

## Werk

**Titel:** I. Der Bau des alpinen Gebirges.

**Autor:** Pilger, Andreas

**Jahr:** 1939

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1939\\_0019|log8](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1939_0019|log8)

## Kontakt/Contact

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

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

## I. Der Bau des alpinen Gebirges.

### A. Die Gliederung der alpinen Decken.

Wie schon R. STAUB (1928) betont hat, lassen sich im alpinen Gebirge Korsikas zwei größere Deckeneinheiten unterscheiden (s. Abb. 1):

1. Die untere Decke, nämlich die Decke der Schistes lustrés, die metamorphes Mesozoikum mit Radiolariten und Grünen Gesteinen umfaßt,
2. die obere Decke, die aus vormesozoischem Kristallin und nichtmetamorphem Mesozoikum und Eozän besteht.

#### 1. Die tiefere, metamorphe Decke.

Der größte Teil Ostkorsikas wird von metamorphen Schiefen und mit ihnen verknüpften Grünen Gesteinen und Radiolariten aufgebaut. Es sind die sogenannten Schistes lustrés. Sie sind auf den Granit der Tenda und des Korsischen Massivs mit seinen Sedimenten überschoben worden (s. Tafel 1 u. 7). Das Alter dieser Serie ergibt sich aus Radiolarien, die P. TERMIER (1928) in Radiolariten fand und als jurassisch bestimmte. Da auch in höheren Deckeneinheiten Grüne Gesteine zusammen mit Kalken und Kalkschiefern mit *Calpionella alpina* LOR. und roten Radiolariten zusammen vorkommen, hat diese Deutung viel Wahrscheinlichkeit für sich.

##### a) Die Sedimente und ihre Metamorphose.

Die Serie der Schistes lustrés besteht im wesentlichen aus Tonschiefern, denen vor allem im oberen Teil viel Kalkschiefer eingeschaltet sind. Sie gehen in geschlossene Kalke über. Diese Gesteine sind heute metamorph: die Tonschiefer sind zu Phylliten geworden, die Kalkschiefer zu Kalkphylliten, die reinen Kalke zu gebänderten und durchgescherten Marmoren. Im tiefsten erschlossenen Teil (z. B. westlich von Bastia und bei Matra) zeigen die Phyllite sogar Anklänge an Glimmerschiefer.

Zwischen den Schiefen und den Grünen Gesteinen finden sich oft rote und grüne Radiolarite, die bis zu 30 m mächtig werden

(Ponte Leccia, Insecca bei Ghisoni, Aiti, westlich von Poggio di Nazza usw.).



Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte von Ostkorsika nach den Untersuchungen von P. TERMIER, E. MAURY, R. STAUB und eigenen Beobachtungen.

Die Klippen der oberen Decke sind punktiert, die Decke der Schistes lustrés ist schraffiert. Das Korsische Granitmassiv und seine autochthone Bedeckung sind weiß gelassen.

## b) Die basischen Eruptiva und ihre Metamorphose.

Weit verbreitet sind in den Schistes lustrés Grüne Gesteine als Ergüsse und Intrusionen. Vielfach erscheinen Diabasporphyrite und grobkörnige Diabase, die alle Übergänge zu Gabbros zeigen. Dichte Varietäten der Diabase dürften extrusiv sein, umso mehr, da sie in der Insecca östlich von Ghisoni, bei Altiani und an der Straße 5 km nördlich von Corté mit Tuffen verknüpft sind und oft in engem Verband mit Radiolariten vorkommen. Dort, wo die Grünen Gesteine noch verhältnismäßig unverändert sind, handelt es sich um normale Augitdiabase bzw. Gabbros.

Die Mächtigkeit der Grünen Gesteine ist recht erheblich. Bei Altiani ist eine Folge von Diabasen und Tuffen mehr als 500 m mächtig. Ähnlich mächtige Folgen finden sich in der Insecca bei Ghisoni und bei Ponte Leccia.

Neben den Diabasen sind große Massen von Serpentin und Peridotit verbreitet. Sie bilden mächtige Linsen in den Schistes lustrés. Auch diese Serpentine erreichen Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. Die Hauptmasse liegt im höchsten Teil der Schistes lustrés, doch treten in allen Teilen der Glanzschiefer-Serie Serpentine auf, und zwar meist zusammen mit Diabasen und Gabbros.

Wie die Phyllite und Kalkschiefer, so zeigen auch die Grünen Gesteine eine charakteristische Metamorphose. Die Gabbros sind im höheren Teil der Schistes lustrés zum großen Teil verschiefert unter Bildung von Mörtelstrukturen; es herrscht hier die rein mechanische Verformung vor. In tieferen Lagen beobachtet man daneben auch zahlreiche Mineralneubildungen namentlich von Chlorit, Strahlstein, Albit und Epidot. Es erscheinen hier auch Grünschiefer und Aktinolithschiefer, deren gabbroides Ausgangsmaterial häufig nicht mehr sicher nachgewiesen werden kann<sup>2)</sup>.

Ebenso wie die Gabbros sind auch die Diabase im oberen Teil der Schistes lustrés nur verhältnismäßig wenig metamorph. Die massige Textur ist noch größtenteils erhalten, Mineralneubildungen treten nur untergeordnet auf: man beobachtet sekundären Albit, Chlorit, Epidot, Pumpellyit<sup>3)</sup> u. a. Ein Diabastuff aus der Insecca bei Ghisoni, der ursprünglich größtenteils aus Glasmaterial bestand, ist ebenfalls vorwiegend in Pumpellyit und Epidot umgewandelt. Glas ist noch in größeren Splittern erhalten, die in ihrem Kern häufig schön ausgebildete Pumpellyitkristalle

2) Ein Teil der Grünschiefer könnte wohl auch sedimentären Ursprungs sein.

3) Ein dunkelblaugrünes Kalktonerdesilikat.

enthalten. Daneben beobachtet man auch etwas Chlorit, Albit und Quarz.

Die Diabase zeigen in etwas tieferen Stockwerken schon stärkere Ummineralisation (wie z. B. bei Tox und Vezzani). Die Plagioklase sind weitgehend entkalkt und zu Albit geworden. Aus der *An*-Komponente hat sich reichlich Epidot, gelegentlich auch etwas Kalkspat neugebildet. Daneben ist Serizit sehr verbreitet. Die Augite zeigen neben geringer Chloritisierung eine Umwandlung in Glaukophan. Gelegentlich sind inmitten von Glaukophan-kristallen noch Augitrelikte erhalten; sie sind mit dem Glaukophan parallel verwachsen. Gesteine dieses Stockwerks weisen in Struktur und Textur häufig noch typischen Diabascharakter auf. Mit der Zunahme des Glaukophangehaltes erfolgt aber ein ziemlich plötzlicher Farbumschlag der Diabase von grün in stahlblau.

Mit weiter wachsendem Glaukophangehalt entstehen Gesteine, welche als Glaukophandiabase bezeichnet werden können; auch porphyritische Varietäten kommen hier vor. Man beobachtet solche Gesteine bei Vezzani, Matra, Pietra und Cervione u. a. o. Die Augite sind völlig durch Glaukophan ersetzt. Die ursprünglichen Plagioklase sind ebenfalls ziemlich vollständig umgewandelt; nur wenig Albit ist noch an ihrer Stelle nachzuweisen. An Stelle der *An*-Komponente ist Lawsonit getreten, während Epidot mehr und mehr zurücktritt. Der Lawsonit bildet Aggregate von kleinen rechteckigen Tafeln, welche in ehemaligen Diabasporphyriten die Form der Plagioklaseinsprenglinge noch deutlich erkennen lassen. Auch bei diesen Glaukophangesteinen ist die alte Diabasstruktur gelegentlich noch erhalten. Doch stellt sich häufig auch schon eine stärkere Verschieferung ein, wohl begünstigt durch die Fähigkeit des Glaukophans, sich leicht einzuregeln.

Solche verschieferten Glaukophandiabase leiten über zu ausgeprägten Glaukophanschiefern, die alle Anklänge an ihr diabasisches Ausgangsmaterial verloren haben. Man findet solche Glaukophanschiefer westlich von Bastia, in der Insecca südwestlich von Biguglia und bei Matra. Ein solcher Schiefer von Matra besteht fast ausschließlich aus einem eingeregeltten Gemenge von kleinen Glaukophannadeln und Lawsonittafeln; daneben ist noch etwas Kalkspat und Serizit vorhanden. Chlorit und Epidot treten deutlich zurück. In ursprünglichen Diabasporphyriten wurden die ehemaligen Feldspateinsprenglinge, die jetzt restlos durch Lawsonit ersetzt sind, zu flachen Linsen ausgewalzt.

3 km südwestlich von Bastia treten in einem Steinbruch an der Straße nach St. Florent in den Glaukophanschiefern 1—2 Dezi-

meter mächtige Gänge auf, die fast ausschließlich von feinkristal-  
linem Lawsonit ausgefüllt sind.

Es sei darauf hingewiesen, daß nicht alle glaukophanhaltigen  
Gesteine eruptiven Ursprungs sind; denn Glaukophan tritt unter-  
geordnet auch in Phylliten und Kalkschiefern auf, besonders in  
der Nähe von Glaukophandiabasen, wo bei der Metamorphose ein  
gewisser Stoffaustausch stattgefunden haben mag. So stellt sich  
bei Matra ein glaukophanführender Glimmerschiefer ein, der sedi-  
mentären Ursprungs sein dürfte.

c) Die Dislokationen in der Serie der Schistes lustrés.

Wie die chemischen Umsetzungen und damit die Mineralneu-  
bildungen in den einzelnen tektonischen Stockwerken voneinander  
abweichen, so sind auch die mechanischen Verformungen innerhalb  
der Schistes lustrés verschieden. Im oberen Teil treten in erster  
Linie Brüche, Überschiebungen und vor allem Abscherungen auf.  
Besonders die Serpentinmassen sind mit starken Ruschelzonen  
gegen ihr Nebengestein begrenzt<sup>4)</sup>.

In tieferen tektonischen Stockwerken ist die Tektonik „fließen-  
der“: die Kalke der Schistes lustrés sind kleintektonisch intensiv  
gefältelt, so z. B. bei Barbaggio, im Steinbruch am Col de Teghime  
und an der Straße Oletta-Col de Teghime. Ein Glaukophan-Granat-  
Albit-Schiefer aus der Insecca bei Biguglia ist ebenfalls schon ma-  
kroskopisch deutlich isoklinal gefältelt. U. d. M. sieht man in den  
Falten zahlreiche zerbrochene und verbogene Kristalle von Glau-  
kophan, Albit, Epidot und Quarz. Ein ähnliches Bild zeigen  
Glaukophandiabase bei Cervione und Tox.

Im großen wiederholt sich diese tektonische Fließbewegung.  
Ein eindrucksvolles Bild gewähren die Westabhänge des Mt. Secco  
(1 km westlich vom Col de Teghime). Die Kalke der Schistes  
lustrés sind hier in weit ausholende liegende Isoklinalfalten gelegt.  
Die Phyllite zeigen ebensolche Faltenbilder. Besonders deutlich  
ist eine derartige Isoklinalfaltung in den Glaukophanschiefern  
3,5 km südwestlich von Bastia an der Straßenkurve zu beobachten.

**Zusammenfassung.**

Die Decke der Schistes lustrés besteht aus einer einheitlichen  
Folge von Phylliten und Kalkphylliten, welche sich oben zu ge-

4) Da die Serpentinmassen oft abgeschert sind und sie ihre Hauptverbreitung  
im obersten Teil der Schistes lustrés haben, glaubte R. STAUB, die Serpentine für  
eine eigene Teildecke halten zu müssen. Die Serpentine hängen jedoch oft mit  
Diabasen zusammen und treten auch in tieferen Teilen der Schistes lustrés auf.

schlossenen Marmorserien zusammenschließen. Grüne Gesteine (Diabase mit Tuffen, Gabbros und Serpentine) sind den Schistes lustrés häufig eingeschaltet. Zwischen Schiefen und Grünen Gesteinen finden sich oft Radiolarite. Durch starke Isoklinalfaltung sind die Gesteine tektonisch zu großer Mächtigkeit angehäuft.

Die Serie der Schistes lustrés zeigt, soweit sie in Korsika aufgeschlossen ist, den Charakter der obersten Tiefenstufe. Dabei ist eine Zunahme der Metamorphose von oben nach unten zu beobachten<sup>5)</sup>. Diabase sind durch alle Übergänge mit ausgeprägten Glaukophanschiefern verbunden. Die Phyllite zeigen im tiefsten Teil der Serie schon Anklänge an Glimmerschiefer.

## 2. Die jungen Granite

(s. Tafel 5).

Westlich von Bastia und bei Centuri an der Nordspitze Korsikas finden sich inmitten der Schistes lustrés Granite, die bisher recht verschieden gedeutet wurden. E. MAURY (1908) hielt die Granite von Oletta für ein Fenster in der Decke der Schistes lustrés, R. STAUB (1928), L. KOBER (1927) und W. VON SEIDLITZ (1931) deuteten den Granit als Schuppe an der Basis der Schistes lustrés, entsprechend der Granitschuppe von Savona in Ligurien.

Verbreitung der Granite.

Südlich von Oletta ist der Granit in einer Höhe von etwa 300 bis 350 m aufgeschlossen. Doch nimmt die Mächtigkeit des Granites bald ab. Seine Ausläufer lassen sich bis in die Insecca südwestlich von Biguglia verfolgen. Nach Westen sinkt der Granit unter die Klippe von St. Florent, um an deren Westseite wieder hervorzutauchen. Am Osthang der Tenda ist der Granit der Schistes lustrés auf den autochthonen variszischen Granit überschoben worden (s. Abb. 2). Beide Granite sind an dieser Stelle beim Deckenschub derart verschiefert, daß manchmal eine scharfe Grenze zwischen ihnen nicht zu ziehen ist. Daß es sich hier an der Westseite des Golfes von St. Florent ebenfalls um den Granit der Schistes lustrés-Decke handelt, beweisen die zahlreichen gra-

5) E. MAURY gibt eine Zunahme der Metamorphose von Westen nach Osten und von Süden nach Norden an. Tatsächlich finden sich am Rande des Granitmassivs nur schwach metamorphe Schiefer und Diabase. Das hängt aber damit zusammen, daß nur höhere Teile der Schistes lustrés auf das autochthone Massiv überschoben sind. Die tieferen, höher metamorphen Schiefer und Glaukophangesteine treten erst weiter östlich auf, überlagert von den weniger metamorphen Gesteinen.

nitischen Lagergänge, die die Glaukophanschiefer und Kalkphyllite durchschwärmen (s. u.).

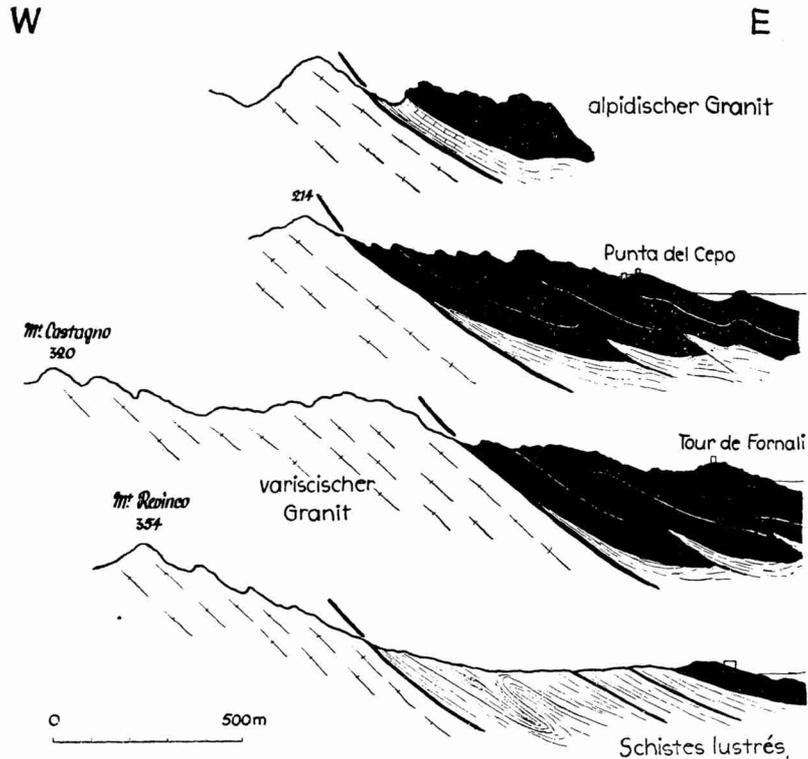


Abb. 2. Der alpidische Granit ist mit den Schistes lustrés auf den variszischen Granit der Tenda überschoben worden (vgl. auch Profile 14—17 auf Tafel 2).

Seine größte Mächtigkeit erreicht der Granit an der Serra di Pigno, wo er als etwa 400 m mächtige Platte in die Luft ausstreicht und die Steilhänge nach Bastia hin bildet. Nach Osten und Norden keilt er rasch aus. Geringmächtige Granitlinsen lassen sich bis Bastia verfolgen. Etwa 2 km nördlich der Serra di Pigno verschwindet der Granit als nur noch 10 m mächtige Platte unter Serpentin.

#### Zusammensetzung des Granits.

Der Granit sei zunächst in einigen Dünnschliffen betrachtet. Im Innern des Granites tritt bei Oletta neben Quarz und Muskowit vorwiegend Orthoklas auf (neben häufigem Albit).

Eine etwas abweichende Zusammensetzung beobachtete ich in einer Probe von Centuri. Dieser Schliff bestand etwa zur Hälfte

aus Oligoklas-Albit mit etwa 6% *An* (Auslöschungsschiefe für  $n\alpha$  senkrecht  $MP - 14^\circ$ ), der Rest ist Quarz. Zum Nebengestein hin stellen sich Nadeln von grüner Hornblende ein. Dieses Gestein weist durch das starke Hervortreten des Oligoklas-Albites Anklänge an Quarzdiorite auf, zumal der Oligoklas-Albit immer deutliche Zwillingslamellierung zeigt.

In den Außenzonen des Granites tritt der Orthoklas stark zurück. Hier erwies sich der Feldspat fast ausschließlich als Albit. Dieser zeigt nur selten Zwillingslamellierung.

Der Granit ist tektonisch stark beansprucht. Feldspat- und Quarzkristalle sind lang ausgeschwänzt, oft bis auf 10 cm. Die Feldspate sind häufig gebogen, der Quarz löscht stets undulös aus. Feinblättrige Glimmerlagen durchziehen das Gestein. Oft sind die Kristalle auch zu einem Mörtel von Quarz und Feldspat zerrieben. In einigen Schlifften beobachtet man Pflasterstrukturen, die eine gewisse Neukristallisierung und Verheilung des zerbrochenen Gesteins zeigen. — Alle Kristalle sind, auch wenn sie zerstört wurden, eingeregelt. Einzelne Orthoklase liegen quer zur Schieferung; sie sind deutlich gewälzt. Andere sind korrodiert. Das mikroskopische Bild ergibt also, daß nach einer Einregelung der Kristalle eine teilweise Zerstörung und Mylonitisierung erfolgte.

#### Geologisches Auftreten.

Dem mikroskopischen Befunde entspricht das große tektonische Bild des Granites. Er stellt eine weit ausgedehnte flache Linse dar. Dabei zeigen die klaren Aufschlüsse, daß der Granit im Verband der Schistes lustrés liegt. Eine Wurzel ist nicht zu beobachten.

Die Granitlinse hat innerhalb der Schistes lustrés insofern eine charakteristische Lage, als unter ihr meist Glaukophanschiefer und Phyllite, über ihr Kalkschiefer und Marmore auftreten. Doch durchschwärmen Lagergänge und -apophysen des Granites auch die liegenden Glaukophanschiefer, ebenso wie einzelne granitische Abkömmlinge bis in die höchsten Marmore der Schistes lustrés aufsteigen.

Der Granit kann also keinem Fenster in der Decke der Schistes lustrés angehören. Er muß vielmehr mit den Schistes lustrés verfrachtet sein.

#### „Kontaktzone.“

Es sei weiter die Übergangszone zwischen Granit und den Schistes lustrés betrachtet. Ein scharfer Übergang ist nicht fest-

zulegen. Vom Granit zum Nebengestein nimmt der Feldspat (meist Albit) langsam ab, zugleich stellen sich Glaukophan, Epidot und Lawsonit ein. Albit erscheint in dem für die Schistes lustrés charakteristischen Prozentgehalt. Diese „Übergangsgesteine“ sind oft nur wenige Meter mächtig, oft ist der Einfluß des Granites aber noch auf 100 m und mehr zu spüren.

Es fehlen also ausgesprochene Störungen am „Kontakt“. Es ist keine tektonische Trennungsfläche zwischen Granit und Nebengestein vorhanden. Darum ist die Annahme, der Granit sei eingeschuppt, sehr unwahrscheinlich. Vielmehr dürfte der Granit in die Schistes lustrés intrudiert — also jünger als die Schistes lustrés sein.

Diese Vermutung wird besonders nahegelegt durch die zahlreichen Granit-Injektionen und -Apophysen, die das Nebengestein durchtrüern. Sie sind stark sauer und bestehen vorwiegend aus Quarz und Albit. Glimmer ist selten. — Solche injizierten Schiefer finden sich z. B. an der Straße bei der Ortschaft Barbaggio, an der Straße vom Col de Teghime nach Oletta, am Col de Teghime und an zahlreichen anderen Stellen. — Die Granitlinse keilt auch nicht plötzlich aus, sondern allmählich: wo der Granit aufhört, geschlossene Massen zu bilden, ist er noch vielfach in Form von Adern in den injizierten Schiefen anzutreffen. Dies ist besonders deutlich an der Ostseite des Granites. Der Granit selbst endet hier schon etwa an der Linie Cardo-Furiani, doch sind bis zur Küste hin Granitinjektionen im Nebengestein zu verfolgen (besonders deutlich in der Stadt Bastia und am Hafen). Ebenso zerfasert sich der Granit nach Süden in viele dünne Lagergänge. Alle diese granitischen Gesteine liegen konkordant im Verband der Schistes lustrés und zeigen keine tektonischen Kontakte.

#### Einschlüsse.

Der Granit enthält zahlreiche Einschlüsse. Diese erreichen oft einen Durchmesser von mehr als 50 m und gehen herunter bis auf mikroskopische Linsen. Zum größten Teil bestehen diese bald scharf, bald minder scharf begrenzten Einschlüsse aus Glaukophanschiefern. Die Mineralien der Einschlüsse sind wie die des Granites selbst ebenfalls eingeregelt. Eine Beeinflussung durch den Granit war bislang nicht festzustellen. Der Feldspat ist Albit. — In einzelnen Dünnschliffen wurde eine porphyroblastische Struktur des Albites beobachtet. Als Einschlüsse im Albit erscheinen zahlreiche — eingeregelt — Kristalle von Glaukophan, Sericit und Lawsonit.

Betrachten wir noch einmal zusammenfassend den allmählichen petrographischen Übergang vom Granit zu den Schistes lustrés, das Fehlen ausgesprochener Ruschelzonen am „Kontakt“, die zahlreichen Adern und Apophysen, die der Granit in das Nebengestein schiebt und schließlich auch die vielen oft nebulitischen Einschlüsse, so ist an der Intrusion des Granites in die Schistes lustrés kaum mehr zu zweifeln.

Fehlen eines deutlichen Kontakthofes.

Es erhebt sich nun die Frage, ob und wie der Granit das Nebengestein verändert hat. Typische Kontaktminerale, wie man sie andernorts von Granitkontakten kennt, sucht man hier im Nebengestein vergebens. Der einzige wesentliche Einfluß könnte in der Zufuhr von Feldspatsubstanz bestehen. In der Nähe des Granites ist Albit angereichert, der mit wachsender Entfernung abnimmt. Doch findet man Albit ja oft angereichert in der Epizone; er braucht nicht vom Granit zu stammen. Auch im Bereich der zahlreichen Lagergänge finden sich keinerlei Kontaktminerale. Ebenso wurden die Minerale der Grünschiefer und Glaukophanschiefer bei der Injektion wenig oder gar nicht beeinflußt.

Aus alledem geht hervor, daß der Granit kaum zur Erhöhung der Metamorphose im Nebengestein beigetragen hat. Und das erscheint auch wenig verwunderlich, wenn man seine geringe Mächtigkeit — an der mächtigsten Stelle 400 m — betrachtet. Dazu kommt seine Lage im Schichtverband der Schistes lustrés. Er ist nämlich in ihre höheren Teile intrudiert, ja er dringt sogar bis in die obersten wenig metamorphen Kalkschiefer und Kalke der Schistes lustrés hinein. Da auch die oberen Decken nur eine Gesamtmächtigkeit von einigen hundert Metern erreichen dürften, ist also der Granit in einem tektonisch sehr hohen Stockwerk erstarrt. Daher ist es durchaus möglich, daß sich Albit und Sericit, aus denen der Granit neben Quarz und Orthoklas (in den mittleren Zonen) vorwiegend zusammengesetzt ist, primär gebildet haben. Sie brauchen nicht erst durch eine epizonale, tektonische Überprägung entstanden zu sein. Der Granit hätte sich also bei seiner Intrusion dem Mineralbestand des Nebengesteins mehr oder weniger angepaßt. Doch ist eine solche Annahme gerade in diesem Falle schwer zu beweisen, da die starke tektonische Beanspruchung eine genaue petrographische Erkennung der primären Verhältnisse erschwert bzw. unmöglich gemacht hat. Albit ist ja auch gerade für die Randzonen stark gestörter saurerer Intrusivkörper charakteristisch.

Auf jeden Fall vermochte der Granit bei seiner relativ geringen Masse nicht dem Nebengestein das Gepräge einer tieferen Zone zu verleihen.

#### Alter der Intrusion.

Das linsenartige Auftreten des Granites, der von seiner Wurzel abgequetscht zu sein scheint, macht eine Intrusion nach dem Deckenschub unwahrscheinlich. Die Intrusion scheint vielmehr vor oder während der Hauptfaltung erfolgt zu sein. Betrachten wir daraufhin noch einmal das tektonische Bild des Granites. Er stellt eine lang ausgewalzte Linse dar, die immer genau dem Schichtverband der Schistes lustrés folgt. Er liegt im höheren Teil der Schistes lustrés und ist dabei durch und durch verschiefert. Die Kristalle sind zwar zum großen Teil deformiert, aber es ist klar ersichtlich, daß sie bereits vorher eingeregelt waren. Das deutet darauf hin, daß die Intrusion zu Beginn bzw. während der Faltung erfolgt ist. Der Granit drang dabei in die Fugen und Bewegungsbahnen des tektonischen Baues ein. So ist es auch verständlich, daß die zahlreichen Apophysen des Granites sich meist konkordant dem Schichtverband einfügen und dabei jedes Faltenbild mitmachen. Solche gefalteten Injektionen sind besonders schön an dem Bergzug nordwestlich von Barbaggio, in einem Steinbruch am Col de Teghime, an der Straße Col de Teghime—Oletta und bei Cardo aufgeschlossen.

Der Granit, der vielfach als ein schon fast hydrothermales saures Restmagma aufgefaßt werden darf, hat während der Faltung sicherlich zur Erhöhung der Mobilität der ganzen Zone beigetragen.

#### Zusammenfassung.

Bei Bastia und Centuri liegen im höheren Teil der Schistes lustrés flach ausgewalzte große Granitlinsen. Diese Gesteine sind durch und durch geschiefert und liegen konkordant im Schichtverband der Schistes lustrés. Sie zeigen das Bild eines von seiner Wurzel abgequetschten, flächenhaft ausgebreiteten Intrusivkörpers. Zahlreiche Injektionen sind in das Nebengestein eingedrungen und haben so eine Zone von Mischgesteinen geschaffen. Störungszonen fehlen am „Kontakt“. Der Granit stellt also eine Intrusion in die Schistes lustrés dar. Wegen seiner geringen Masse und des hohen tektonischen Stockwerkes hat das stark saure, ja schon fast „hydrothermale“ granitische Restmagma das Nebengestein kaum verändert. — Die Granite der Schistes lustrés dürften somit syntektonisch sein, vergleichbar den jungen Graniten in Elba und Toskana.

3. Die höhere, nichtmetamorphe Decke.

a) Die Beschreibung der einzelnen Klippen.

Die Klippe von Sta. Lucia (s. Taf. 4 und Abb. 3 u. 4).

Westlich von Sta. Lucia (6,5 km nordöstlich von Corté) sind mächtige Massen von Granit und vormesozoischen Gneisen und Schiefen auf Schistes lustrés und parautochthone Schuppen übersoben worden. Auf diesem variszischen Grundgebirge der Klippe

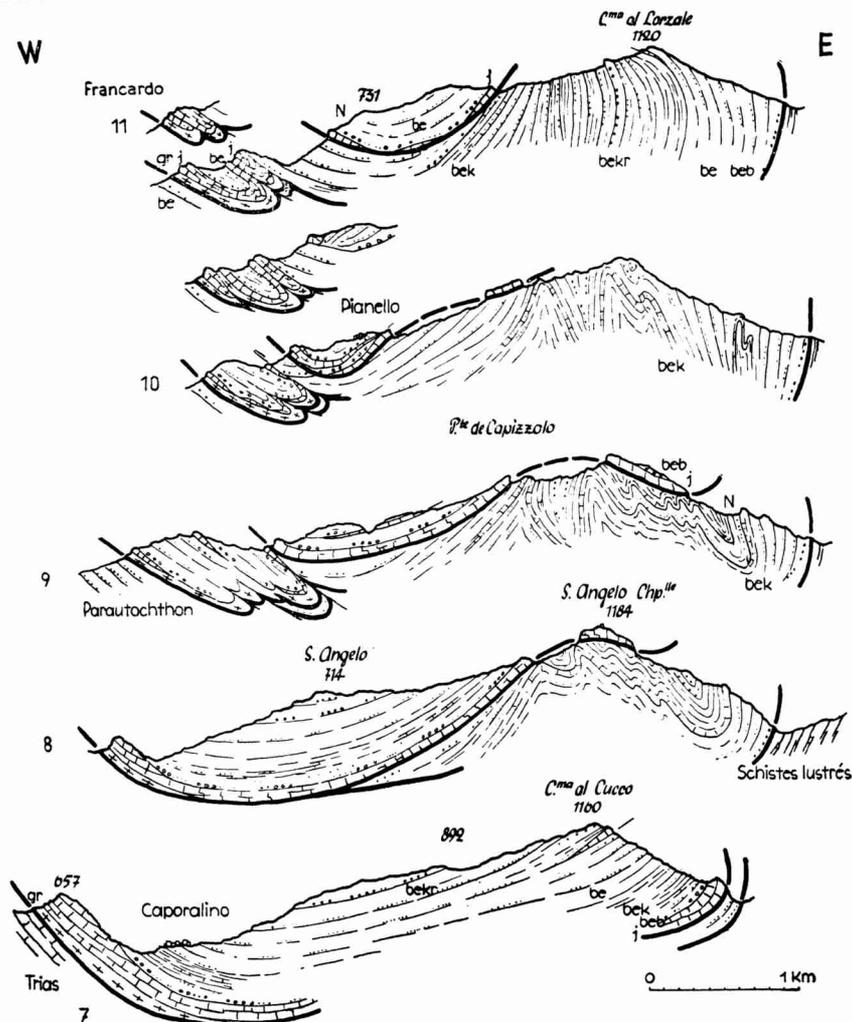


Abb. 3. Profil durch die Klippe von Sta. Lucia im Norden.  
 gr Granit, j Jura, be Eozän, beb Basalkonglomerat, bek Eozänkalk, bekr Konglomerat aus vormesozoischem Kristallin im höheren Eozän, N Nummulitenfundpunkte.  
 Die Zahlen 7—11 beziehen sich auf Tafel 4.

von Sta. Lucia transgrediert Eozän. — Nordöstlich von Sta. Lucia, an der Ostseite der Klippe, liegt ebenfalls Granit auf Schistes lustrés. Auf dem Granit transgrediert auch dort Eozän. Zunächst möchte man das Eozän, das im Westen auf dem Granit ruht, mit dem Eozän im Osten parallelisieren. Eine tektonische Grenze ist jedenfalls östlich von Sta. Lucia zwischen den beiden Eozänvorkommen nicht sicher festzustellen. Im nördlichen Teil der Klippe an der Cima Tonda trennen jedoch Kalke, deren oberjurassisches Alter durch zahlreiche Nerineenfunde sichergestellt ist, deutlich beide Eozänserien: diese Tithonkalke sind auf die Konglomerate des östlichen Eozäns überschoben worden. Andererseits transgrediert das Eozän des Westens auf dem Tithonkalk mit groben

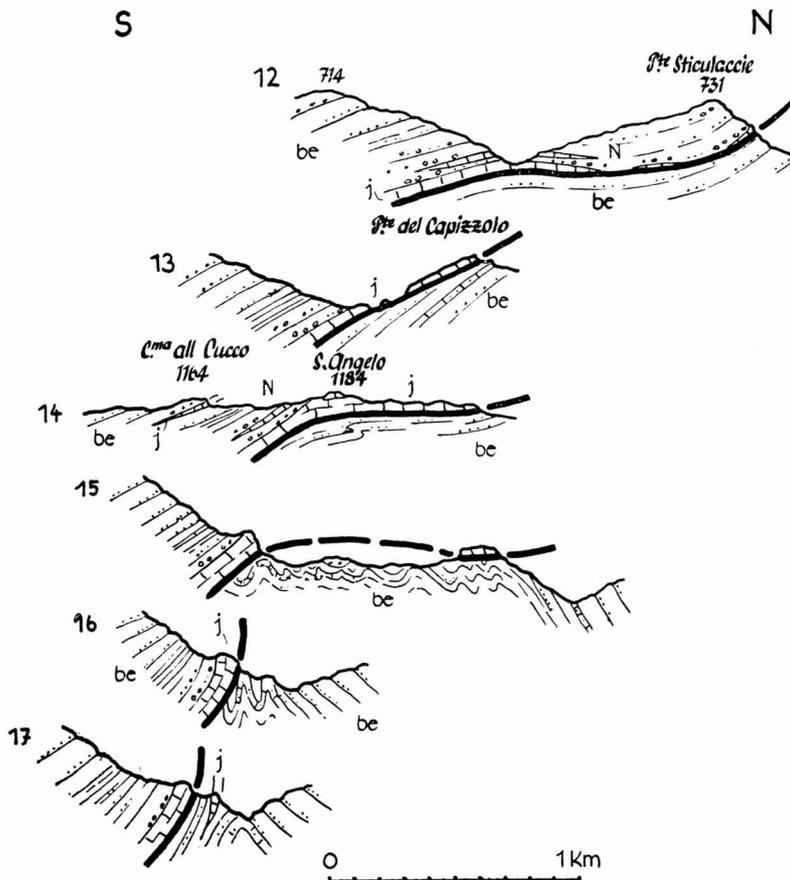


Abb. 4. Spezialprofile vom Nordrand der Klippe von Sta. Lucia.

j Jura, be Eozän, N Nummulitenfundpunkt.

Die Zahlen 12—17 beziehen sich auf Tafel 4.

Basalkonglomeraten<sup>6)</sup>. Es dürfte daher auch bei Sta. Lucia eine Überschiebung die beiden Eozänserien trennen. In der unteren Deckschuppe fehlt Tithon; Eozän transgrediert unmittelbar auf Grundgebirge. In der oberen Deckschuppe ist wenigstens örtlich (z. B. bei Francardo und Omessa) noch Tithon erhalten, das seinerseits mit brekziösem Konglomerat auf Grundgebirge transgrediert.

Die Klippe von Mercaggio (s. Taf. 1 und Abb. 5).

Bei Mercaggio ruht auf den hochmetamorphen Schistes lustrés nichtmetamorphes Eozän. Der Kontakt ist aufgeschlossen. Er zeigt, daß das Eozän hier nicht auf den Schistes lustrés transgrediert, sondern auf sie überschoben ist. Auch sind in den Konglomeraten des Eozäns Schistes lustrés nicht aufgearbeitet. Offenbar handelt es sich um ähnliche eozäne Ablagerungen wie in der Deckenmulde von Sta. Lucia, nur daß das Eozän hier vollkommen von seiner kristallinen Unterlage abgeschert worden ist. Von besonderem Interesse sind graugrüne Quarzite als Einlagerungen im Eozän. Sie erinnern an die Entwicklung in der Balagne (s. u.). In den Konglomeraten sind Tithonkalke aufgearbeitet. — Auch in dieser Klippe lassen sich zwei Deckschuppen unterscheiden. Eine tiefere, die nur Eozän enthält, und eine höhere, in der Eozän auf geringmächtigen nerineenführenden Tithonkalken transgrediert.

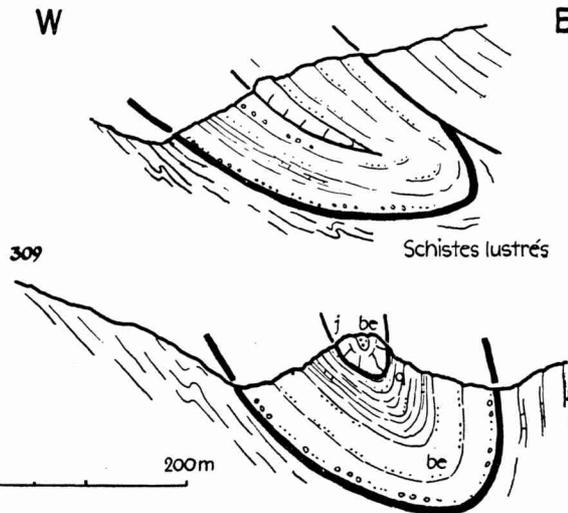


Abb. 5. Profile durch die Klippe von Mercaggio. j Tithonkalk, be Eozänkonglomerat, q Eozänquarzit.

Die Klippe von Ponte Leccia.

Bei Ponte Leccia liegt auf Gabbro und Serpentin der Schistes lustrés eine Folge von Konglomeraten (mit Tithonkalk-Geröllen),

<sup>6)</sup> In den groben Basalkonglomeraten des Eozäns fanden sich wenig südlich von S. Angelo und an der Pte. Sticulacie zahlreiche Nummuliten des mittleren Lutets.

dunklen Quarziten, Kalken und Schiefeln. Auch hier handelt es sich wohl um Eozän, das auf die Schistes lustrés überschoben ist.

Wenig westlich von Ponte Leccia, nördlich der Straße nach Calvi, sind Kalke unsicheren Alters mit dem autochthonen Granit und Eozän der Tenda verschuppt worden.

Diese beiden Vorkommen dürften Reste derselben großen Decke sein, der auch die Klippen von Sta. Lucia und Mercaggio angehören.

Die Klippe des Pedani (s. Taf. 1 und Abb. 6).

Auch östlich von Ponte Leccia sind auf den metamorphen Kalkschiefern, grünen Gesteinen und Radiolariten der Schistes

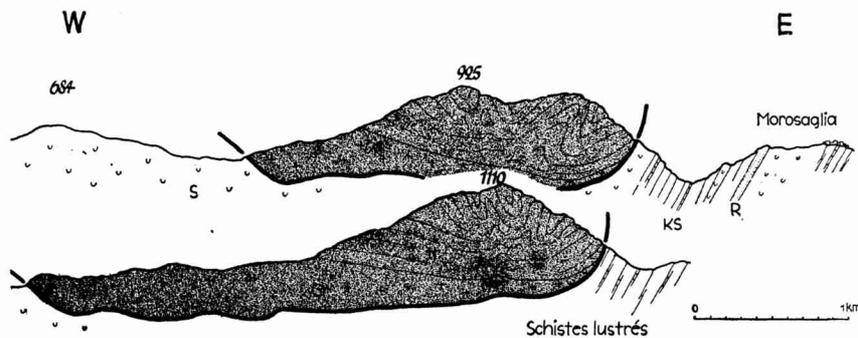


Abb. 6. Profile durch die Klippe des Pedani.

S Grüne Gesteine, R Radiolarite, KS Kalkschiefer der Schistes lustrés,  
Gr Grundgebirge, tr Trias- und Liasdolomite bzw. -Kalke.

lustrés Reste höherer Decken erhalten. An der Basis liegt ein mächtiger Granit mit Porphyrgängen. Auf ihm ruht kontakt-metamorphes vormesozoisches Grundgebirge: Gneise, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Grauwacken und Konglomerate. Über diese Serie transgrediert die Trias mit Quarziten und Konglomeraten. Als Hangendes findet sich Lias. HOLLANDE (1917) hat das Mesozoikum eingehend beschrieben.

Die Klippen von Trias-Lias bei Corté, Soveria und Ponte Leccia (s. Taf. 1 und Abb. 16 u. 18).

An der Stirn der Schistes lustrés-Decke und auf den parautochthonen Schuppen am Massivrand zwischen Corté und Ponte Leccia stellen sich im tektonisch Hangenden oft mächtige Folgen von Trias und Lias ein. Sie liegen auf den Gesteinen der Schistes lustrés, auf parautochthonem Eozän und autochthonem Granit. Auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse möchte man diese Vor-

kommen als Klippen der oberen Decke deuten, umso mehr, als in Korsika keine sichere autochthone Trias bekannt ist.

Bei Caporalino südlich von Francardo tauchen derartige Triasdolomite unter den Granit der Deckenmulde von Sta. Lucia. Darum sind diese Klippen als tiefere Schuppen der oberen Decke anzusehen.

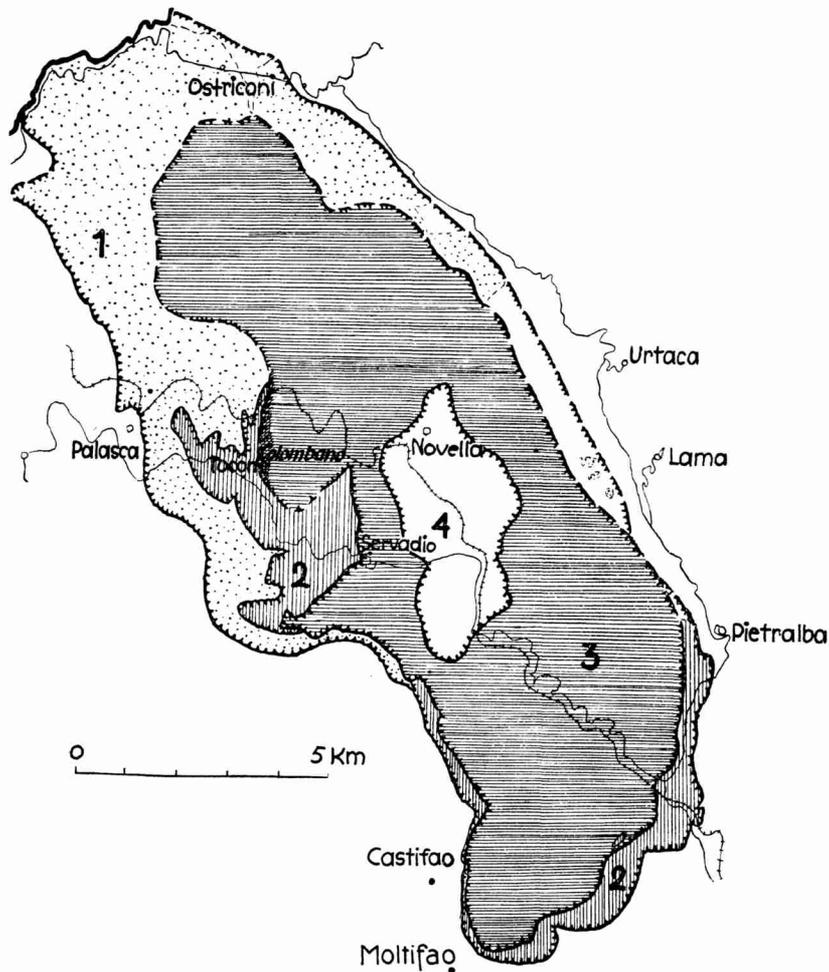


Abb. 7. Die Deckschuppen der Klippe der Balagne.

1. Schuppe von Palasca,
2. Schuppe von Tocone-Pietralba,
3. Schuppe von Servadio (schräg schraffiert die Schuppenzone vom Col de S. Colombano),
4. Schuppe von Novella.

Die Klippe der Balagne (s. Taf. 1, 3 und 6 und Abb. 7—10).

Auf das Kristallin und autochthone Eozän des Korsischen Massivs sind in der Balagne mesozoische und eozäne Sedimente überschoben worden. Sie bauen hier die Klippe der Balagne auf, die schon von P. TERMIER, E. MAURY und R. STAUB als solche erkannt worden ist. Meine Spezialkartierung dieser großen Deckenmulde führte zu einer näheren Gliederung des tektonischen Baues. Es ergab sich, daß vier Deckschuppen zu unterscheiden sind (Abb. 7).

Die Deckschuppe 1, die Schuppe von Palasca, besteht aus Trias, Lias und Eozän. Aus der Trias haben schon STAUB und MAURY bei Palasca „Verrucano“, Quarzite, Zellendolomite und Kalke der Trias beschrieben<sup>7)</sup>. Während im autochthonen Eozän nur Grundgebirgsgerölle auftreten, ist das Eozän der ersten Schuppe reich an Geröllen aus Triasdolomiten und belemnitenführenden Liaskalken. In dieser Deckschuppe dürfte also das Eozän auf älterem Mesozoikum transgredieren.

Die Eozänkonglomerate der 1. Deckschuppe lassen sich vom Bahnhof Palasca unterhalb der Höhe 567 m bis zur Küste verfolgen. Es stellen sich hier immer mehr Kalke und Schiefer mit einzelnen dunklen Quarzitbänken ein. An der Küstenstraße finden sich westlich unterhalb der Cima al Arca in gröberen Konglomeratlagen Nummuliten des Mitteljuras neben nicht näher bestimmbarren Muscheln und Korallen.

In der 2. Deckschuppe, der Schuppe von Tocone-Pietralba, fehlen Trias und Lias. Dafür stellt sich jurassischer Diabas ein. Er ist im südwestlichen Teil der Schuppe unmittelbar auf altes Kristallin und autochthones Eozän überschoben. Auf dem Diabas transgrediert das Eozän mit grobem Basalkonglomerat. In der Nachbarschaft des Diabases herrschen im Eozän Gerölle von Diabas, Radiolarit und Tithonkalken vor. Nach Norden nehmen die Oberjuragerölle ab und fehlen am Col de S. Colombano fast ganz. Hier ist fast nur Grundgebirge und Trias-Lias aufgearbeitet. Über dem Basalkonglomerat liegen Ölquarzite und Schiefer, die nach oben in immer gröbere Konglomerate übergehen.

Bei Tocone sind an der Basis der Deckschuppe zwei Granitfetzen als Reste des ursprünglichen Grundgebirges erhalten. Bei Pietralba, Moltifao, am Ponte al Pagliaro und am M. S. Colombano stellen sich noch Kalke ein, die dem Tithon angehören dürften.

7) Ähnliche Triasvorkommen finden sich noch nördlich von Moltifao, am Weg von Palasca zur Küste, am Ostriconi-Fluß und bei Vincchiarello südlich der Cima al Arca.

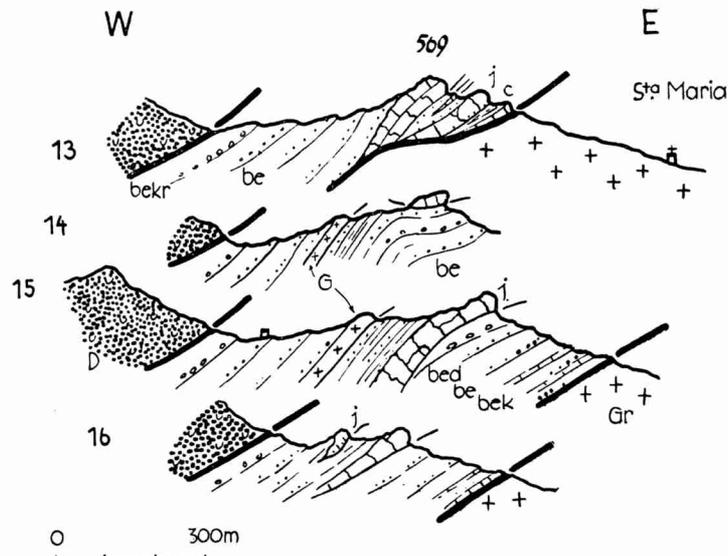


Abb. 8. Spezialprofile durch den NE-Rand der Deckschuppe von Tocone-Pietralba bei Pietralba.

Gr Grundgebirge der Tenda, G Granit, c kontaktmetamorphes Grundgebirge, j Kalk von Pietralba, be Eozän i. allg., bek Eozänkalk, bed Diabas-Brekzien im Eozän, D Diabas der 3. Deckschuppe.

Die Zahlen 13—16 beziehen sich auf Tafel 3.

Die Deckschuppe 3, die Schuppe von Servadio, ist sehr ähnlich entwickelt. Auch hier stellen sich an der Basis mächtige Diabase ein, darüber folgen Radiolarite und Calpionellenkalke, die das oberjurassische Alter dieser Serie anzeigen. Am Ponte al Pagliaro werden die Calpionellenkalke von Diabasgängen durchbrochen. Das Eozän transgrediert am Col de Fodadura östlich von Lama auf Diabas, Radiolarit und Calpionellenkalke mit grobem Basalkonglomerat, das sich ausschließlich aus Geröllen des unmittelbaren Liegenden zusammensetzt.

Am Col de S. Colombano sind die Schichten mehrfach sekundär verschuppt (s. Abb. 9). An der Basis liegt der Kalk des Felsens von S. Colombano unmittelbar auf den graugrünen „Ölquarziten“ des Eozäns der Schuppe von Tocone-Pietralba. Weiter unten im Tal ruht darauf Diabas mit Tithon und Radiolarit.

Der Kalk von S. Colombano wird von JODOT (1930) auf Grund einer Mikrofauna als Karbon gedeutet. STAUB (1928) hält den Kalk dagegen für Oberjura, und ich möchte ihm darin folgen. An seiner Basis ist nämlich der Kalk stark konglomeratisch; er enthält Brocken von Granit, alten Schiefen und Porphyren, wie auch sonst der Tithonkalk. Vor allem aber liegen an der Nordwestseite an der Basis des Kalkes und im Kalk selbst echte Radiolarite. Mit diesem Kalk und ebenso mit Kalken, die im engsten Verband mit Diabas und Radiolarit stehen, ist der Felsen von S. Colombano durch eine Reihe von Kalklinsen verbunden.

Das Hangende der Serie vom Col de S. Colombano bilden feinere und gröbere Konglomerate, die sich aus altem Kristallin aufbauen. Sie scheinen flach auf dem Jura zu liegen. MAURY hält sie für eine eigene Decke, die über der gefalteten tieferen Serie als höchste Einheit der Balagne liegt. — Gegen diese Annahme spricht, daß die Konglomerate durch Wechsellagerung aus den eozänen Ölquarziten, sandigen Schiefen und feinen Konglomeraten der Deckschuppe 3 hervorgehen.

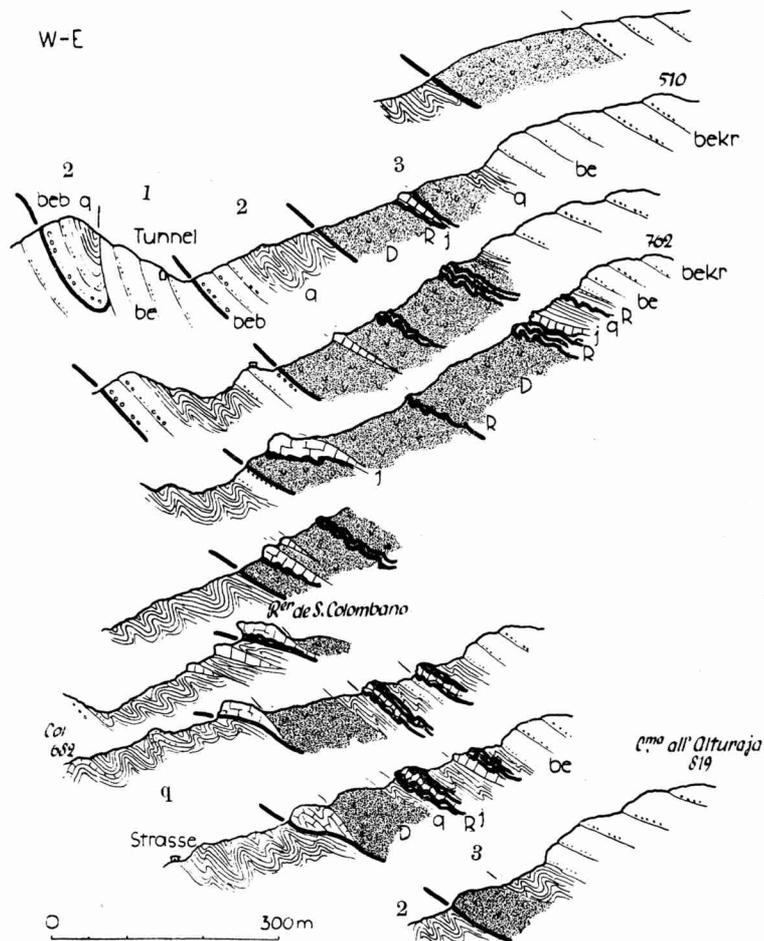


Abb. 9. Spezialprofile durch die Schuppenzone vom Col de S. Colombano.

D Diabas, R Radiolarit, j Calpionellenkalk des Oberjura, be Eozän im allgem., beb Basalkonglomerat, q Ölquarzit, bekr Konglomerat aus vor-mesozoischem Kristallin des Eozäns.

Die Ziffern bezeichnen die Deckschuppen.

An jungen Verwerfungen, die am Col de S. Colombano und nördlich davon aufgeschlossen sind, ist der Nordteil der Balagne-Mulde abgesunken, so daß nur noch Eozän zu Tage tritt. Langsam werden die Ölquarzite und Kalke im Hangenden von Schiefen und feinen Konglomeraten verdrängt. Den Abschluß bilden grobe Konglomerate aus vormesozoischem Kristallin.

Eine Abgrenzung der Schuppe 3 von Schuppe 1 ist hier sehr schwer, da Eozän auf Eozän überschoben ist. Südlich des Mt. Negro liegen auf den dickbankigen feinstückigen Konglomeraten der Palasca-Schuppe Ölquarzite und Kalkkonglomerate, die dieser Schuppe sonst fremd sind. Diese auffallende Grenze ist bis Ostriconi (an der Küste) und ostwärts entlang dem Ostriconi-Fluß zu verfolgen. Vielleicht entspricht sie der Überschiebungsbahn.

Die Deckschuppe 4, die Schuppe von Novella, liegt im Südosten auf Diabas, Radiolarit und Calpionellenkalk, im Nordwesten auf dem Eozän der Schuppe 3. Die Schuppe 4 besteht nur aus Eozän, und zwar zum größten Teil aus Ölquarziten. Ein mächtigeres Basalkonglomerat ist nicht zu beobachten, jedoch treten an der Basis einige wenige Konglomeratbänke mit Granit-, Diabas- und Radiolaritgeröllen auf. Im Hangenden werden dunkle kalkige Einschaltungen häufiger, so z. B. im Südwesten der Mulde und oberhalb von Novella.

Die Konglomeratlagen werden in den Ölquarziten und Mergeln nach oben zahlreicher und gehen in kalkige Konglomerate bzw. bei Novella selbst in nummulitenführende grobe Kristallinkonglomerate über. Sie bilden das Hangendste in dieser Mulde und sind von den Konglomeraten der darunterliegenden Schuppe deutlich zu trennen.

An der Eisenbahn westlich von Novella sind die Ölquarzite tektonisch stark reduziert, trennen aber deutlich die beiden Konglomerate. Die Ölquarzite sind auch noch durch das Tal bis Novella zu verfolgen.

Es ergibt sich also, daß die Entwicklung des Eozäns in den vier Schuppen der Deckenmulde der Balagne nur geringe Unterschiede aufweist. Namentlich in den drei oberen Schuppen ist das Eozän nahezu gleich ausgebildet. Andererseits wechselt das Liegende des Eozäns. In der untersten Schuppe besteht es aus Trias und Lias, in den oberen Schuppen dagegen aus einer oberjurassischen Folge von Diabasen, Radiolariten und Calpionellenkalke. In der Ausbildung der Oberjurakalke läßt sich ein gewisser Faziesunterschied feststellen. Die mehr mergeligen Calpionellenkalke der 3. Deckschuppe, die von Diabesgängen durchsetzt werden, stehen den konglomeratischen Tithonkalke am Col de San Colombano und bei Pietralba gegenüber.

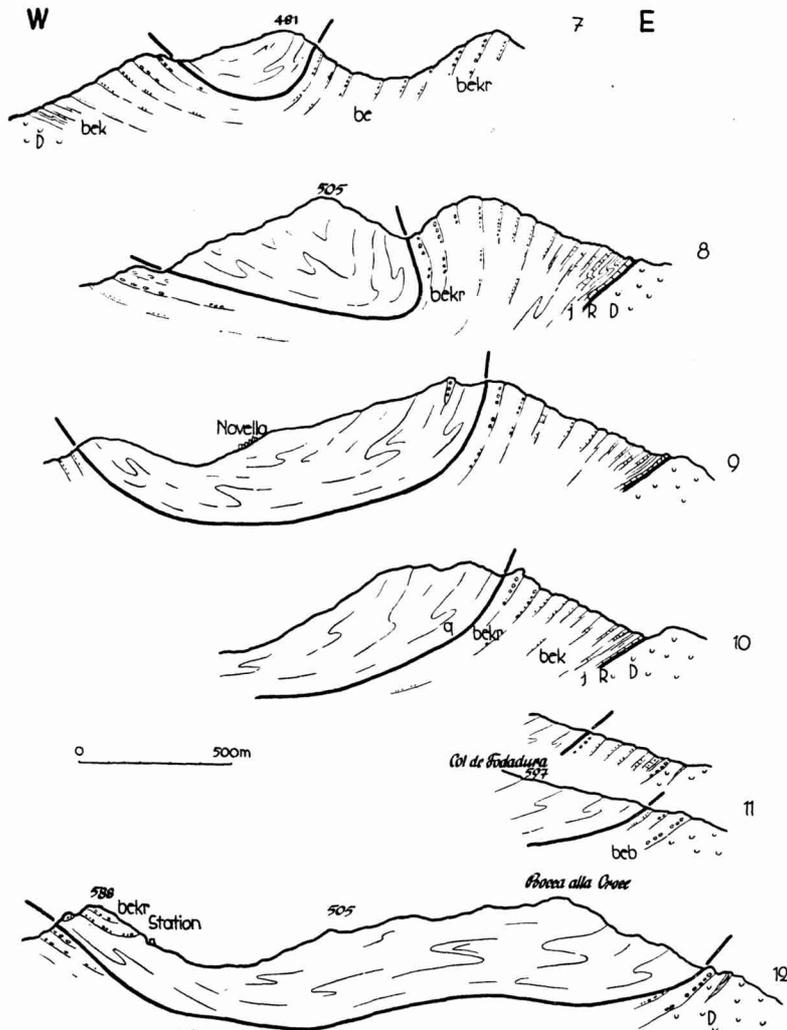


Abb. 10. Spezialprofile der Deckschuppe von Novella.

D Diabas, R Radiolarit, j Calpionellenkalk des Oberjura, be Eozän im allgem., beb Basalkonglomerat des Eozäns, q Ölquarzit, bek Kalke des Eozäns, bekr Konglomerate aus vormesozoischem Kristallin des höheren Eozäns.

Die Zahlen 7—12 beziehen sich auf Tafel 3.

Die Klippe von St. Florent (s. Taf. 2 und Abb. 11—15).

Ähnlich wie in der Deckenmulde von Sta. Lucia sind auch bei St. Florent Klippen einer Decke von nichtmetamorphem Mesozoikum über den Schistes lustrés erhalten geblieben. Eine Spezialkartierung führte zur Unterscheidung von fünf Deckschuppen.

In der tiefsten Schuppe liegt nummulitenreiches Lutet in Gestalt von groben und feinen, z. T. kalkigen Konglomeraten,

Schiefern und Kalklinsen auf kristallinem Grundgebirge mit Granitgängen und kohligen Schiefern. Nur gelegentlich finden sich noch Reste von Trias, Lias sowie jurassischen Diabasen und Radiolariten über dem Grundgebirge. Auch die Zusammensetzung der Eozänkonglomerate zeigt, daß jedenfalls in nächster Nähe noch mesozoische Sedimente angestanden haben.

Schuppe 2 ist durch die mächtige Entwicklung der Trias charakterisiert. Zutiefst treten in kleinen Linsen Quarzite und Konglomerate auf, in denen Porphygerölle überwiegen. Darüber folgen Dolomite, Rot-schiefer und Zellen-dolomite der Trias. Das Hangende bildet eine mächtige Serie von dünnbankigen, z. T. konglomeratischen Kalken und Schiefern, die der höheren Trias angehören könnten. Es folgen Rätkalke, die HOLLANDE (1917) auf Grund seiner Fossil-funde eingehend gegliedert hat. Lias-kalke haben eine größere Verbreitung und Mächtigkeit als bisher angenommen wurde, wie Belemnitenfunde am Mt. Tudabeweisen.

Auf diesem Mesozoikum transgrediert das Mittelletet mit konglomeratischen Nummulitenkalken.

Bei Oletta sind den eozänen Schiefern, Konglomeraten und Kalken geringmächtige Diabasdecken eingeschaltet. Ebenso treten in der tiefsten Schuppe an der Ruine Diabase im Eozän auf.

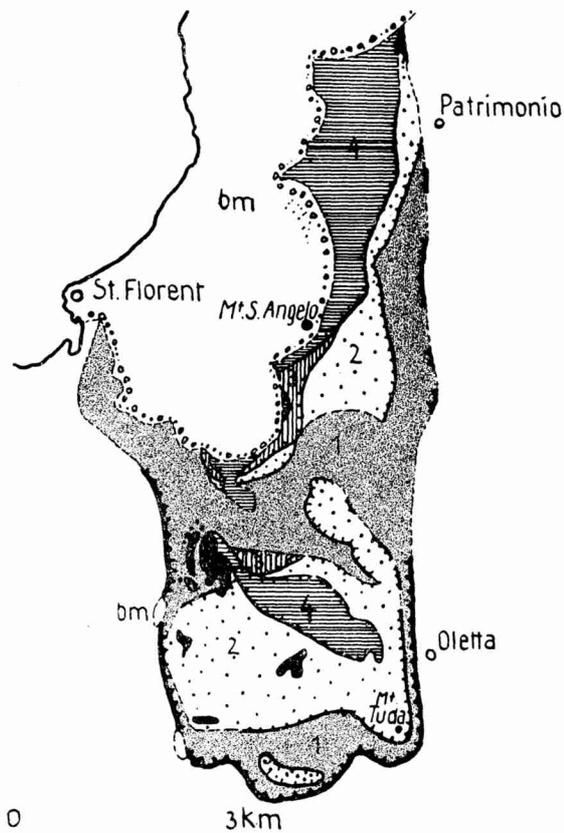


Abb. 11. Tektonische Übersichtskarte der Deckenmulde von St. Florent.

Die Zahlen bezeichnen die Nummern der Deckschuppen schwarz: Deckschuppe 5. bm Miozän, das auf dem fertigen Deckenbau transgrediert.

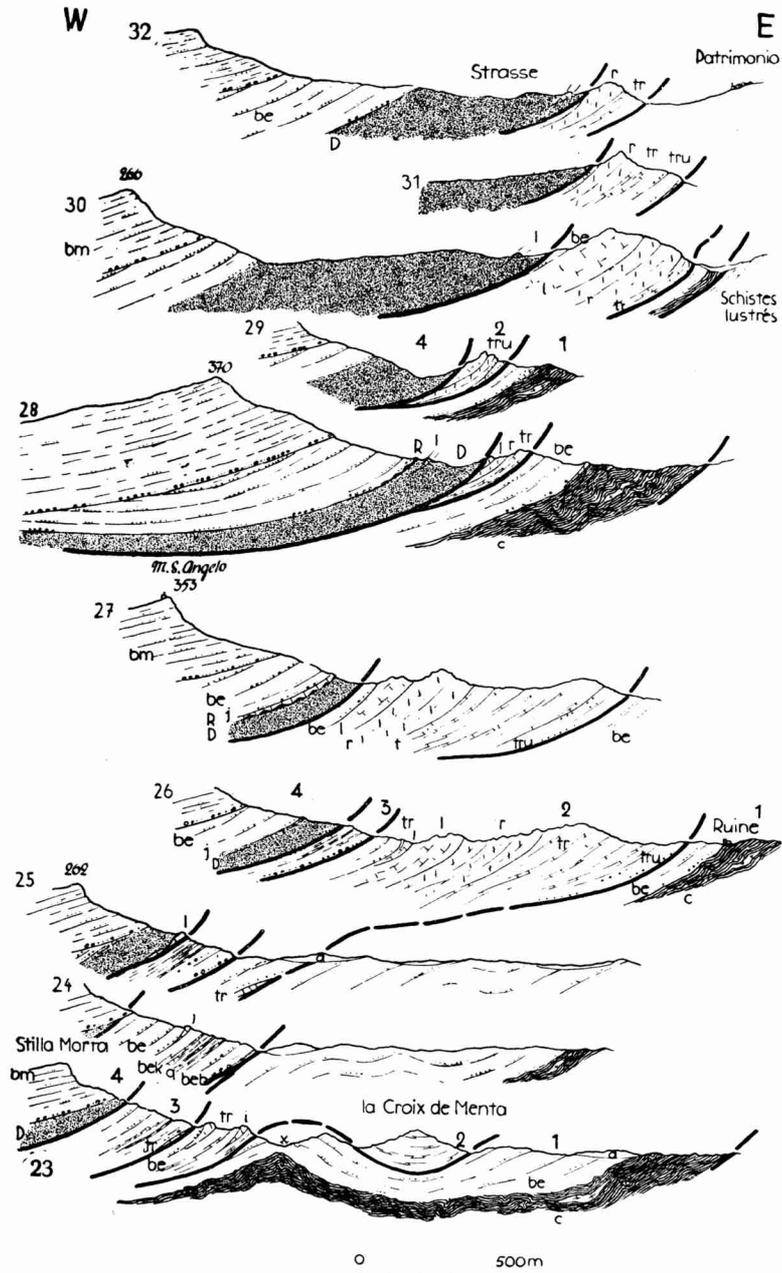


Abb. 12. Profile durch die Deckenmulde von St. Florent.  
 c Grundgebirge, tr Trias im allgem., tru untere Trias, r Rät, l Lias, D Diabas,  
 R Radiolarit, j Tithonkalk, be Eozän im allgem., beb Basalkonglomerate  
 des Eozäns, q Ölquarzite, bek Kalke des Eozäns, bm Miozän, a Alluvium.  
 Die Zahlen 1—4 bezeichnen die Deckschuppen, die Zahlen 23—32 beziehen  
 sich auf Tafel 2.

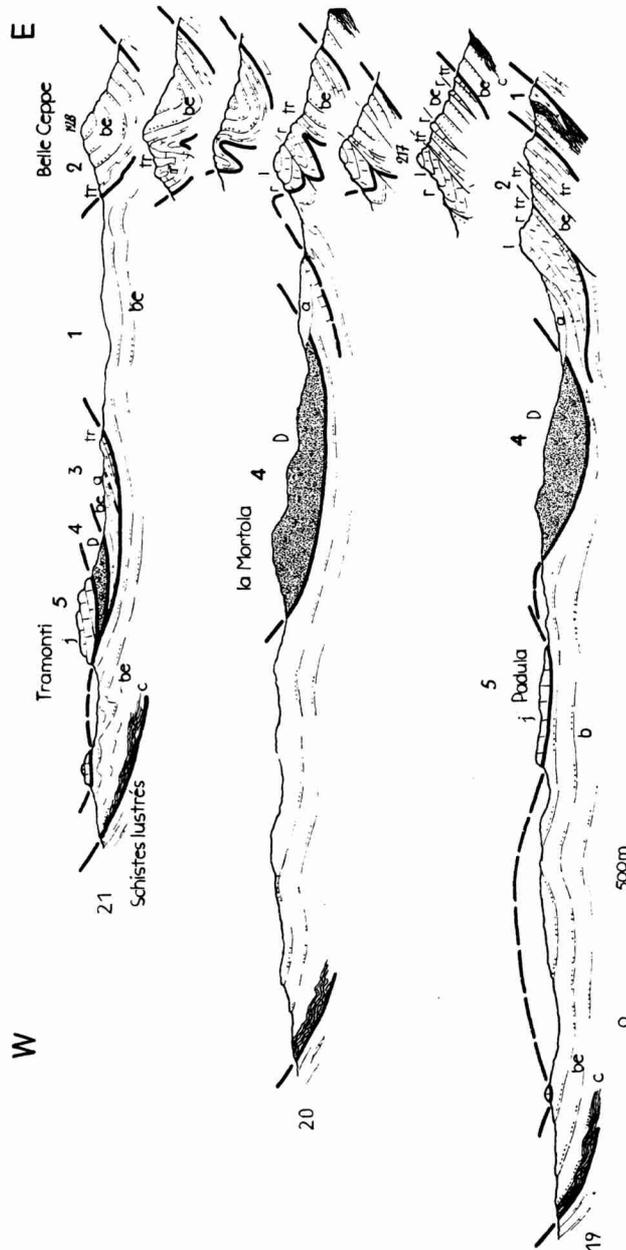


Abb. 13. Profile durch den Südteil der Deckenmulde von St. Florent.

Zeichenerklärung siehe Abb. 12.

Die Zahlen 1—5 bezeichnen die Deckschuppen, 19—21 beziehen sich auf die Profile der Tafel 2.

Von der Schuppe 3 sind nur stark verquetschte Reste erhalten geblieben. Vereinzelte Fetzen von Trias-Lias-Kalken finden sich östlich des Mt. S. Angelo und östlich von Tramonti. Darüber transgrediert das Eozän mit grobem Basalkonglomerat, das Grund-

gebirgs- und Kalkblöcke von Kubikmetergröße einschließt. Es folgen Ölquarzite und feinstückige Konglomerate.

Schuppe 4 besteht im wesentlichen aus den mächtigen Diabasen des Oberen Jura. Nur lokal sind sie mit Radiolariten und Calpionellenkalken verknüpft, welche zeigen, daß es sich hier um eine jurassische Folge handelt. Jurakalk-Gerölle im Eozän dieser

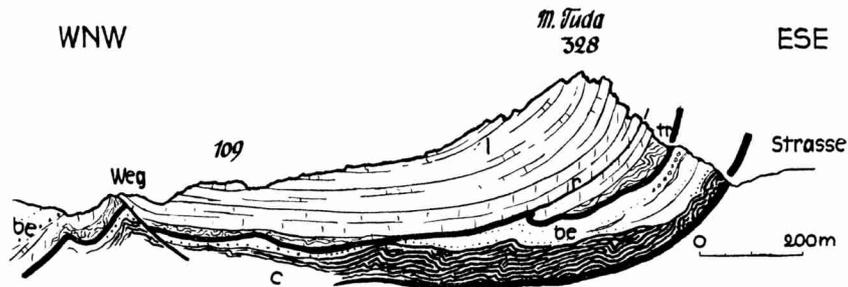


Abb. 14. Spezialprofil im Süden der Deckenmulde von St. Florent.

Zeichenerklärung siehe Abb. 12.

Die Lage des Profils ist in Tafel 2 durch Nr. 18 bezeichnet.

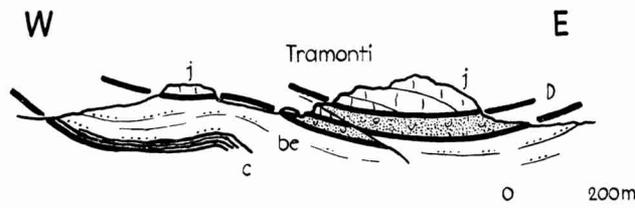


Abb. 15. Spezialprofil im Westen der Deckenmulde von St. Florent.

Zeichenerklärung siehe Abb. 12.

Die Lage des Profils ist in Tafel 2 durch Nr. 22 bezeichnet.

Schuppe (an der Straße Bastia-St. Florent) deuten auf eine frühere größere Verbreitung des Oberjuras hin. Vereinzelt finden sich an der Basis Schubfetzen von Trias- und Liaskalken; auch weist die Geröllführung des Eozäns auf die Nachbarschaft triassischer Ablagerungen hin.

An der Basis von Schuppe 5 treten Epidot- und Glimmerschiefer auf, die wohl dem variszischen Grundgebirge angehören. Darauf liegen mächtige Kalke. Fossilien sind aus ihnen bisher nicht bekannt geworden. Jedoch liegt es nahe, diese Kalke mit denjenigen vom Col de S. Colombano zu vergleichen, die sich durch ihre Verknüpfung mit Radiolariten als Oberjura erwiesen haben.

Die Klippe von Macinaggio (s. Taf. 1).

An der Nordspitze Korsikas finden sich bei Macinaggio über den Schistes lustrés ebenfalls Reste höherer Decken. An der Basis dieser Klippe liegt etwas Granit, darüber wenig mächtige stark verquetschte Schichten von Verrucano, Triasdolomiten und Zellenkalken. Auf diesen Schichten transgrediert Eozän mit Konglomeraten, Kalken und Fucoidenschiefern. In den Konglomeraten sind Kalke und Dolomite aufgearbeitet.

#### b) Die Parallelisierung der Deckschuppen.

Wie ein stratigraphischer Vergleich der Klippen der oberen Decke zeigt, ist die Schichtfolge in den einzelnen Schuppen nicht sehr verschieden: an der Basis der Schuppen sind oft noch Reste von Grundgebirge erhalten, darüber folgen Trias und Lias in kalkiger und z. T. konglomeratischer Entwicklung und schließlich Oberjura in Gestalt von Diabasen, Radiolariten und Kalken. In fast allen Schuppen tritt ferner transgredierendes Mitteleozän mit mächtigen Basalkonglomeraten auf.

Es erhebt sich nun die Frage, ob die einzelnen Deckschuppen der verschiedenen Klippen miteinander parallelisiert werden können, d. h. ob z. B. die Schuppe 1 der Balagne der stratigraphisch ähnlich entwickelten Schuppe 2 von St. Florent entspricht. In diesem Fall hätten die Überschiebungen innerhalb der höheren nichtmetamorphenen Decke ein Ausmaß von mindestens 20 km.

Für eine Parallelisierung der Deckschuppen in den verschiedenen Deckenmulden spricht, daß in allen Deckenmulden eine ähnliche Folge erscheint. Die tiefsten Schuppen sind durch Grundgebirge mit Triasresten charakterisiert, die nächst höheren durch die Entwicklung von mächtigen Kalken von Trias und Lias; für die folgenden Schuppen sind schließlich mächtige oberjurassische Diabase, Radiolarite und Calpionellenkalke bezeichnend; und in den höchsten Schuppen ruhen Riffkalke des Tithons meist unmittelbar auf Granit.

Für eine Parallelisierung spricht ferner die gleiche oder ähnliche Ausbildung des Eozäns. Schuppe 3 der Klippe von St. Florent zeigt z. B. mit ihren Konglomeraten, Ölquarziten und Kalken genau dieselbe Ausbildung des Eozäns wie Schuppe 2, 3 und 4 der Balagne. Die Ölquarzite des Eozäns treten ferner auch in den Klippen bei Ponte Leccia, in der Deckenmulde von Mercaggio und in der Deckenmulde von Sta. Lucia auf.

Gegen eine Parallelisierung der verschiedenen Deckschuppen spricht die geringe Mächtigkeit der einzelnen Schuppen.

Die Deckschuppe 3 von St. Florent weist z. B. oft nur eine Mächtigkeit von 20—30 m auf. Diese geringe Mächtigkeit der Deckschuppen könnte die Annahme nahelegen, daß es sich bei den Deckschuppen der oberen Decke Korsikas nur um lokale Verschuppungen innerhalb der einzelnen Deckenmulden handelt.

Streng beweisen läßt sich die Parallelisierung der Deckschuppen also nicht, wenn auch vieles dafür spricht.

### B. Die Richtung des Deckenschubes.

Das metamorphe Mesozoikum der Schistes lustrés ist auf das autochthone Eozän überschoben worden. Die Spezialtektonik der Schistes lustrés ist fast ausschließlich westvergent. Nach G. STEINMANN und W. SALOMON-CALVI wäre jedoch die Wurzelzone der Decken am Ostrande des Korsischen Granitmassivs zu suchen. Dafür spricht nach SALOMON-CALVI die außerordentlich starke Beanspruchung der Schichten in der Zone von Corté. Jedoch ist das Mesozoikum hier in wesentlich anderer Fazies entwickelt als in den Schistes lustrés. Denn am Rande des Korsischen Massivs ist der Oberjura als konglomeratischer Nerineenkalk entwickelt, in den Schistes lustrés dagegen als küstenferne Schiefer mit Radiolariten und mächtigen Grünen Gesteinen. Die tonig-schiefrige Fazies der Schistes lustrés steht also der Randfazies am Korsischen Massiv gegenüber. Daher dürfte hier kaum die Heimat der Schistes lustrés zu suchen sein. — Hinzu kommt, daß bei Palasca, Soveria, Corté und Venaco das Eozän unmittelbar auf das Grundgebirge übergreift. Auch in den Konglomeraten des autochthonen Eozäns haben sich bislang keine Gerölle der Schistes lustrés gefunden.

Die Schistes lustrés können also schwerlich am Rande des Korsischen Massivs gewurzelt haben. Viel wahrscheinlicher ist es, daß sie von Osten her auf das Massiv mit seinem autochthonen Sedimentmantel überschoben sind. Das Ausmaß der Überschiebung braucht keinesfalls sehr groß gewesen zu sein, stellen sich doch schon in den parautochthonen Oberjurakalken bei Corté vereinzelt Radiolarite und Grüne Gesteine ein, wie sie in den Schistes lustrés weit verbreitet sind. Die Schistes lustrés mögen daher bereits unmittelbar östlich des Tenda-Massivs beheimatet sein.

Das nichtmetamorphe Mesozoikum der höheren Decke hat jedoch eine weitere Verfrachtung erfahren, da es über der Decke der Schistes lustrés liegt. Wohl ist auch seine Ausbildung in Bezug auf die Grünen Gesteine und Radiolarite den Schistes lustrés ähnlich, doch zeigt die genaue paläogeographische Analyse (s. u.), daß im Eozän ein kristallines Hochgebiet den Bereich der Schistes

lustrés von dem der höheren Decke trennte. Da ein solches Hochgebiet im östlichen Korsika in keiner Weise angedeutet ist, muß man annehmen, daß die höhere Decke erst östlich von Korsika wurzelt. Das Überschiebungsausmaß beträgt in den höheren Decken also mindestens 50—60 km.

### C. Das Alter des Deckenschubes.

In den Deckenschub einbezogen ist überall das Mitteleozän und wahrscheinlich auch das Obereozän. Andererseits transgrediert Untermiozän auf dem fertigen Deckenbau (s. Abb. 16). Der Deckenschub hat sich also zwischen Eozän und Miozän ereignet. Da im

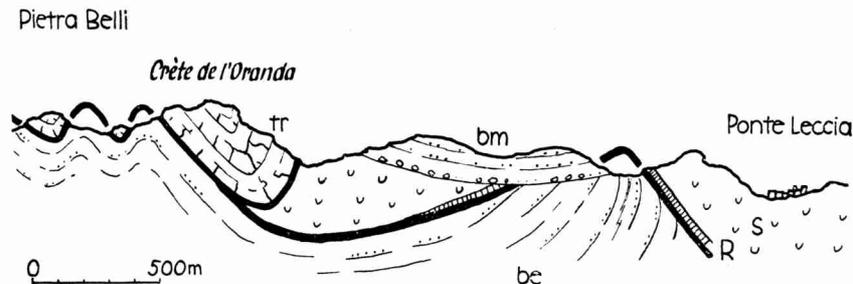


Abb. 16. Überlagerung des fertigen Deckenbaues durch limnisches Burdigal (bm) bei Ponte Leccia.

tr Dolomite und Kalke der Trias und des Lias. R Radiolarite, S Gabbro und Serpentin der Schistes lustrés, be Konglomerate, Schiefer und Kalke des autochthonen Eozäns.

Fortstreichen, nämlich im Grenzgebiet von Alpen und Apennin, bereits das Oligozän, das in Korsika fehlt, auf den fertigen Deckenbau übergreift, dürfte auch in Korsika der große Deckenschub schon im Oligozän beendet gewesen sein. Die Deckenbewegungen würden damit in Korsika ebenso wie im Nordapennin der pyrenäischen Phase angehören.

### D. Deckenfaltung und -verschuppung.

#### 1. Das Alter der Deckenfaltung.

Die Deckenfaltung hat zweifellos schon sehr früh eingesetzt. So könnte die starke Isoklinalfaltung innerhalb der Schistes lustrés schon zu Beginn des Deckenschubes entstanden sein. Die höheren Decken sind nicht annähernd so stark spezialgefaltet.

Die Decken Korsikas liegen heute nicht mehr flach. Das Burdigal von St. Florent greift bereits auf die verschiedenen

Schuppen der Deckenmulde über. Jedoch ist es (in konkordantem Verband mit dem Pont) noch posthum eingemuldet worden und bis zu etwa  $20^{\circ}$  aufgerichtet. In ähnlicher Weise ist das limnische Miozän bei Francardo und das marine Miozän und Pont an der Ostküste Korsikas noch schwach gefaltet bzw. verbogen worden.

## 2. Die Vergenz der Deckenfaltung.

Wie Tafel 1 zeigt, ist heute die höhere Decke nur noch in einzelnen großen Klippen erhalten geblieben. Nur dort kann etwas über die Vergenz der Deckenfaltung ausgesagt werden. Die Klippen zeigen fast überall eine deutliche Westvergenz. Sehr deutlich kommt diese in der Balagne zum Ausdruck: im Osten sind die Decken bis zur Überkipfung aufgerichtet worden, während sie im Westen flach auf dem Autochthon liegen. Auch die Spezialtektonik dieser Großmulde weist fast ausschließlich westvergente Faltenbilder auf, derart, daß die Schichten fast stets nach Osten fallen. Besonders klar ist die Westvergenz im Schuppenbau am Col. de S. Colombano erschlossen (s. Abb. 9).

Ähnlich sind die Decken bei Mercaggio eingemuldet worden (s. Abb. 5). Hier ist der Ostflügel der Mulde sogar von den Schistes lustrés sekundär überfahren worden. Die Decken von Sta. Lucia und des Pedani (s. Abb. 3 und 6) sind ebenfalls an der Ostseite steil aufgerichtet bis überkippt, an der Westseite liegen sie auch hier verhältnismäßig flach. Bei Francardo sind die Decken intensiv verschuppt; auch diese Schuppen zeigen eine starke Westvergenz. Schließlich offenbart sich auch in der Deckenmulde von St. Florent die Westvergenz in der steileren Stellung des östlichen Muldenflügels (s. Abb. 12).

So herrscht in der Deckenfaltung durchaus Westvergenz vor.

## E. Die Brandung der alpinen Decken am korsischen Massiv.

### 1. Die parautochthone Schuppenzone

(s. Taf. 4, Abb. 17, 18 u. 19).

Wie schon P. TERMIER (1909) betonte, hat am Ostrande des Korsischen Massivs eine intensive Verschuppung der Decken stattgefunden. Sie führte zu starker Mylonitisierung der Gesteine und zur Bildung mächtiger Brekzien. In dieser Schuppenzone ist es oft schwer zu entscheiden, welche Teile der metamorphen Schichten dem Variszikum angehören und welche der Schistes lustrés-Serie

entstammen. Hinzu kommt, daß bei der starken Mylonitisierung und Verschieferung der Gesteine Fossilien in dieser Schuppenzone nur sehr selten gefunden wurden. So bleibt eine Kartierung und tektonische Deutung dieser Zone bis zu einem gewissen Grade problematisch. Immerhin glaube ich, bei Corté drei größere Schuppen unterscheiden zu können.

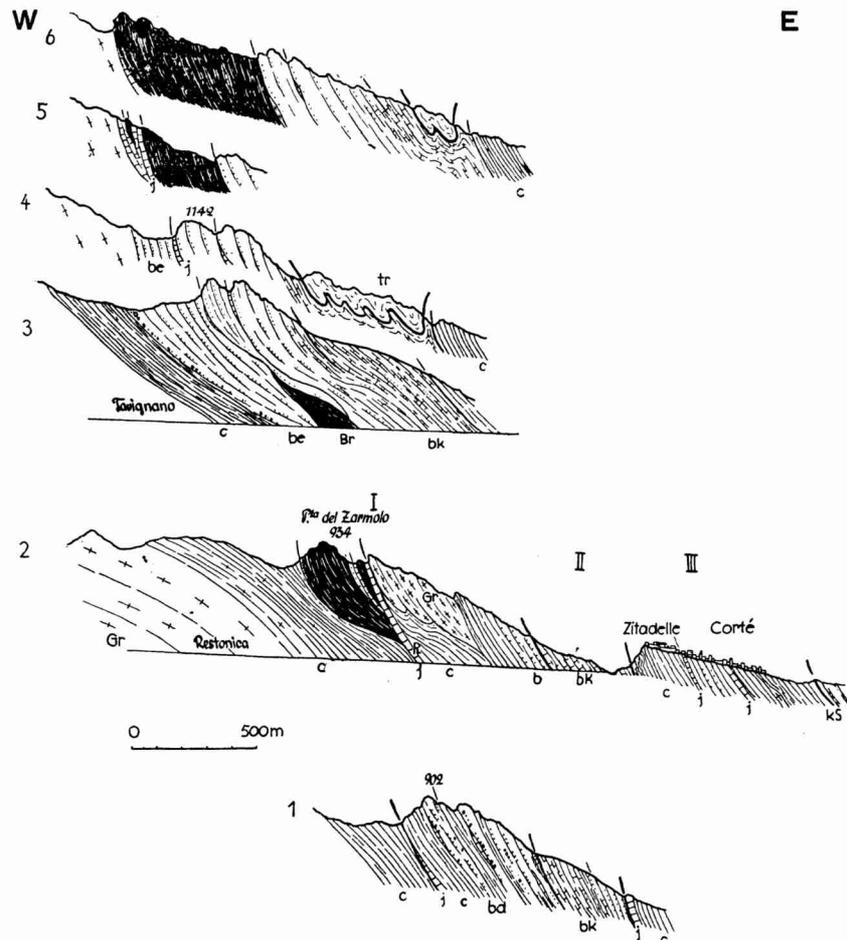


Abb. 17. Profile durch die parautochthonen Schuppen bei Corté.

Gr Granit, c kontaktmetamorphes Grundgebirge, tr Triasdolomite der oberen Decke, j Tithonkalk, be Eozän i. allg., bk „Corté-Kalk“, bd Schiefer zweifelhaften Alters, Br tektonische Brekzien, KS Kalkschiefer der Schistes lustrés.

Die Zahlen 1—6 beziehen sich auf Tafel 4; die Zahlen I—III bezeichnen die Schuppen.

1. Auf dem autochthonen Eozän oder dem autochthonen Granit mit seinen Kontaktgesteinen liegen mächtige tektonische Brekzien. Darüber ist eine in sich stark verschuppte Folge geschoben worden. Sie besteht aus Granit, echten Glimmerschiefern, Epidotschiefern, Tithonkalken und eozänen Konglomeraten mit Diabaslagen. Diese Folge dürfte mehr oder weniger parautochthon sein, wie die konglomeratische Fazies des Juras zeigt, die ganz der des korsischen Massivs entspricht. Bezeichnenderweise verzahnen sich diese parautochthonen Kalke schon teilweise mit Grünen Gesteinen und Radiolariten, die aber nur sehr geringmächtig sind.

2. Auf diese erste Schuppe folgt eine zweite, die sich im wesentlichen aus Kalken und Mergeln des Eozäns zusammensetzt. Konglomerate treten hier im Eozän sehr zurück.

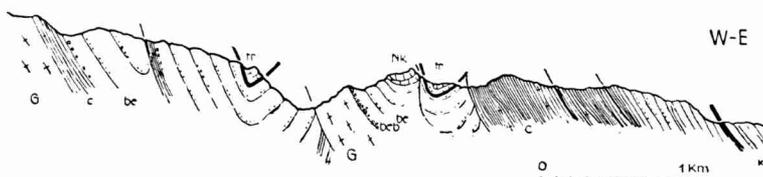


Abb. 18. Profil durch die parautochthonen Schuppen bei Soveria.

G Granit, c kontaktmetamorphes Grundgebirge, tr Trias der oberen Decke, be Eozän i. allg., beb Basalkonglomerate des Eozäns, NK Nummulitenkalk, KS Kalkschiefer der Schistes lustrés.

3. Die Basis der höchsten Schuppe bilden kristalline Schiefer mit Granitgängen; sie dürften dem Grundgebirge angehören. Verschuppt mit diesen alten Schiefern sind wieder Tithonkalke und Schiefer und Konglomerate des Eozäns.

Die alten Schiefer dürften nicht als die Basis der Schistes lustrés anzusehen sein; vielmehr handelt es sich hier wohl um das Grundgebirge von parautochthonen Schuppen, das bei der Deckenbewegung vom Untergrund abgehobelt ist. Denn die alten Schiefer der tiefsten Schuppe gehen nach Norden allmählich in das Grundgebirge von Popolasco und der Tenda über, das sich einwandfrei als Autochthon erweist.

In ähnlicher Weise verschmälert sich der Granit südlich von Vezzani nach Süden immer mehr, bis er sich schließlich in eine Reihe von Linsen auflöst, die inmitten stark gestörter und verschuppter Folgen von vortriassischen Schiefern, Tithonkalken und Eozänkonglomeraten auftreten (Abb. 19). Auch hier erweist sich der Tithonkalk bei Altana als autochthon; denn er wird von Konglomeraten überlagert, die in das autochthone Eozän von Pru-

nelli übergehen. An der Autochthonie dieses Eozäns ist niemals gezweifelt worden. Dagegen hatte die starke Verschuppung des Eozäns von Poggio di Nazza mit Schistes lustrés zu der Annahme geführt, daß hier die Schistes lustrés in das Eozän übergehen, daß mit anderen Worten die Schistes lustrés stratigraphisch noch bis ins Eozän hinaufreichten. Das autochthone Eozän läßt sich aber deutlich von den Schistes lustrés trennen.

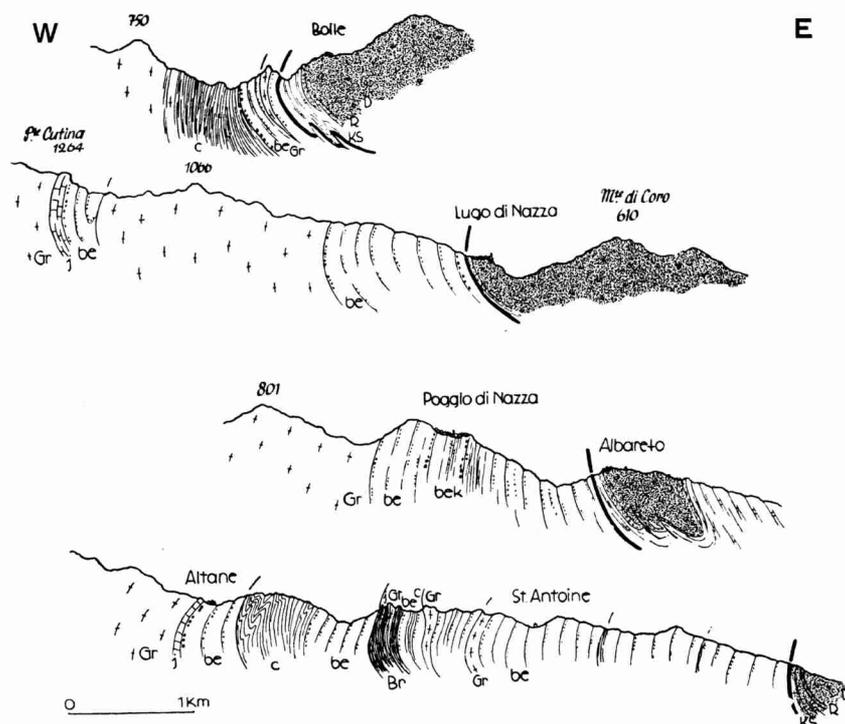


Abb. 19. Die junge Ostüberkipfung der parautochthonen Schuppen bei Poggio di Nazza.

Die Profile entsprechen den Profilen A, B, C, D der Tafel 1.  
Gr Granit, c kontaktmetamorphes Grundgebirge, j Tithonkalk, be Konglomerate und Schiefer des Eozäns, bek Kalke des Eozäns, KS Kalkschiefer der Schistes lustrés, R Radiolarite, D Grüne Gesteine der Schistes lustrés, Br tektonische Brekzien.

## 2. Die sekundäre Ostvergenz des Korsischen Massivs.

Die starke Verschuppung am Ostrand des Korsischen Granitmassivs deutet an, daß die Decken sich hier an einem Hindernis gestaut haben, bzw. hier „branden“. In der Tat ergibt sich aus den Sedimentationsverhältnissen des autochthonen Eozäns, daß im