Werk

Titel: Der Golf von Orosei als Beispiel eines Senkungfeldes der Ostküste

Jahr: 1931

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1931_0003|log25

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

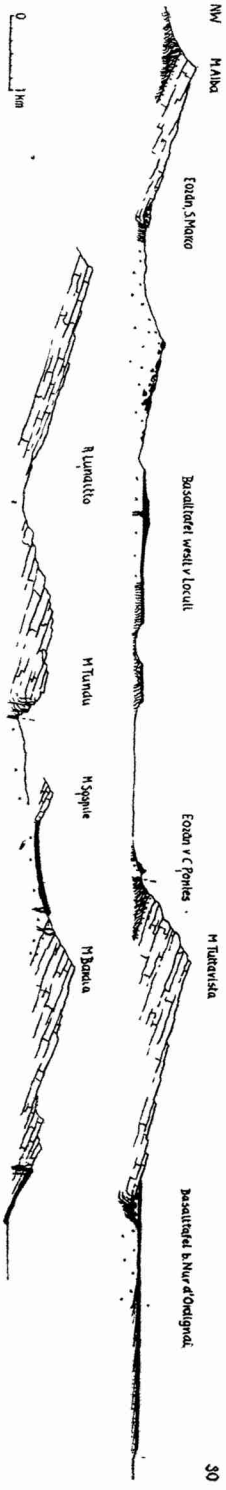

Abb. 20. Der Abbruch des sardischen Blockes an der Ostküste (zum Golf von Orosei). Eng gestrichelt: Phyllite, gekreuzelt: Granit, weit gestrichelt: Jura-Kreide, schwarz: Basalt.

nächst jede Einheit für sich, um dann ein zusammenfassendes Bild von den jungen Bewegungen zu zeichnen.

A. Der Golf von Orosei als Beispiel eines Senkungsfeldes der Ostküste.

1. Der Bau.

Da die Basis der Jurakalke, die im östlichen Hochland bis über 1000 m Höhe ansteigt[19]), an der Ostküste unter den

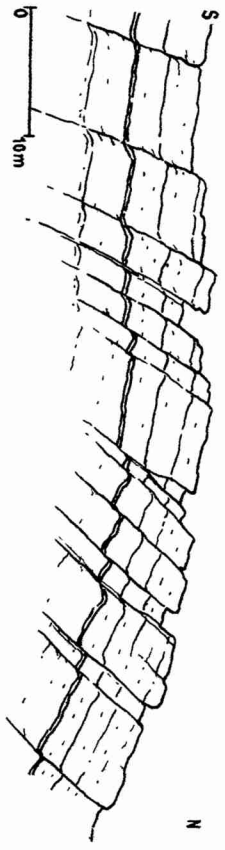

Abb. 21. Drehverschiebungen in den Kalken des Ob. Juras an der Ostwand des M. Tundu (südwestlich von Dorgali).

19) Da auch der M. Argentu — nach der übereinstimmenden Ausbildung des Juras in der näheren und weiteren Nachbarschaft zu schließen — vom Tithonmeer überflutet war, so beträgt die junge Hebung stellenweise sogar mehr als 1800 m.

Meeresspiegel taucht, entspricht der morphologische Abbruch einem tektonischen. Die Art dieses Abbruches oder besser dieser Abbiegung ergibt sich aus Abb. 20.

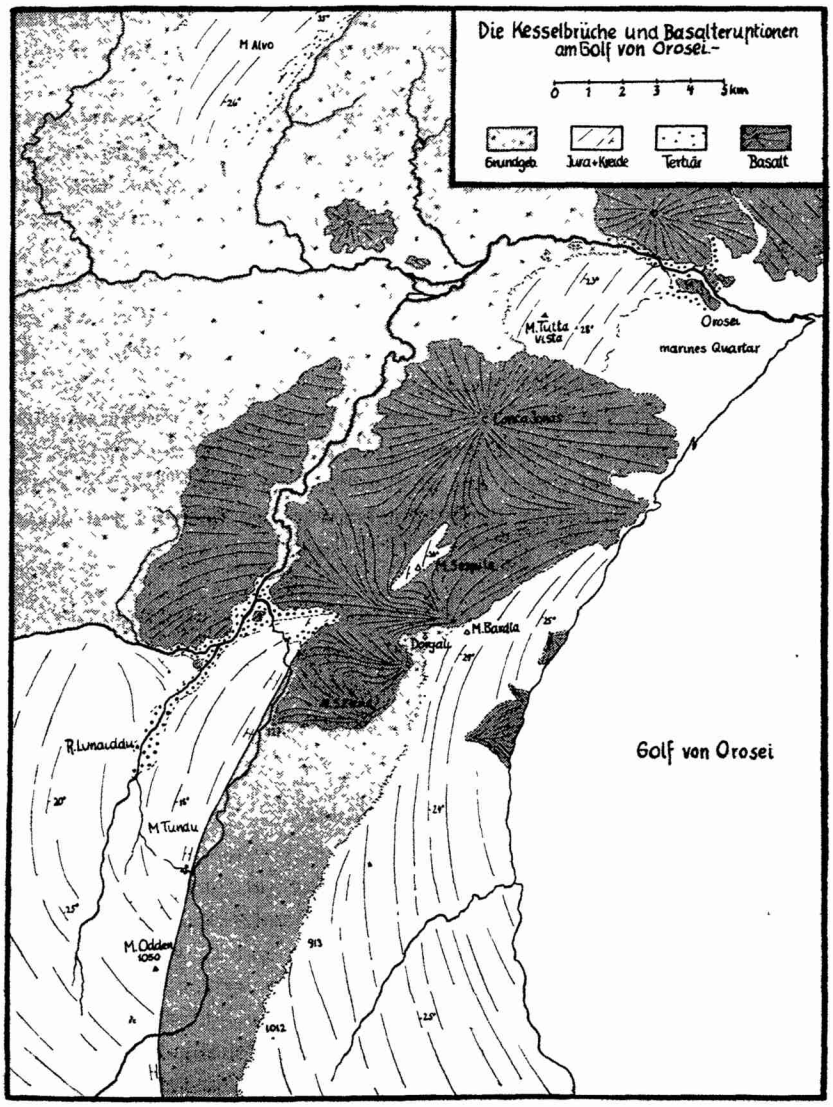

Abb. 22. Die Kesselbrüche und Basalteruptionen am Golf von Orosei.

Bei der Abbiegung ist es zunächst zu Zerreißungen gekommen. Im weiteren Verlauf der Bewegungen sind dann die Schollen an

diesen Brüchen um 20—30° gekippt worden, sodaß trotz des gleichsinnigen Einfallens dieselbe Schichtenfolge wiederkehrt. Auch dort, wo die Abtragung das mesozoische Deckgebirge beseitigt und die kristalline Unterlage bloßgelegt hat, deutet sich die Kippung in dem schroffen Abfall der Schollen nach Westen und dem allmählichen Untertauchen des Granites nach Osten unter die Schieferhülle an (Abb. 20 oben links).

Das starke Schichtenfallen darf also nicht mit der Abbiegung, die kaum 5° erreicht, verwechselt werden. — Wie sich im Bereich einer sehr flachen Flexur derartige Drehverschiebungen einzelner Schollen abspielen können, zeigt die Kleintektonik am M. Tundu (s. Abb. 21).

Die großen Brüche streichen parallel der Küste und sind wie diese etwas bogenförmig angelegt. An der Knickstelle, wo das N-S-Streichen in das SW-NO-Streichen umbiegt, häufen sich die Ausbruchsstellen basaltischer Ergüsse (s. Abb. 22).

Offenbar ist die Knickstelle durch Brüche geschwächt worden, die dem Magma den Durchburch erleichterten. In der Tat zeigen ja die Drehverschiebungen am M. Tundu, daß außer einer Zerrung senkrecht zur Küste hier auch eine schwächere parallel zur Küste erfolgte.

2. Das Alter der tektonischen Bewegungen.

Dank dieser verschieden gerichteten Zerrbewegungen sind auch jüngere Sedimente durch Einbrüche vor der Abtragung bewahrt geblieben, die das Alter der Bewegungen näher zu bestimmen gestatten.

a) Die erste Anlage.

Über die erste Anlage des Golfs von Orosei wissen wir noch wenig. Nach der heutigen Verbreitung der jurassisch-kretazischen Sedimente an der Ostküste möchte man annehmen, daß sie nur in den Golfen von Orosei und Terranova abgelagert wären, — daß mithin bereits damals hier Senken bestanden hätten. Aber schon die ähnliche Entwicklung des Juras und der Unteren Kreide an der Westküste und zum Teil auch auf dem Hochland zeigen, daß die heutige Verbreitung nur der Rest einer einstmals sehr viel größeren ist.

Trotzdem möchte ich jedoch vermuten, daß der Golf von Orosei schon im Oberen Jura leise angedeutet war, da es doch zum mindesten auffällig ist, daß bei Baunei randwärts immer jüngere Horizonte transgredieren, derart, daß die basalen Sandsteine

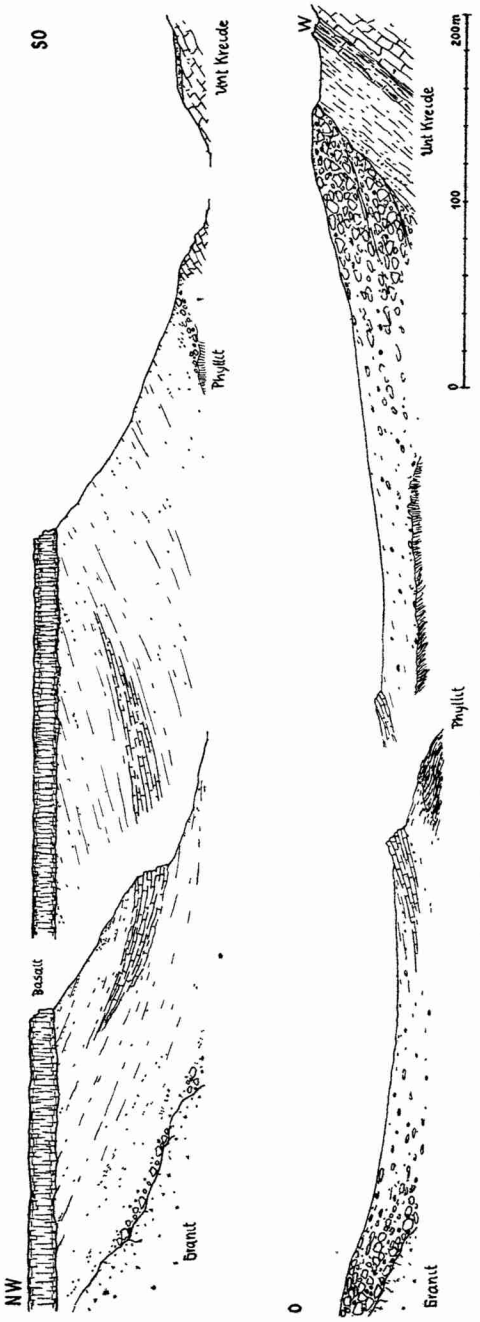

Abb. 23. Die Eozäntransgression bei Orosei.

und Dolomite, die wenig nördlich — also beckenwärts! — auf 300 m anschwellen, hier völlig auskeilen, wie Deninger (1902, S. 442) gezeigt hat.

b) Laramische Bewegungen bei Orosei.

Leider fehlen Sedimente der jüngeren Kreidezeit, um die Entstehung des Golfs fortlaufend verfolgen zu können. Denn schon im Eozän waren die Kesselbrüche nahezu im heutigen Ausmaß aufgerissen und das Senkungsfeld in seiner jetzigen Gestaltung klar zu erkennen, wie folgende Beobachtungen ergeben:

Lange bekannt ist das Eozän bei der Kapelle Madonna di S. Rimedio westlich von Orosei, wo schon Lamarmora in den fast rein organogenen Kalken nahe der Kapelle neben *Conoclypeus conoideus* und *aequidilatatus* zahlreiche Nummuliten des Lutets fand und Fossa-Mancini (1924, S. 181) in den tiefsten Schichten auch solche der Ypernstufe nachwies.

Auch beobachtete bereits Lamarmora, daß diese fossilführenden Kalke im Westen in Kalkbrekzien übergehen und im Osten in granitführende Konglomerate, ohne daß er jedoch Klarheit über die Lagerungsverhältnisse gewinnen konnte. Und in der Tat sind diese eigenartig genug.

Wie Abb. 23 unten rechts zeigt, setzt sich das Liegende des Eozäns im Westen aus einer mächtigen, konkordanten Folge von unterkretazischen Kalken zusammen. Zu unterst liegen die festen Hornsteinkalke des Neokoms, darüber folgen mergelige Kalke, die nach oben knollig und glaukonitisch werden und reich an schlecht erhaltenen Belemnitenrostren sind. — An diese steil einfallenden kretazischen Kalke lagern sich mit deutlicher Diskordanz mächtige, grob gebankte Brekzien an, die sich aus aufgearbeiteten kretazischen Kalken zusammensetzen. Besonders häufig sind darunter Blöcke von Hornsteinkalk, die bis zu 2 m im Durchmesser erreichen, sowie Brocken von Belemniten führendem Grünmergel. Die großen Komponenten lassen kaum Spuren von Abrollung erkennen im Gegensatz zu den zahlreichen kleinen Geröllen. Diese sind von Austern, Serpeln und Bryozoen bewachsen; da sich auch in dem kalkigen Zement, welcher das Trümmermaterial verkittet, zahlreiche Nummuliten finden, handelt es sich also um eine marine Ablagerung.

Die Kalkbrekzien stellen offenbar den Schutt dar, der sich an den Küstenhängen der bereits aufgerichteten kretazischen Kalke während des Eozäns anhäufte. Tatsächlich werden mit der Entfernung vom alten Kliff die Kalkbrekzien rasch geringmächtiger

und verzahnen sich mehr und mehr mit sandigen Mergeln, sodaß schließlich nur noch vereinzelte gut gerundete Gerölle auf die Nähe des Kalkgestades hinweisen.

Sehr wesentlich ist nun, daß in einigen tieferen Schürfen sowie in den Wegböschungen unter den Kalkbrekzien bezw. den Eozänmergeln Phyllite erscheinen[20]); denn es erweist sich damit, daß das Eozän jünger ist als die Bewegungen, die die viele hundert Meter mächtigen Kalke des Juras und der Unteren Kreide hier neben das Paläozoikum verworfen haben. Da im Nordwesten Sardiniens Deninger (1907, S. 457 f.) noch fossilführendes Turon und Senon nachweisen konnte und er ausdrücklich hervorhebt, daß er keinerlei Unterbrechung in der Sedimentation seit dem Oberen Jura beobachten konnte, und da weiterhin Lepsius (S. 539) *Acanthoceras rhotomagense* aus den Kalken des nahen M. Santo bei Baunei erwähnt, so darf man wohl annehmen, daß der Beginn der orogenetischen Bewegungen frühestens ins höchste Senon bezw. Danien fällt. Die für die junge Tektonik Sardiniens weitaus wichtigste Phase scheint demnach die laramische zu sein; denn das Eozän ist, wie Abb. 23 zeigt, nicht mehr erheblich gestört worden[21]).

Gehen wir noch etwas weiter nach Osten, so beobachten wir bei der Kapelle Mad. del Rimedio reine Grobkalke, die sich fast ausschließlich aus Nummuliten zusammensetzen und als Linse in den sandigen Mergeln des Eozäns eingebettet liegen. Diese enthalten hier neben vereinzelten Phyllitbrocken auch schon Quarzkiesel und Granitgerölle, die nach Osten mehr und mehr zunehmen und zugleich größer und eckiger werden, sodaß schließlich das Eozän fast ganz aus Granitschutt und -grus (mit vereinzelten Nummuliten) besteht und man zuweilen anstehenden Granit vor sich zu haben glaubt.

Doch tritt dieser hier nicht zutage, wohl aber wenig weiter im Norden am Cedrino unterhalb der Kapelle S. Lucia. Dort liegt unter schräg geschichteten Sandsteinen mit Granitgeröllen, Kalkkonkretionen und zahlreichen Cardien zunächst Granitgrus, der kantengerundete Granitblöcke einschließt und in dem zahlreiche Austern eingebettet sind[22]). Am Talboden tritt dann noch an-

20) Auch Fossa-Mancini hat diese bereits beobachtet (1924, S. 181).

21) Es ist somit ein merkwürdiger Zufall, daß ich auf Grund meiner Beobachtungen an der Ostküste zu dem gleichen Resultat gekommen bin, zu dem Tornquist bereits 1902 an der Westküste — allerdings auf Grund einer Verwechslung von silurischen Konglomeraten mit kretazischen — gelangt war.

22) Er ist offenbar gleichaltrig mit dem im Hangenden des Eozäns lokal auftretenden etwa 25 m mächtigen Sandsteinen (mit Edelkorallen, Pecteniden,

stehender Granit, der von einigen Apliten durchtrümert wird, darunter zutage. Dieselbe Granitschwelle dürfte auch 1 km weiter südlich noch durchstreichen und dort bereits im Eozän ihre Gehängebrekzien in das Meer hineingeschüttet haben, wie sie es auch späterhin im Pliozän getan hat.

Ähnlich sind die Verhältnisse im Durchbruch des Cedrino nördlich des M. Tuttavista: während sich im Nordwesten des Flusses das Eozän deutlich am Granit anlagert und reich an dessen Detritus ist, breitet es sich im Südosten über die Jura-Kreidekalke des M. Omene. In der Mulde dazwischen aber, wo es über den Phylliten transgrediert (die südlich des Flusses in weiter Verbreitung und auch nördlich desselben am Boden eines Kalkofens aufgeschlossen sind), — da und nur da stellt sich wieder eine mächtige Nummulitenkalklinse ein (s. Abb. 23 oben).

Selten klar können wir also hier die hydrographischen Verhältnisse des Eozänmeeres überschauen: zwischen dem Kreidekalkkliff und den Granitklippen war in den leicht zerstörbaren Phylliten eine Wanne ausgehoben, die den Schutt von beiden Seiten auffing. Da sich auch im Nordwesten des M. Tuttavista dieselben rein organogenen Kalke über den Phylliten wiederfinden[23]), so erstreckt sich die submarine Rinne von der Ostseite des M. Tuttavista viele Kilometer weit nach Norden und Westen: stets folgt sie den leicht zerstörbaren Phylliten, die sich in der schmalen Flexurzone zwischen Granit und Kreidekalk einschieben.

c) Die nacheozänen Bewegungen bei Orosei.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich also, daß die Drehverschiebungen der Schollen an der Ostküste im wesentlichen vor der Transgression des Eozänmeeres erfolgt sind. Und doch gibt es Anzeichen, daß diese Bewegungen auch später im gleichen Sinne weiter verliefen.

Zunächst einmal wäre es ja sehr merkwürdig, wenn das heutige Relief bereits im Eozän herausmodelliert wäre, — wenn mithin die Abtragung seit jenen Zeiten nur einen minimalen Betrag erreicht hätte. Und in der Tat ist das Eozän, das ausschließlich in den Gelenken der Schollen erhalten blieb, noch deutlich geschleppt.

Austern, Patellen, Haifischzähnen etc.), die nach FOSSA-MANCINI dem Pliozän angehören.

23) Der Phyllit ist hier unter der Transgressionsfläche sehr zersetzt und die tieferen Bänke des Eozäns sind durch den aufgearbeiteten Tonschlamm stark verunreinigt. Erst im Hangenden stellt sich ein rein organogener Grobkalk ein, dessen höchste Lagen nach FOSSA-MANCINI dem Auversien angehören (1924, S. 182).

So fällt z. B. der eozäne Kalksandstein von Castell Pontes (nordwestlich des M. Tuttavista), der Porphyroide des Grundgebirges unmittelbar überlagert, noch mit 40° ein, aber nicht wie die nahen Jurakalke des M. Tuttavista nach Südosten, sondern nach Nordwesten, m. a. W.: an der großen voreozänen Verwerfung, die zwischen dem Castell Pontes und dem M. Tuttavista durchstreicht und die die verschiedene Unterlage des Eozäns bedingt (bald Jura-Kreide, bald Grundgebirge), ist es zu posthumen Bewegungen gekommen, welche die Kreidetafel hoben und die nordwestlich gelegene Phyllitscholle dementsprechend senkten, sodaß dabei das Eozän auf dem Scharnier noch auffallend stark geschleppt werden mußte (s. Abb. 20 oben).

Vielleicht sind dieselben Bewegungen auch heute noch nicht zur Ruhe gekommen; ist es doch auffällig, daß mit dem Rand der gehobenen Jura-Kreidetafel just der 800 m hohe, jähe Absturz des M. Tuttavista zusammenfällt, während diesseits der Verwerfung sich im Bereich der gesenkten Scholle eine weite, versumpfte Niederung ausdehnt. Wenn ferner die Granit- und Phyllitscholle von Loculi, die doch längst ihre Kalkbedeckung verloren hat, eine „Schichtstufe" genau der gleichen Art bildet wie die Kalkplatte des M. Tuttavista und des M. Alvo, so ist das nur möglich, wenn nicht die petrographisch bedingte Schichtstufenlandschaft eines en bloc gehobenen Rumpfes vorliegt, sondern wenn die jungen und jüngsten Krustenbewegungen es sind, die die Oberfläche vorschreiben.

Auch stehen die Verhältnisse am Scharnier von Castell Pontes keineswegs vereinzelt da: in gleicher Weise fällt am Scharnier von S. Marco der Granit der gehobenen Scholle steil ab zu einer weithin verfolgbaren Niederung und ist das Tertiär, das bald auf Phylliten, bald auf Kreidekalken transgrediert, geschleppt worden (s. Abb. 20 oben).

Die Kippung der einzelnen Schollen hat also das Eozän überdauert und ist vielleicht in der Gegenwart noch nicht zur Ruhe gekommen. Allerdings sind diese posthumen Bewegungen nur schwache Nachklänge der laramischen Verwürfe, die bei der Mächtigkeit der Jura-Kreidebedeckung ein Ausmaß von mindestens 1000 m gehabt haben müssen. Sie waren es also, die den Kesselbruch des Golfs von Orosei geschaffen haben.

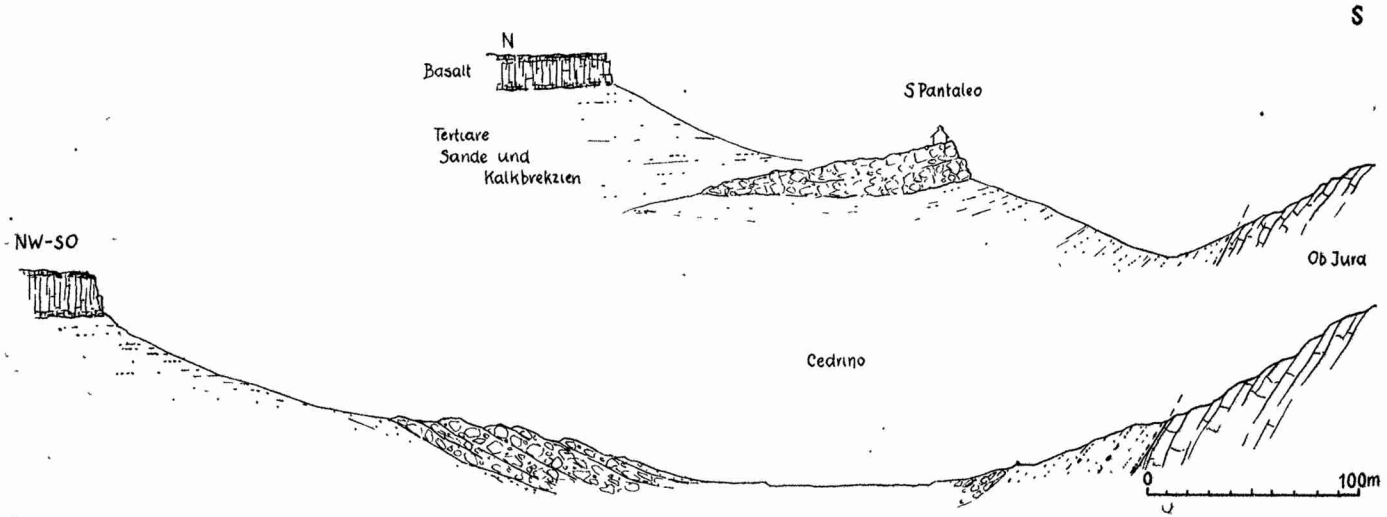

Abb. 24. Posthume Bewegungen an der vortertiären Störung nordwestlich des M. Omene bei Dorgali.
(Die tertiären Sande links ruhen unmittelbar auf Granit.)

d) ?Laramische Bewegungen bei Dorgali.

Wie im Nordwesten des Golfs, so sind auch im Südwesten bei Dorgali die Schichten im wesentlichen vor Ablagerung des Tertiärs[24]) gekippt worden (s. Abb. 24).

Wo die Straße von Dorgali nach Nuoro den Cedrino überschreitet, ist das Auflager des Tertiärs auf dem Granit klar zu beobachten. Das Grundgebirge läßt sich dann an der Basis des Tertiärs weiterverfolgen bis südlich der Kapelle N. S. degli Angeli. Hier tauchen unter denselben Glimmersandsteinen des Tertiärs unvermittelt die mächtigen Jura-Kreidekalke des M. Omene auf; dazwischen muß also eine große, vortertiäre Störung durchstreichen[25]). Das erklärt auch, warum bei der Kapelle S. Pantaleo sich plötzlich mächtige Kalkbrekzien im Tertiär einstellen können, obwohl dieses auf Granit ruht. Sie sind eben eine weit vorgeschobene Zunge von dem tertiären Gehängeschutt der Omenescholle.

e) Posthume Bewegungen bei Dorgali.

Wie bei Orosei, so ist es auch hier zu geringfügigen posthumen Bewegungen gekommen, da in unmittelbarer Nachbarschaft der vortertiären Störungen die Sandsteine des Tertiärs aufgerichtet sind und der tertiäre Kalkschuttfächer z. T. sogar invers einfällt (s. Abb. 24). Die Reibung am Pressungsgelenk hat hier bei einer weiteren Kippung der Schrägschollen zu einer Stauchung geführt, deren Intensität mit der Entfernung von der Störung rasch abnimmt.

Vielleicht darf man auf posthume Bewegungen an diesem großen Querbruch, der die Kreidekalke des M. Omene neben Granit verwirft, auch das sonst schwer verständliche Relief des Meeresbodens im Golf von Orosei zurückführen: in der östlichen Fortsetzung der gehobenen Scholle ist das Meer nämlich relativ seicht und erreicht kaum 50 m, während es in der Fortsetzung der gesunkenen Scholle in der gleichen Entfernung von der Küste bis auf nahezu 1000 m abfällt, sodaß es naheliegt, in dem auffälligen W-O-Streichen der dicht gedrängten Isohypsen die Verlängerung der großen Querbruchzone zu vermuten.

---

24) Leider haben sich hier bislang noch keine Fossilien gefunden, die das eozäne Alter des Tertiärs sichergestellt hätten. Ich möchte daher die Bezeichnung Eozän vermeiden.

25) Noch klarer als hier ist das Auflager des Tertiärs auf dem Mesozoikum nordöstlich des M. Corallino, wo sich die an Granitdetritus reichen Glimmersandsteine mit Kalkbrekzien verzahnen, die dem Neokom deutlich angelagert sind.

f) Die Entstehung der Oberflächenformen bei Dorgali.

Auch die Gestaltung der Erdoberfläche spiegelt den tektonischen Bau wieder, sei es, daß, wie bei Orosei, die Drehverschiebungen noch andauern und das Oberflächenbild somit einem Bewegungsbild nahekommt, — sei es, daß, wie im Südwesten von Dorgali, wo die jungen Bewegungen abflauen, die petrographischen Eigentümlichkeiten der Schollen von der Abtragung herausgearbeitet werden.

Freilich vermutete v. RATH gerade bei Dorgali eine Zone intensiver junger Tektonik; glaubte er doch in dem 20 km langen und auffällig breiten Tal südlich von Dorgali einen subrezenten Grabenbruch zu erkennen. Aber ich kann mich seiner Deutung nicht anschließen, da eine genauere Untersuchung ergab, daß die Ostwand einen reinen Erosionsrand der Jura-Kreidetafel darstellt, während die Westwand allerdings tektonisch bedingt ist. Jedoch ist gerade die westliche Scholle abgesunken — wie u. a. die Schleppungserscheinungen an dem gut aufgeschlossenen Pressungsgelenk zeigen — und der Granit des Talgrundes gehoben, sodaß das Tal nicht einem jungen Grabenbruch folgt, sondern bloß durch die Ausräumung des wenig widerstandsfähigen Grundgebirges bedingt ist (s. Abb. 25).

Somit können die posthumen Bewegungen an den Schollengelenken hier nur geringfügig gewesen sein. Das hängt wohl damit zusammen, daß nach Süden das Ausmaß der Kippung überhaupt abnimmt und die einzelnen Schollen mehr und mehr zu einer einheitlichen Platte verschmelzen, sodaß nur noch ein größerer Bruch bemerkbar ist, eben der, der die gesunkene Schrägscholle des Kalkhochplateaus gegen den gehobenen Granit des Tales von Dorgali verwirft. Es liegt nun nahe zu fragen, ob nicht etwa noch ein älteres Entwässerungssystem nachzuweisen ist, das noch strenge Abhängigkeit von der Tektonik zeigt, — das also auf den Kalkhochflächen der gesunkenen Scholle zu suchen wäre (siehe Abb. 25).

Abb. 25. Die Umkehr der Höhengestaltung südwestlich von Dorgali. — Zunächst folgte der Flumineddu der Tektonik, später den am wenigsten widerstandsfähigen Gesteinen.

Dem ist in der Tat so, und zwar haben sich dank der Verkarstung der Kalke die alten Täler sogar recht gut erhalten. Sie liegen dort, wo die Jura-Kreidetafel zwischen Oliena und Ursulei am tiefsten eingedellt ist, in einer Höhe von etwa 1000 bis 1100 m. Während der heutige Flumineddu, dessen Klamm in diese seichten Wannen etwa 3—400 m tief eingeschnitten ist, die Costa Silana durchbricht, um zu dem jungen Ausräumungstal von Dorgali hinabzustürzen, liegt die Fortsetzung des Alttales in der Verebnung des Campu Donanigoro, zu dem es von ca. 1000 m auf 930—900 m langsam absteigt. Dann aber senkt sich auch das einstige Bett des Flumineddu beeinflußt durch jüngere tektonische Bewegungen ziemlich rasch zum R. Lunaitto auf etwa 200 m hinab.

Um diesen zunächst nur morphologisch erkannten Talzug auch geologisch durch Geröllfunde nachweisen zu können, habe ich gemeinsam mit Herrn Elberskirch die Kalkhöhen nach alten Schottern abgesucht und schließlich auch solche gefunden. Wie die Augensteine der nördlichen Kalkalpen liegen sie nicht mehr auf primärer Lagerstätte, sondern sind in tiefe Karstklüfte zusammengeschwemmt worden. Denn nur in diesen fand ich südlich des Campo Donanigoro und westlich der Punta s'Iscopargiu (P. 1022) zahlreiche nuß- bis faustgroße Quarzkiesel, wie sie in gleicher Weise — nur etwas kleiner — Schotterterrassen in der Region Pala de Tinzosos aufbauen. Da das heutige Flußsystem mit allen Quellästen im Gebiet der mesozoischen Kalke liegt, sind die Gerölle tatsächlich die Relikte eines Altflumineddu, dessen Lauf somit festgelegt ist.

Es ergibt sich also, daß die Entwässerung zunächst der tiefsten Einmuldung der gesunkenen Jura-Kreidekalkscholle folgte. Als aber später das Grundgebirge der gehobenen Scholle infolge der oberflächlichen Abspülung ungleich rascher abgetragen wurde als die verkarstete Kalktafel, da bedurfte es nach der Anzapfung des Flumineddu nur noch kurzer Zeit, um das durch die Tektonik geschaffene Relief derart umzukehren, daß heute das Haupttal der gehobenen Scholle folgt und die gesunkene Scholle als ein Hochplateau erscheint.

Wir sehen somit, wie vorsichtig man bei der Auswertung der Morphologie für die jungen Krustenbewegungen sein muß.

g) Der Aufstieg basaltischer Schmelzen.

Jünger als ein guter Teil der heutigen Talformen und damit das letzte wichtige Ereignis in der Geschichte des Golfs von Orosei ist die Eruption basaltischer Schmelzen, die sich deckenförmig über die tertiären Sedimente breiteten und damit an der Auffüllung

der tektonischen Senken nicht unwesentlichen Anteil haben. — Die Ausbruchsstellen des Magmas sind noch klar erkennbar. Bereits Lamarmora nennt als solche den M. S. Elena, den Cucurru Pirische, die Punta Conca de Janas, sowie einige kleinere nördlich von Orosei und bei Cala di Gonone. Sie alle stellen flache Schilde dar, wie es bei dünnflüssigen basischen Lagen ja häufig zu beobachten ist.

Wohl scheinen einige von ihnen, wie besonders die um Dorgali, auf einer und derselben Spalte aufzusitzen, doch handelt es sich m. E. nicht um Spaltenergüsse i. e. S., da es deutliche Eruptions*punkte* und nicht -*linien* sind und irgendwelche Gänge, die als Förderspalten in Betracht kämen, fehlen. Wenn auch einem punktförmigen Lavadurchbruch eine Explosion voranzugehen pflegt, so scheint doch hier die Förderung von Anfang an ruhig und ziemlich stetig gewesen zu sein; denn bislang sind keinerlei Explosionsprodukte, wie Aschen und Bomben, gefunden. Offenbar konnte das Magma die Kruste dort, wo diese nicht nur durch Zerrung in *einer* Richtung, sondern in *mehreren* zerrissen war, auch ohne vorangegangene Sprengung durchbrechen.

Das Alter der vulkanischen Tätigkeit.

Die ältesten Basaltdecken liegen nördlich von Orosei auf einer Brandungsplattform, die von ca. 60 m unmerklich auf über 150 m ansteigt und damit andeutet, daß der Rückzug des Meeres oder besser die Hebung des sardischen Blockes sich an dieser Stelle wahrscheinlich allmählich vollzogen hat. — Als der Strand etwa 60 m über dem heutigen lag, erfolgte der erste größere Ausbruch. Sobald es also gelingt, diesen Zeitpunkt einwandfrei zu bestimmen, ist auch der Beginn der Basalteruptionen im Golf von Orosei festgelegt. Vorläufig läßt sich nur folgendes darüber aussagen:

Selbst die ältesten Teile der Brandungsterrasse sind jünger als das Pliozän von Orosei, in das sie eingeschnitten sind. Da sich nun weiter bei Cagliari noch in 100 m Höhe über dem heutigen Meeresspiegel subrezente marine Ablagerungen gefunden haben, ist es durchaus möglich, daß die vulkanische Tätigkeit erst im Quartär begann — trotz der bedeutenden nachbasaltischen Erosionsleistung. (Denn die gehobenen Deckenbasalte von Orosei sind bereits erheblich zerschnitten, und bei Dorgali hat gar der Flumineddu eine 80 m tiefe Klamm in den festen Basalten ausgekolkt, die ihm seinen Weg zum Meer verbarrikadierten und zum Ausweichen durch die Kalkmauer des M. Omene zwangen.)

Und nun das Ende der vulkanischen Tätigkeit. Wenn es auch heute an warmen Säuerlingen nicht mangelt und somit noch immer

die Schmelzen in der Tiefe nicht vollständig entgast und erkaltet sind, so dürfte doch der letzte Lavaerguß in vorhistorischer Zeit stattgefunden haben, da schon auf den jüngsten Strömen die bronzezeitlichen Turmbauten errichtet sind. — Wie verhalten sich nun diese jungen Ausbrüche zu den Küstenterrassen? Klar erschlossen ist dieses Verhältnis vor allem bei Cala di Gonone am Ostabfall des M. Tolui. Hier beobachtete schon LAMARMORA, daß die Basaltströme den Berghang heruntergeflossen sind und kleine Talmulden in den Nerineenkalken des Oberen Juras erfüllen. Wichtiger ist, daß ein Lavastrom der niedrigsten Küstenterrasse auflagert, ja noch mehr, daß er sie z. T. sogar fortgeräumt hat, wie z. B. 2 km südlich von Cala di Gonone, wo die Lava mächtige Brocken von mitgerissenen Schottern, die leicht gefrittet sind, einschließt. Die basaltische Schmelze ist hier offenbar wie ein Wasserfall über die Küstenterrasse heruntergestürzt, sodaß zur Zeit der Eruption der Meeresspiegel seine heutige Lage bereits innegehabt haben muß.

Sehr lange kann also der letzte Ausbruch nicht zurückliegen. Es scheint sich damit eine Dauer der vulkanischen Tätigkeit von einigen 100000 Jahren zu ergeben. (Nichts wäre also verfehlter, als die Ausbrüche als gleichzeitig zu betrachten; schließt doch die Küstenterrasse von Cala di Gonone schon Basaltgerölle ein, ein Zeichen, daß bereits vor ihrer Ablagerung Eruptionen statt gefunden haben müssen. — Ebenso läßt sich am Westhang des M. Tolui leicht nachweisen, daß der Basalt in mehreren Phasen gefördert wurde; so durchbricht in den Aufschlüssen an der Landstraße bei km 10 ein 2—3 m mächtiger Gang eines Olivinbasaltes den Gehängeschutt, in dem außer Granitmaterial sich bereits älterer Basaltdetritus findet.)

3. Vergleich mit anderen Teilen der Ostküste.

Es ergab sich also bei Orosei und Dorgali, daß der Abbruch des Hochlandes und der heutige Küstenverlauf hier schon durch die laramische Tektonik vorgezeichnet ist, wenn auch jüngere Bewegungen noch an der weiteren Kippung der Schrägschollen und an der Gestaltung der Oberfläche beteiligt sind. Es fragt sich jetzt nur noch, ob und inwieweit die tektonischen Verhältnisse am Golf von Orosei denen anderer Teile der sardischen Ostküste entsprechen, — ob sie mithin überhaupt als typisch angesehen werden dürfen. Diese Frage ist deshalb schwer zu entscheiden, weil das Deckgebirge sonst nicht an das Meer herantritt. Immerhin weist schon der auffällig geradlinige Verlauf der Ost-