias eingeklemmt und von den Dolomiten im Hängenden jedenfalls durch einen abnormalen Kontakt getrennt sind, während eine derartige Trennung von den Dolomiten im Liegenden ebenfalls wahrscheinlich ist.

¹⁾ Der Puig de Juan Salvador befindet sich zwischen dem Puig den Galt und dem Wege San Miguel—Santa Gertrudis.

B. Der Hügel von Can Alqueria

Der nördliche Teil dieses Hügels besteht hauptsächlich aus typischen, zuweilen *Ostrea*-enthaltenden Urgonkalken, die nach Westen allmählich und ohne scharfe Grenze in lithographische Jurakalke übergehen. Sowohl Urgon, wie Ober-Jura werden nach Süden anormal von Triasdolomiten und blauen Kalken unter Zwischenschaltung von einem Niveau bunter Mergel überlagert. In dieser ziemlich stark gestörten Zone war der Zusammenhang der Triasgesteine untereinander nicht genau festzustellen, ebensowenig wie am schlecht aufgeschlossenen Südabhang des Hügels. Am Südfuß kommt noch Miozän in kleiner Ausdehnung vor, das dem Anschein nach fensterartig inmitten der blauen Triaskalke zutage tritt und also als tektonisches Äquivalent der Gesteine am Nordfuß angesehen werden könnte, was auch die Bestätigung für die flache Lage der anormalen Kontaktfläche, die am Nordabhang des Hügels streicht, sein würde.

Das Urgon und der Ober-Jura am Nordabhang des Hügels sind des zoogenen Habitus der Kreide wegen jedenfalls noch zur Cirer-Reyserie zu rechnen. Was die überschiebende Trias anbelangt, ist es einerseits möglich, daß auch sie noch zu dieser Serie gehört, sodaß es sich hier um eine sekundäre Aufschuppung in der Cirer-Reyserie handeln würde; sie könnte aber auch der Ibizaserie zugerechnet werden, was wohl immer zweifelhaft bleiben wird, weil kein Zusammenhang mit etwaiger bathyal-mergeliger Unter-Kreide aufzuweisen ist. Wir würden im letzteren Falle die anormale Kontaktlinie als die Ibiza-Cirer-Reyschuppengrenze betrachten müssen, die in der Ebene südlich von San Lorenzo verlaufen muß, aber dort der quartären Bedeckung wegen nicht nachweisbar ist.

XVIII. DIE EUBARCASERIE AN DER NORDKÜSTE VON CALA BININIRRAS BIS AN DIE ENSENADA DE EUBARCA (Cruz de San Miguel, Puig Pelat, Guillén)

(Profile 11 und 12, Blatt I)

Bei Cala Bininirras tauchen unter die Trias der dort erkannten Sekundärschuppe mit schwachem Ostfallen die miozänen Gesteine der Eubarcaserie weg. Die anormale Auflagerung ist gut am Nordostabhang des von dieser Cala nach Südosten verlaufenden Tales zu verfolgen, dessen Boden ganz aus demselben Eubarcas-Tertiär besteht. Der quartären Bedeckung wegen ist am Südwestfuß der Atalaya de San Juan der Verlauf der Kontaktlinie unsicher, ebenso wie an der Südwestseite des Tales, wo es unmöglich ist, das Vorhandensein eventueller Überreste der erwähnten Sekundärschuppe festzustellen. Neben dem Unter-Miozän besteht die Eubarcaserie hauptsächlich aus Urgon, das vom Puerto de San Miguel nach Westen bis weit an die Ensenada de Eubarca vorüber einen großen Teil der Küste bildet. Es sind besonders die harten Urgonkalke, die der Verwitterung Widerstand geleistet haben und in den schroffen Vorgebirgen von Cruz de San Miguel, Cabo Rubió und Cabo Eubarca aufbewahrt sind. An den Küsten der zwischen diesen Kaps liegenden Calas kommen hauptsächlich die weicheren Mergelschichten des Urgons und des Miozäns vor.

Trias ist in dem hier beschriebenen Gebiet nicht nachgewiesen, wohl aber der Ober-Jura, der an einem Hügel südlich des Puerto de San Miguel auftaucht. Der nördliche Teil des Weges, der San Miguel mit dem gleichnamigen Puerto verbindet und der dem Tal von San Miguel folgt, verläuft über etwa 750 m durch Ober-Jurakalke, die hier schön aufgeschlossen sind. Es zeigt sich, daß der ganze westlich des Tales gelegene Hügel von ihnen aufgebaut ist. Im Süden haben sie bei O-W-Streichen allgemeines S-Fallen und werden westlich des Weges normal von den Grenzschichten Jura-Urgon, in welche sie allmählich übergehen, überlagert. Dieses Urgon ist nur in einem schmalen Band vorhanden oder stellenweise ausgequetscht, wie östlich des Weges auf etwa 1100 m vom Puerto de San Miguel zu beobachten ist. Man sieht hier das Miozän, das konglomeratisch ausgebildet ist, auf N 150° O-streichenden und 30° O-fallenden Ober-Jurakalken ruhen, was uns veranlaßt, den hier bestehenden Bruch nicht als steile Verwerfung, sondern eher als flache, sei es nur ziemlich lokale Überschiebung aufzufassen. Auch das Tal von San Miguel entlang muß diese Dislokation vorhanden sein, weil zwischen den im Westabhang vorkommenden O-W-streichenden Ober-Jurakalken und den den ganzen Ostab-

hang bildenden Miozänergeln nur ein schmaler Streifen Urgon auftritt, der im Talboden stellenweise aufgeschlossen ist. Es ist möglich, daß die Störung hier den Charakter einer mehr steilstehenden Verwerfung hat.

Unweit des Puerto de San Miguel hat das allgemeine S-Fallen sich in N-Fallen geändert; der Oberjura taucht unter die Grenzschichten Jura-Urgon ein. Die letzteren werden ihrerseits von einem Niveau Urgonmergel, in welchem wir *Pliotaxaster ?collegnoi* SISM. sammelten, überlagert. Hierauf liegen Konglomerate, die nur auf sehr kleiner Oberfläche aufbewahrt sind und die die größte Ähnlichkeit mit miozänen Konglomeraten zeigen, weshalb wir sie auch zum Miozän gerechnet haben. An dieser Stelle ist das Urgon also bis auf ein dünnes Paket Mergel und Mergelkalke reduziert. Weil es noch unsicher ist, wie die Beziehungen dieser Mergel und Mergelkalke zu den ringsum an dem Puerto de San Miguel vorkommenden Urgonkalken sind, ist es einerseits möglich, daß es sich hier um eine tektonische Störung handelt, wobei der größte Teil des Urgons ausgequetscht wäre. Andererseits könnte das Urgon in diesem dünnen Mergelpaket vollständig entwickelt sein. In Verbindung mit der obengenannten Störung entlang dem Tale von San Miguel, und mit der großen Dicke des Urgons in der Nähe, ist erstere Möglichkeit wohl die nahestliegende.

Die Urgonkalke zeigen am Puerto de San Miguel bei O-W-Streichen wieder allgemeines S-Fallen, womit sie am östlichen Abhang des Puerto unter das konglomeratische Miozän eintauchen. Die Echinidenmergel fehlen hier.

An der Westseite des Juravorkommens besteht immer ein ganz normaler, allmählicher Übergang in die ihm aufliegenden oolithischen Urgonkalke, die eine Einschaltung von grauen Echiniden-Mergel zeigen. Wir haben nicht feststellen können, ob diese Mergel zu demselben Niveau gehören wie diejenigen, die gerade südlich vom Puerto de San Miguel zutage treten. Auch an der Nordwestseite des Puig Pelat, der selbst ganz aus harten Urgonkalken besteht, ist in diesen Kalken ein Niveau Mergel mit braunen, härteren Mergelkalkbänkchen eingeschaltet. Die Mergel enthalten u. a.:

Plicatula placunea LMK.
Ostrea sp.

Neohibolites semicanaliculatus Bl.
Pliotaxaster collegnoi SISM.

Nach FALLOT würde in diesem Gebiet nördlich von San Miguel auch noch das Ober-Hauterivien in Urgonfazies vertreten sein (30, S. 138). Wir haben auf Grund unserer spärlichen Fossilienfunde dieses nicht bestätigen können.

Das Miozän am Nordabhang des Puig de Hort de Alunt lagert unten an der Küste bei La Caleta dem Urgon auf, das in seinen höchsten Schichten als Orbitolinen-Mergel mit Echiniden ausgebildet ist. Die Echiniden, die wir sammelten, waren jedoch unbestimmbar. Unter diesen Mergeln liegen zoogene Urgonkalke mit *Ostrea* sp. Das Mergelniveau können wir in westlicher Richtung verfolgen. Auch in einem Teile der Küstenwand der Ensenada de Eubarca ist es wieder aufgeschlossen. Wir sammelten hier einige Belemniten, die ein eventuelles Miozäneralter der Mergel jedenfalls ausschließen. Das Tertiär, das bei La Caleta dem Urgon auflagert, ist an der ganzen Küstenwand schön angeschnitten. Zuunterst liegt ein 50 m mächtiges Niveau ziemlich lockerer Konglomerate, dann folgt ein dickes Paket weißer Mergel mit eingeschalteten Kalksandsteinbänkchen (120 m). Die ganze Schichtenfolge streicht N60—70°O und fällt etwa 35° SO. Das Miozän wird hier nicht wie südlich des Puig Pelat direkt von den Triasgesteinen der Cirer-Reyserie überlagert, sondern ist davon noch durch ein schmales Band zoogener Urgonkalke getrennt, die wir als die Reste des inversen Flügels einer von der Cirer-Reyschuppe überschobenen und deswegen zerbrochenen und nach Norden überkippten Synklinale auffassen. Es ist also auf die Dicke des unterliegenden Miozänergelpaketes deshalb kein besonderer stratigraphischer Wert zu legen, weil in den 120 m wenigstens ein Teil der zurückgefalteten Gesteine einbegriffen ist.

Die Gesteine in der Überschiebungszone sind im allgemeinen tektonisch stark beansprucht; sie zeigen oft kleinere lokale Störungen, die aber nicht im Detail wiedergegeben werden können.

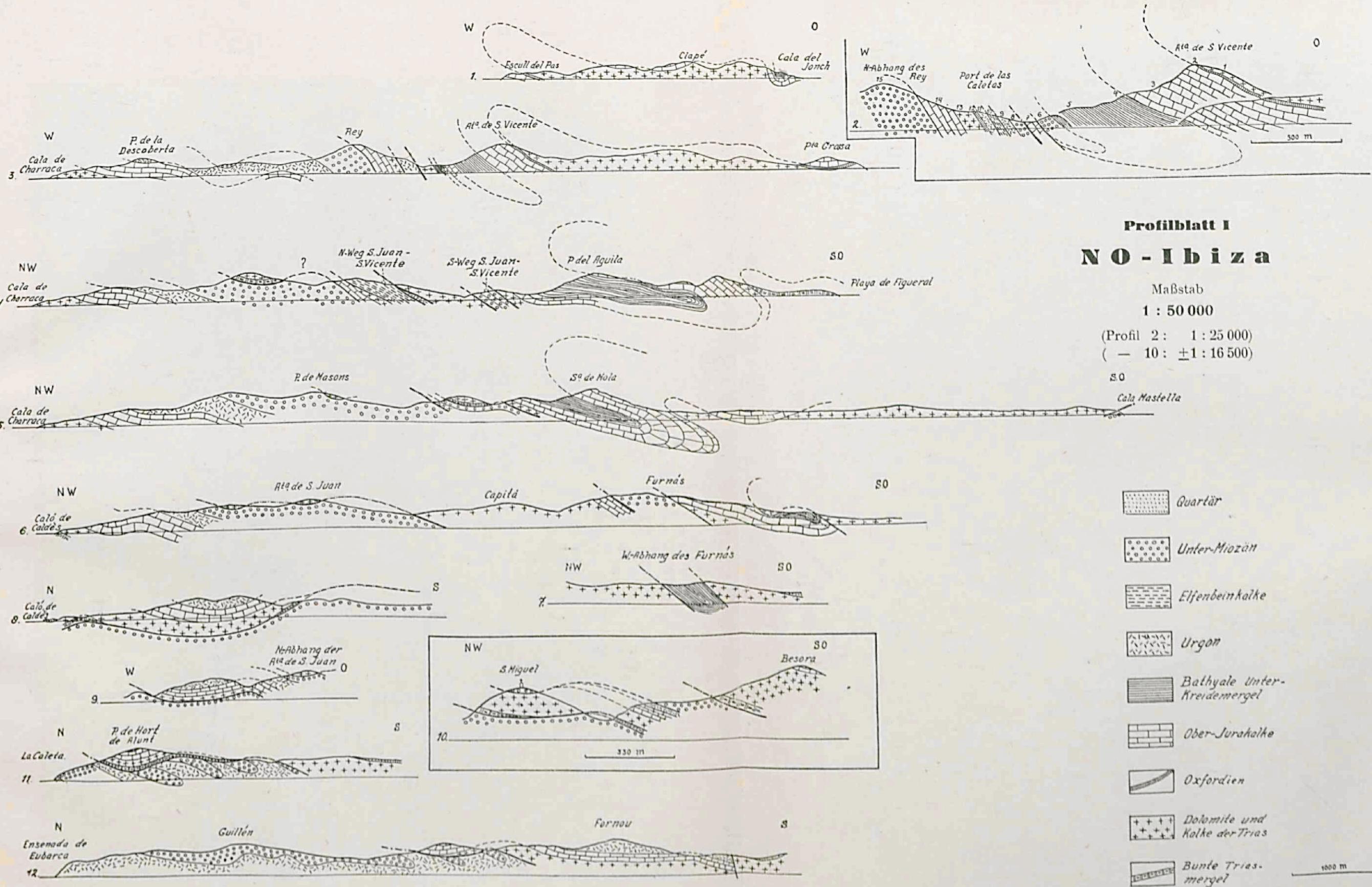
An der steilen Küstenwand der Ensenada de Eubarca sind im südlichsten Teil die Gesteine stark abgerutscht, wodurch der Zusammenhang nicht immer sehr deutlich ist. Doch haben wir dort, wo das Miozän die Küste erreicht, an einigen nicht in der Karte eingzeichneten Stellen eine inverse Lagerung von Konglomeraten unter Urgon und von Kalksandsteinen unter Konglomeraten beobachten können, worin wir Anzei-

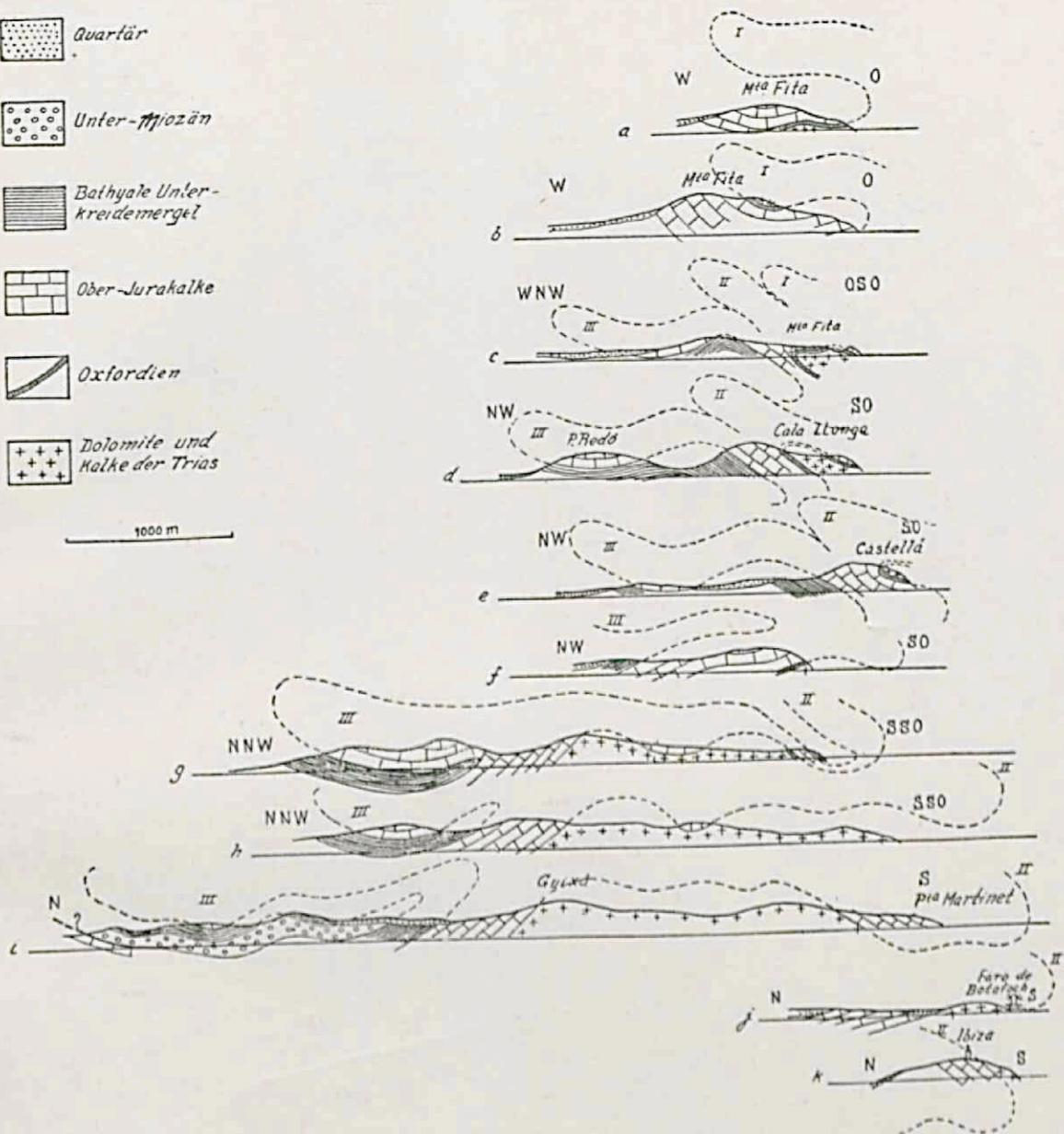
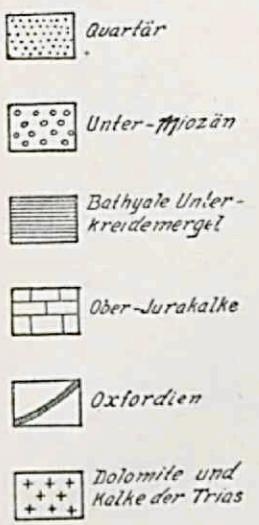
chen für eine lokale Einfaltung von Miozän in Urgon zu sehen haben. Im Zusammenhang mit dieser überkippten Synklinale haben wir die Eubarcagesteine, die südlich im Untergrunde unter der Cirer-Reyserie liegen, in den Profilen 11 und 12 auch mit derartigen nach Norden überkippten Synklinalen gezeichnet, wodurch die Abwechslung von Urgon und Miozän in dem südlich des Puig de Hort de Alunt der Küste parallel verlaufenden Tale sich leichter erklären lässt. Auch fanden wir 600 m in OSO-Richtung von San Mateo das Urgon auf dem Miozän liegen, während im übrigen wieder normale Aulagerung von Miozän auf Urgon besteht. Man könnte hierin eine Andeutung für eine ähnliche Überkippung sehen; dasselbe gilt vielleicht für eine kleine Komplikation am Nordfuße der Rotabella, südwestlich von San Mateo. Dagegen scheint das Miozän auf dem Guillén normal in kleinen Antiklinalen und Synklinalen und ganz ohne etwaige Überkippungen gefaltet zu sein, obgleich es wohl von Cirer-Reygesteinen bedeckt gewesen ist, weil am Nordfuße des Guillén noch Reste davon in Form sehr kleiner Vorkommen von bunten Mergeln vorhanden sind.

Obwohl wir in Bezug auf den Guillén in den Profilen 11 und 12 die überkippten Falten im Untergrunde vielleicht etwas zu flachliegend gezeichnet haben, ist die tatsächliche Überfaltung im Zusammenhang mit derjenigen, die wir an der Nordküste haben feststellen können, doch wohl am wahrscheinlichsten.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einleitung	3
Literaturverzeichnis	5
Historische Übersicht	9
Stratigraphie	11
Trias	11
Eruptiva der Trias	11
Einige Eruptivgesteine von Mallorca	16
Präparatenkollektion des Mineralogisch-Geologischen Institutes der Reichs-Universität in Utrecht	18
Jura	20
Kreide	21
Unter-Kreide in bathyaler Fazies	22
Unter-Kreide in zoogener Fazies (Urgon)	23
Elfenbeinkalke	24
Tertiär	26
Unter-Miozän	26
Ober-Miozän	26
Quartär	28
Tektonische Übersicht	28
Geologische Geschichte	31
Geologische und tektonische Detailbeschreibung von Ost-Ibiza	34
I. Die Ibizaschuppe in der Gegend von San Vicente	35
A. Das Gebiet zwischen Punta Grossa, Port de las Caletas und San Vicente (Punta Grossa, Clapé, Atalaya de San Vicente)	35
B. Das Gebiet südwestlich von San Vicente und südlich des Tales von San Vicente (Sierra de la Mola, Puig del Aguila, Puig de la Mar)	35
II. Die Ibizaschuppe in der Sierra de la Mala Costa (Furnás)	36
III. Die Sekundäraufschüppungen am Ostabhang des Puig Rey	38
IV. Die Triasklippen im Gebiet zwischen San Juan und San Vicente	39
V. Das Triasmassiv von San Carlos	40
A. Das Hügelgebiet im Binnenland (Puig Argentera, Puig Gros, Atalaya de San Carlos) .	41
B. Der Küstenstreifen von Puig de la Mar bis Punta Verde	41
C. Die Küste von Punta Verde bis Cala Boix und die Insel Tagomago	42
D. Die Küste von Cala Boix bis Punta Arabí	43
E. Die Iglesia Vella, östlich von Santa Eulalia	43
VI. Der Hügel von Santa Eulalia und die Hügelkette nördlich dieses Dorfes (Ribas, Puig Parella)	44
VII. Das Gebiet südlich von Santa Eulalia bis nach Castellá (Montaña Fita, Puig Redó, Castellá) .	45
VIII. Das Gebiet zwischen Montaña Fita—Castellá und dem Wege Ibiza—San Juan (km 1—km 7) .	46
A. Die Hügel südlich des sekundären Verbindungsweges Ibiza—Jesús—Santa Eulalia (Puig de Solivera, Guixá)	47
B. Die Hügel östlich und westlich von Can Bubí	47
C. Der Hügel west-südwestlich vom Puig Redó	48
IX. Die Atalaya de San Lorenzo und die Hügelkette südlich des Weges San Miguel—San Carlos (km 13—km 18)	48
X. Das Gebiet zwischen dem Wege Ibiza—Santa Gertrudis und San Rafael—Sierra de Fornou .	49





Profilblatt III S O - I b i z a

Maßstab:

1 : 50 000

STELLINGEN

I

Het Münchberger Gneissmassief moet als een dekbladrest beschouwd worden.

II

Het is VAUGHAN gelukt het ontstaan en den groei van ooliethen experimenteel aan te tonen.

III

Ten onrechte vat M. SCHMIDT „carñolas” op als een gidsgesteente voor de iberisch-balearische Boven-Trias.

IV

NOPSCA heeft niet voor alle groepen der Vertebrata een bevredigende verklaring kunnen geven voor het ontstaan van opisthocoelie en procoelie hunner wervels.

V

MACKE, DIECKMANN noch GISOLF hebben de genese der „lateritische” ijzerertsen in Z.O.-Borneo bevredigend kunnen verklaren.

VI

Ten onrechte meent DACQUÉ, dat de vorm van *Calceola sandalina* L. een gevolg is van haar orientatie ten opzichte van het substraat.

VII

In het west-mediterrane bekken krijgt de Triasfauna van Oost naar West (W. Sardinië, Menorca, Mora de Ebro) steeds duidelijker alpien karakter. WURM is er niet in geslaagd dit verschijnsel te verklaren.

VIII

In enkele gevallen moet aan de juistheid der door FALLOT aangenomen grens tusschen Boven-Trias en Lias op Mallorca getwijfeld worden.

GEOLOGISCHE KARTE

VON
IBIZA
(BALEAREN)

U. HAANSTRA UND ЕТЬМ SPIKE


IBIZA

IBIZA (BALEAREN)

U. HAANSTRA UND E. TYN SPIKE

MASS - STAB 1:50.000

5 km



A

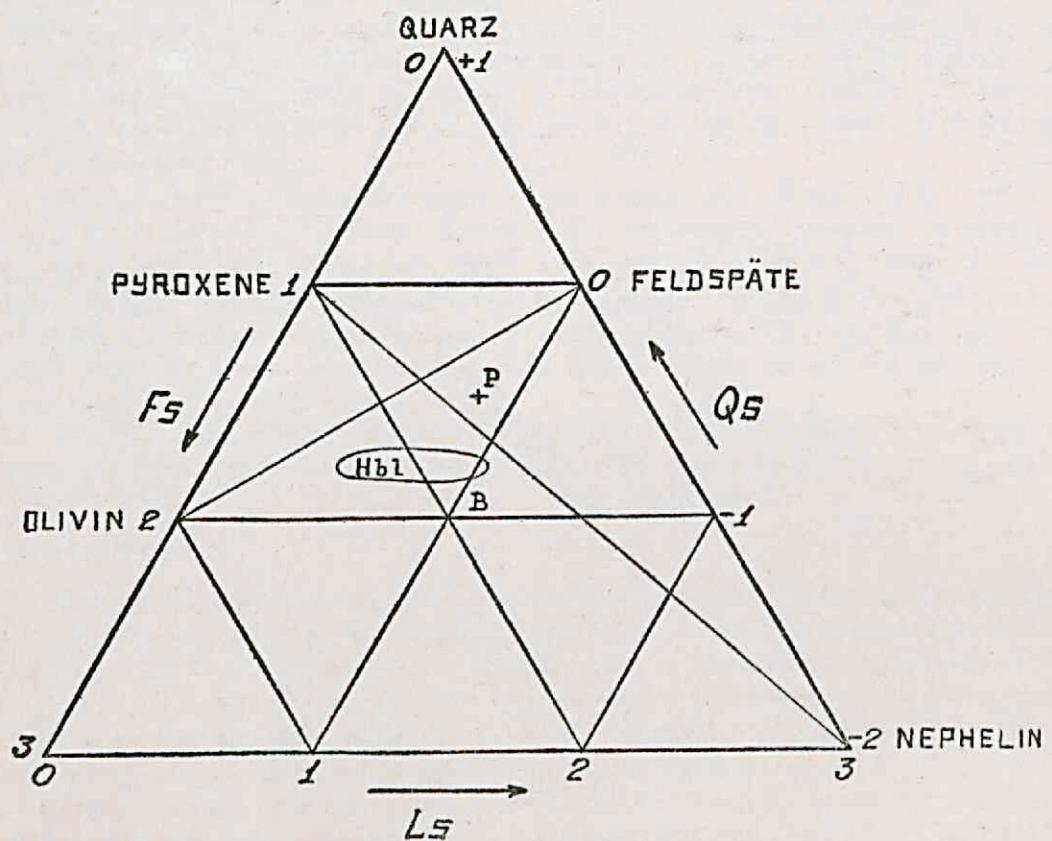


ABB. 1. Qs-Ls-Fs-DIAGRAMM

Hbl=Hornblende
B=Biotit
P=Projektion der Camptonite

**PRÄPARATENKOLLEKTION DES MINERALOGISCH-GEOLOGISCHEN
INSTITUTES DER REICHS-UNIVERSITÄT IN UTRECHT**

G E S T E I N E	F U N D O R T E	P R Ä P A R A T E (No.)	B E S C H R E I B U N G (Seite)
-----------------	-----------------	----------------------------	------------------------------------

E r u p t i v a d e r T r i a s

? M o n z o n i t

- | | | |
|---|----------|-------|
| 1. Küste nördlich der Cala des Pou des Lleó | D. 14314 | S. 16 |
|---|----------|-------|

C a m p t o n i t

- | | | |
|---------------------------------|----------|-------|
| 1. Mitte der Playa Figueral | D. 14315 | S. 18 |
| 2. Mitte der Playa Figueral | D. 14316 | S. 18 |
| 3. Nordseite der Playa Figueral | D. 14318 | S. 18 |
| 4. Tal von San Vicente | D. 14319 | S. 18 |

D i a b a s p o r p h y r i t (O p h i t)

- | | | |
|---|----------|-------|
| 1. 500 m östlich von San Carlos (O Ibiza) | D. 14346 | S. 18 |
|---|----------|-------|

Q u a r z d i a b a s (O p h i t)

- | | | |
|--|----------|-------|
| 1. Westfuß des Puig Argentera (O Ibiza) | D. 14344 | S. 18 |
| 2. Puig de Lluch, südöstlich von San Antonio (W Ibiza) | D. 14345 | S. 18 |

E i n i g e E r u p t i v g e s t e i n e v o n M a l l o r c a

D i a b a s p o r p h y r i t

- | | | |
|---------------------------|----------|-------|
| 1. Nördlich von Sóller | D. 14347 | S. 19 |
| 2. Westlich von Fornalutx | D. 14348 | S. 19 |

H y p e r s t h e n - e n t h a l t e n d e r D i a b a s p o r p h y r i t

a) Gesteine mit ausgesprochener porphyrischer Struktur:

- | | | |
|--------------------------|----------|-------|
| 1. Nördlich von Sóller | D. 14349 | S. 19 |
| 2. Östlich von Fornalutx | D. 14352 | S. 19 |
| 3. Südlich von Fornalutx | D. 14353 | S. 19 |
| 4. Am Wege Sóller—Deyá | D. 14350 | S. 19 |
| 5. Am Wege Sóller—Deyá | D. 14312 | S. 19 |
| 6. Südlich von Esporlas | D. 14354 | S. 19 |
| 7. Südlich von Esporlas | D. 14356 | S. 19 |

b) Gesteine mit ophitisch-porphyrischer Struktur:

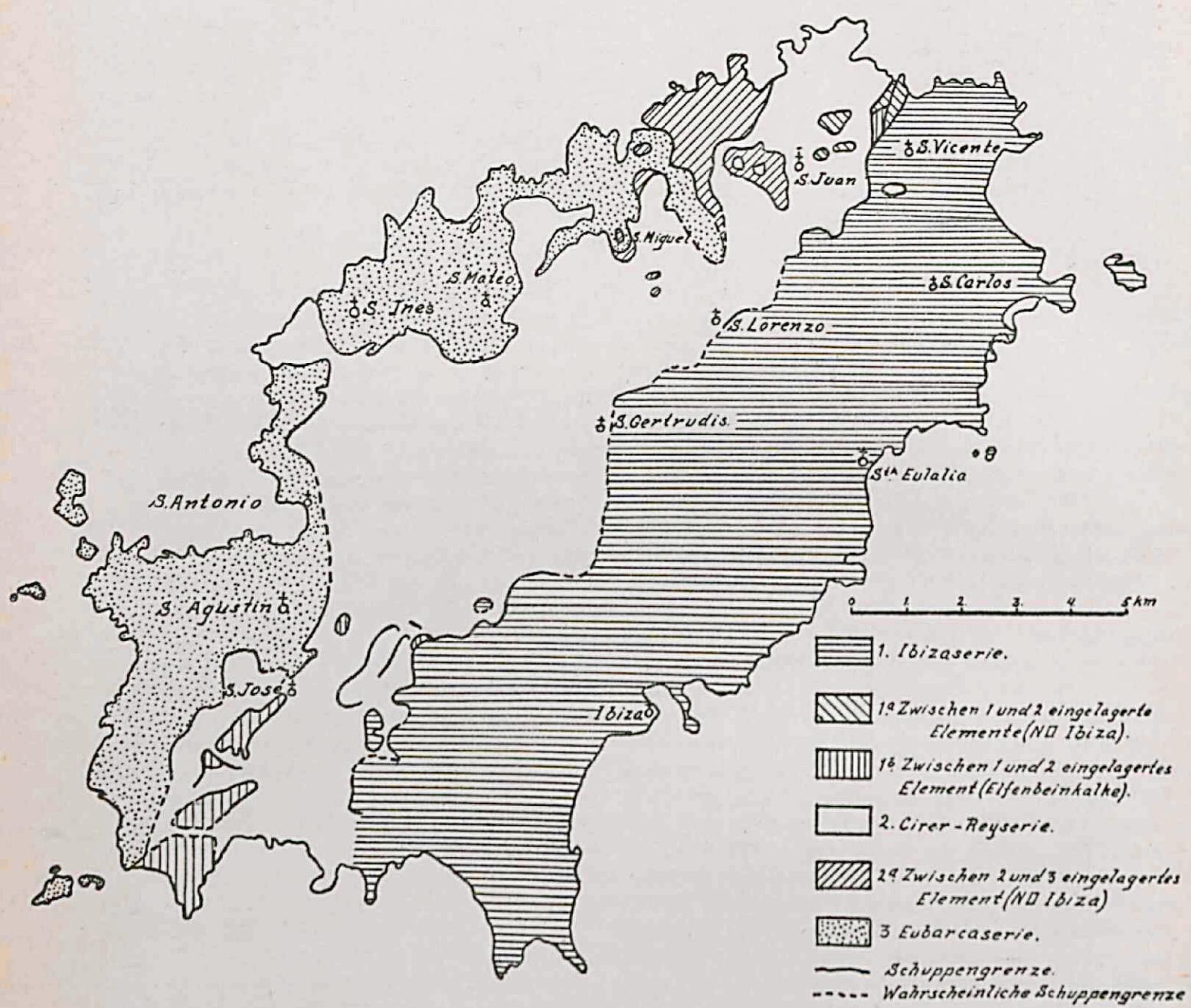
- | | | |
|--------------------------|----------|-------|
| 1. Nördlich von Sóller | D. 14311 | S. 19 |
| 2. Östlich von Fornalutx | D. 14313 | S. 19 |
| 3. Östlich von Esporlas | D. 14351 | S. 19 |
| 4. Westlich von Esporlas | D. 14355 | S. 19 |

H y p e r s t h e n - e n t h a l t e n d e r M a n d e l d i a b a s p o r p h y r i t

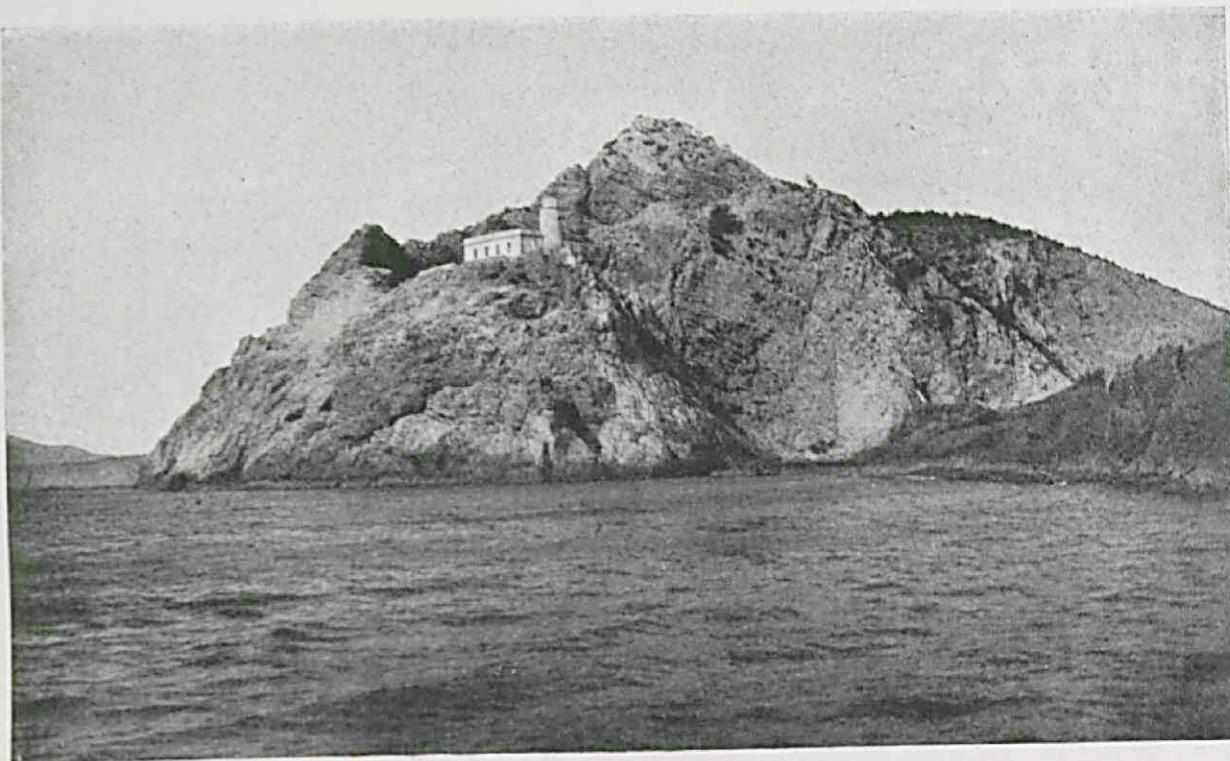
- | | | |
|--------------------------|----------|-------|
| 1. Östlich von Fornalutx | D. 14309 | S. 19 |
|--------------------------|----------|-------|

G r o b e r , v u l k a n i s c h e r T u f f

- | | | |
|--------------------------|----------|-------|
| 1. Östlich von Fornalutx | D. 14310 | S. 20 |
|--------------------------|----------|-------|



Tektonische Übersichtskarte von Ibiza



Nach einer käuflichen Photographie

Talleres Gráficos Hostench - Barcelona

ABB. 1. BLICK AUF PUNTA GROSSA

Der Leuchtturm steht auf Triasdolomit. Im Hintergrund sieht man NW-fallende, dünn geschichtete Ober-Jurakalke