

Werk

Titel: Das Hochland Sardiniens

Jahr: 1931

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1931_0003|log48

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

tiärbeckens zu konzentrieren scheint, wissen wir wenig, da Bohrungen m. W. bislang noch niemals sicheres Jungtertiär erreicht haben. Immerhin zeigt schon die Mächtigkeit der Quartärschotter, die bereits nahe dem Grabenrand — so südlich von Assemini im NW von Cagliari (nach E. FERUGLIO, S. 207) — auf über 100 m anschwillt (das sind 96 m unter dem Meeresspiegel!), daß hier eine sehr jugendliche, intensive Senkung vorliegt. Unterlagert werden die fluviatilen Schotter von Tonen mit vereinzelt Kies- und Geröllinseln, die wahrscheinlich ein marines Sediment darstellen. Auch dieses ist relativ mächtig, ist es doch bei 200 m noch nicht von den Bohrungen durchteuft worden. Fossilien sind leider nicht darin gefunden worden, sodaß das Alter dieser Grabenfüllung (ob frühes Quartär oder jüngstes Pliozän) noch ungewiß bleibt. Sicher ist jedoch, daß diese Schichten in und über dem Jungmiozän jenseits des Grabenrandes unbekannt sind. Schon daraus ergibt sich, daß die Sprunghöhe an der nachmiozänen Bruchstufe einige hundert Meter betragen muß. Da nun LAMAMORA bei Cagliari noch in 100 m Höhe über dem Meer Ablagerungen mit subrezentem marinen Muscheln gefunden hat, so ist allein im Quartär der Campidan um mindestens 200 m gesackt.

Und vielleicht ist diese Senkung noch nicht einmal zum Stillstand gekommen; denn noch immer schottern die Flüsse derart auf, daß kaum die Wasserscheide wahrzunehmen ist. Wenn bei dieser beträchtlichen Sedimentzufuhr der seichte Meeresarm noch jetzt nicht zugeschüttet ist, sondern im Gegenteil das Meer in den Golfen von Oristan und Cagliari tief in den Graben eindringt (ja, zu LAMAMORA's Zeiten sogar noch ein Salzsee mit mariner Fauna inmitten des Campidans lag, der als letzter Rest eines Haffs gedeutet wird), so kann man nur annehmen, daß auch der Campidan-graben noch heute gegenüber dem angrenzenden Hochland langsam in die Tiefe sinkt.

D. Das Hochland Sardiniens.

Während das westliche Hochland morphologisch wenig reizvoll ist, da die Erosionsbasis auf allen Seiten derart nah und tief liegt, daß kaum größere Altflächen erhalten bleiben konnten, sondern fast alle in schmale Grate und Rücken aufgelöst sind, — ist das ungleich größere östliche Hochland wegen der weiten Bedeckung durch jüngere Sedimente und der trefflichen Erhaltung zahlreicher ineinander geschachtelter Altflächen für die Deutung und Datierung der jungen Krustenbewegung von besonderem Interesse.

1. Die Art der Bewegungen.

Im Gegensatz zu der unruhigen Tektonik und Morphologie der Küstengebiete ist der Aufbau und die Oberflächengestaltung des Hochlandes einfach und klar. Weithin lassen sich die horizontalen Schichtbänke der gehobenen jungmesozoisch-alttertiären Tafeln verfolgen, die von überaus eintönigen Plateauflächen bedeckt werden. Auch wo das Grundgebirge unter ihnen bloßgelegt ist, ändert sich das morphologische Bild kaum; denn auch hier sind unübersehbar weite Fastebenen in den Fels geschnitten. Wie an der Westküste die Brandungsterrassen, so kennzeichnen im östlichen Hochland die stufenförmig absteigenden Altflächen an der Flumendosa die episodische Senkung der Erosionsbasis und damit die Hebung des sardischen Blockes.

Wenn somit auch die Anlage der Trog- und Terrassentreppe der Flumendosa tektonisch bedingt ist, so sind doch bei der Rückwärtsverlegung der einzelnen Stufen die petrographischen Unterschiede der Baustoffe bis ins Feinste herausgearbeitet worden. Besonders widerstandsfähige Gesteine haben die rückschreitende Abtragung verzögert (oft so lange, daß auch die nächst tiefere Stufe noch bis an ihren Fuß zurückverlegt werden konnte), sodaß heute bei ausgereiften Fluren fast stets wichtige Gesteinsgrenzen mit Terrassenlehnen bzw. Trogrändern zusammenfallen.

So bilden z. B., wie Abb. 33 zeigt, variscische Intrusivgesteine den Härtling zwischen S. Basilio und Goni (oben links), der jäh zu der Eozänplatte um 100 m abfällt. Ebenso liegt der Rand der Terrasse von Armungia gerade dort, wo das Silur an den Devonkalk grenzt (Mitte links), und daß das nicht Zufall ist, zeigt auch Abb. 33, unten links, wo gleichfalls der Kalkrand die Fläche von Armungia begrenzt, während die Grauwacken mit dem Anstieg zur 570 m-Hochfläche einsetzen.

Derartige Beispiele finden sich häufig, stets sind die Steilhänge des heutigen Reliefs jungtektonisch und petrographisch bedingt. — Anders die großen Verebnungen, die so gut wie ausschließlich das Ergebnis einer Einnivellierung, d. h. einer tektonischen Ruhepause (unter der Voraussetzung konstanter Meereshöhe) sind. Sie köpfen, wie besonders die Armungiaterrasse lehrt, die verschiedensten Gesteine.

Damit soll natürlich die Bedeutung der Schichtfugen für die Gestaltung des Kleinreliefs keineswegs verkannt werden. Man vgl. nur einmal die eckigen, markanten Tafelbergformen des M. Cardiga, der aus einem Paket aufeinander gestapelter Sedimentdecken besteht, mit den sanften, gerundeten Formen des M. Genis, die der Kontaktfläche des variscischen Intrusivkörpers entsprechen dürften! —

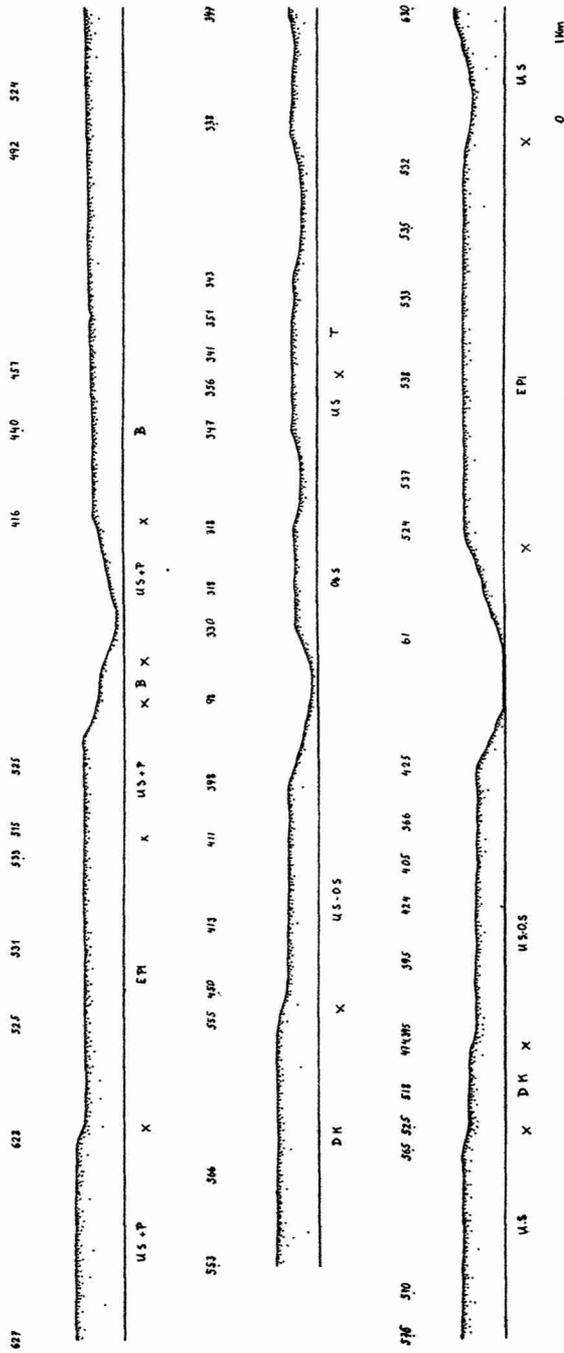


Abb. 33. Die Trogfächen- und Terrasentroppe an der Fulmendosa bei Goni (oben), Armungia und Villasalto (unten). Doppelt überhöht. Links ist S bzw. SW, rechts N bzw. NO. — Man beachte die Lage der

Altflächen zu den Gesteinsgrenzen (x):

U.S.: unterjurische Grauwacken, O.S.: oberjurische Tonschiefer und Kalke, D.K.: Devonkalk, P.: Porphyroide, B.: Basalte, E. Pl.: Eozänplatte, T.: Tertiär im allgemeinen.

Schmiegt sich somit auch die heutige Oberfläche den feinsten petrographischen Fugen weitgehend an (sodaß derart unähnliche Gebilde entstehen können), so ist doch die Gipfelfur beider Berge wieder tektonisch bedingt. Es sind Reste der ältesten Verebnungen, die die rückwandernde Rumpftreppe³³⁾ bei der Hebung des östlichen Hochlandes noch unversehrt gelassen hat.

2. Das Alter der Bewegungen.

a) Voreozäne Bewegungen.

Der erste Beginn der Hebung liegt weit zurück; denn wahrscheinlich war, wie TORNQVIST gezeigt hat, das korsardinische Hochland schon in der Trias als Barre zwischen dem Binnenmeer im Westen und dem offenen Ozean im Osten angedeutet; ist doch an der Westküste des sardischen Blockes die tiefere Trias typisch „germanisch“ entwickelt, während Sedimente dieser Zeit auf dem Hochlande fehlen und im Osten des korsischen Blockes bereits die mediterrane Fazies anhebt.

Erst im Bathonien wurde das Hochland vollständig überflutet; aber es ist bezeichnend, daß nach FUCINI und DENINGER (1905, S. 440 f.) die Fauna „nur sehr geringe Beziehungen zu den Faunen Italiens besitzt und sich vielmehr an die Ausbildung in Frankreich, England und Deutschland anlehnt.“ Das gleiche gilt auch noch für den Oberen Jura. — Kretazische Sedimente sind m. W. bislang auf dem Hochland nicht nachgewiesen worden, wohl aber in großer Mächtigkeit an den Küsten. Zum Teil wird dies mit der voreozänen Abtragung zusammenhängen, allein es ist auch denkbar, daß die höhere Oberkreide, die an der Westküste in Seichtwasserfazies (Hippuritenkalk) entwickelt ist, auf dem Hochland nie abgelagert wurde, wie es schon DENINGER (1907, S. 455) angenommen hat.

Klarer werden die Verhältnisse nach den laramischen Bewegungen: An der Ostküste haben wir gesehen, daß vor der Ablagerung des Eozäns dort Brüche von 1000 m Sprunghöhe aufgerissen waren; und auch an der Westküste fanden wir dieselbe orogene Phase wieder, die ich darum im Gegensatz zu LAMARMORA und SCHEU (1923 a, S. 53) für die weitaus bedeutungsvollste des sardischen Zwischengebirges ansehen muß. Auch auf dem östlichen Hochland, das von tektonischen Störungen wenig betroffen wurde, läßt sie sich noch nachweisen, wenn hier die Diskordanz zwischen Eozän und Jungmesozoikum auch nicht solches Ausmaß erreicht wie an der Ostküste.

33) Vgl. KOCKEL'S Ausführungen über die Rumpftreppe im Rheinischen Schiefergebirge, wo die Verhältnisse offenbar sehr ähnlich liegen.

Besonders wichtig für die Altersbestimmung der Hebung der sardischen Hochlandsscholle ist nun die Feststellung, daß das Liegende des Eozäns an den Küsten vorwiegend von jungmesozoischen Kalken, auf dem Hochland dagegen vorwiegend von Paläozoikum gebildet wird, — daß also m. a. W. die heutigen morphologischen Großformen schon damals zu erkennen waren. Dieser Schluß ist m. E. durchaus gerechtfertigt; denn die Eozäntransgression des südlichen Sardiniens ist nicht eine Zufälligkeit; treffen wir doch die gleiche Erscheinung auch noch im höchsten Norden der korsardinischen Masse wieder an, wo bei Palasca das Eozän mit groben Basalkonglomeraten unmittelbar auf dem Grundgebirge ruht, während wenig östlich noch mächtiges Mesozoikum (einschl. des Turons) darunter erhalten ist.

In engem Zusammenhang damit steht die Tatsache, daß die Tektonik mit der Mächtigkeit der Sedimente an Intensität gewinnt; beide sind ja eine Folge der Mobilität dieses Krustenstreifens. Der kristallinen Schwelle Westkorsikas steht die alpin aufgefaltete Geosynklinale Ostkorsikas gegenüber, die sich auch am Ostrand des sardischen Blockes schon in der Mächtigkeitszunahme der oberjurassisch-unterkretazischen Sedimente auf nahezu 1 000 m andeutet.

Warum sind hier aber die Sedimente nicht gefaltet worden? Warum fällt nicht der Ostabbruch des sardischen Blockes wie der des korsischen unmittelbar mit der Grenze von gefaltetem und ungefaltetem Gebirge zusammen? — Eine befriedigende Antwort ist heute noch nicht möglich, aber vielleicht führt ein Vergleich der Tektonik beider Abbiegungszonen doch einen Schritt der Erkenntnis näher. Den Bau der sardischen Flexurzone haben wir bereits kennen gelernt. Sie ist mit normalen Verwerfungen und Drehverschiebungen verknüpft, wie ihn die Kleintektonik am M. Tundu versinnbildlicht. Ganz anders ist die korsische Flexurzone von Palasca gebaut. Die Abbiegung vollzieht sich hier ungleich schneller, da sie nicht mit normalen Verwerfungen, sondern mit Aufschiebungen verbunden ist. Hier herrscht Pressung, nicht Zerrung. Die Hauptphase der Orogenese lag hier nicht vor, sondern nach dem Eozän.

Aber — und das ist für unsere Fragestellung das Wichtigste — klar vorgezeichnet war auch der Ostabbruch des korsischen Hochlandes schon vor der Transgression des Eozäns! Damit scheinen also, soweit es sich noch feststellen läßt, die morphologischen Einheiten der korsardinischen Masse schon zu Beginn des Alttertiärs dieselben gewesen zu sein wie heute.

b) Die pliozäne Trog- und Terrassentreppe der Flumendosa.

a) Die Troglflächen und die Methoden ihrer Altersbestimmung.

Die nacheozäne Hebung des östlichen Hochlandes, die sich in der Höhenlage des marinen Eozäns von 5—800 m klar zu erkennen gibt, läßt sich an der Entwicklung des großartigen Terrassensystems der Flumendosa studieren. Allerdings ist die Altersbestimmung der Troglflächen, wie wir die ältesten Terrassen wegen

ihrer beträchtlichen Ausdehnung bezeichnen wollen, nicht einfach und noch keineswegs gelungen. Zeigen doch gerade die modellartigen Formen, mit welcher Vorsicht die morphogenetischen Methoden der Altersbestimmung gehandhabt werden müssen.

1.

So ist der Grundsatz: jede Fläche ist älter als die auf ihr abgelagerten Sedimente, — hier nur sehr bedingt anwendbar, wie folgender Fall zeigt (s. Abb. 34).

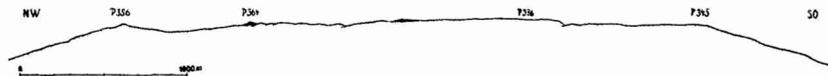


Abb. 34. Eozänrest auf der Gipfelflur nördlich von Ballao.

Nördlich von Ballao sind in der auffälligen Gipfelflur des Schiefergebirges sicherlich die Reste einer alten Verebnung erhalten. Auf den höchsten Kuppen (bei P. 364 und 373) fand ich nun einige winzige Eozänvorkommen in Gestalt von Cerithienschill, die darauf hinweisen, daß die Altfläche bereits vor Ablagerung des Eozäns angelegt ist. Ebenso läßt sich bei der 530 m-Flur östlich des R. Fluminedu leicht zeigen, daß sie mit der Basis des Eozäns übereinstimmt. Und wie hier, so ist es vielerorts: die Verebnungen steigen mit der Transgressionsfläche des Eozäns. Liegen die Altflächen zwischen Goni und S. Basilio 600 m hoch, so liegt auch das Eozän in dieser Höhe. — Noch auffälliger ist dieses Verhältnis etwas weiter südlich in der Region Piscina Carboni, wo sehr geringen Niveauunterschieden zweier Fluren eine verschiedene Höhenlage der Eozänbasis entspricht. Sogar einige der höchsten Flächenstücke des Gerrei, z. B. bei P. 712 (nordwestlich von Silius) und auf dem M. Ixi (P. 839 westlich von S. Nicolo Gerrei) werden noch von Eozänkonglomeraten gekrönt³⁴⁾. Es läßt sich also nicht leugnen, daß gewisse Trogfächen bereits vor der eozänen Transgression angelegt sind, bzw. Reste der Abrasionsfläche darstellen, die dann späterhin verbogen und zerbrochen wurde.

So interessant aber diese Feststellung, die wir z. T. bereits SCHEU (a S. 53 f. und 56) verdanken, auch ist, so ist sie doch für die Datierung der Altflächen und damit der Ruhepausen in der Aufwärtsbewegung des sardischen Blockes belanglos. Denn es kommt ja nicht darauf an, wann die Flächen angelegt, sondern wann sie

34) In ihnen glaubte ich zwischen P. 712 und 647 schlecht erhaltene Mytiliden erkennen zu können.

wieder herauspräpariert sind. Und das kann nur nach dem Eozän der Fall gewesen sein; mußte doch das gesamte Alttertiär, das einige 100 m mächtig ist, wie der Zengenberg des M. Cardiga zeigt erst wieder abgeräumt werden. Außerdem kappen, wie SCHEU (1923 a, S. 47) bereits erwähnt hat, gewisse Verebnungen nicht nur das Eozän, sondern auch das Miozän, das gleichfalls lokal auf 700 m hochgehoben ist. Somit können also die ältesten Fluren des sardischen Blocks unmöglich eozänen, sondern höchstens jungmiozänen Alters sein.

2.

Auch ein anderer Grundsatz der Morphologie — daß eine Fläche im allgemeinen um so älter ist, je höher sie liegt — darf nur mit größter Vorsicht angewandt werden. Denn mitten im östlichen Hochland des Gerrei liegt z. B. das große Senkungsfeld von Escalaplano (s. Abb. 35), wo mit den Oligozänablagerungen wahrscheinlich auch Altflächen eingebrochen bzw. tektonisch verstellt sind:

Obwohl dieses Senkungsfeld von Escalaplano einen kleinsten Durchmesser von etwa 20 km hat, habe ich in der Literatur, abgesehen von einer kurzen Bemerkung SCHEU's, keinerlei nähere Hinweise gefunden, so daß einige Belege notwendig sind: Tektonisch ist der Abbruch besonders im Süden deutlich, wo an der Straße Ballao-Escalaplano einige Staffelbrüche aufgeschlossen sind (vgl. Abb. 35 unten). Größeres Ausmaß erreicht der Verwurf weiter im Westen, denn während der M. Surei (446 m) und der M. Moretta (542 m) noch von variscischen Intrusivgesteinen gebildet werden, liegt bereits der Nordfuß des M. Surei im Tertiär (232 m). Der Bruch tritt im Gelände deutlich heraus, da ihm der Rio Mulargia auf mehrere km folgt. Das Tertiär besteht aus einer Wechsel-



Abb. 35. Die Schrägscholle von Escalaplano mit dem Vulkan des Planumuru.

Gestrichelt: Grundgebirge, punktiert: Tertiär, schwarz: Basalt.

lagerung von roten sandigen Tonen und Konglomeratbänken, die unten besonders grob werden und nicht selten Gerölle eines ooidischen Kalkes, der wohl dem Oberen Jura angehört, einschließen. Überlagert wird dieses Tertiär von einer ca. 20 m mächtigen Decke eines blasigen, glasreichen Basaltes, die die auffälligen Verebnungen des Taccu Piccinu und Taccu Majori bildet und sich bis Nurri verfolgen läßt, wo noch heute der alte Vulkankegel aufragt.

Da der Basalt sehr jung ist — lagert doch die Stirn des Stromes (s. S. 80) einer relativ niedrigen Terrasse auf — und mithin eine Auffüllungsform darstellt, so ist bei der Frage nach dem Alter der gekippten Verebnung natürlich nicht die Oberfläche des Stromes zu berücksichtigen, sondern die Basis, die am Westufer der Flumendosa kilometerweit zu verfolgen ist. Wohl sieht man hier, daß der Basalt hin und wieder eine Vertiefung ausfüllt, aber im allgemeinen ist die Basis auffallend eben, d. h. der Basalt liegt auf einer Altfläche. Diese steigt nach Norden allmählich an: am Südrand des Senkungsfeldes liegt sie etwa 400 m hoch, beim Nuraghen Arrubio bereits 490 m, und bei Nurri erreicht sie schließlich 520 m Höhe, — ja, nach SCHEU (1923 a, S. 47) steigt sie im Norden noch um weitere 100 m an.

Man darf nun wohl annehmen, daß diese Altfläche, die sich im Westen bei Mandas als nachmiozän erweist, nicht primär derart geneigt angelegt ist, sondern erst durch posthume Bewegungen schief gestellt wurde. Denn es ist doch merkwürdig, daß die Flumendosa, die zunächst gemäß dem allgemeinen Gefälle der Altflächen nach Westen zur Campidansenke fließt, im Bereich dieses Senkungsfeldes plötzlich nach Süden umbiegt und daß auch die anderen Flußläufe der Abdachung der gekippten Scholle folgen, indem sie statt gen Westen (zum nahen Tertiärbecken) gen Süden fließen und sich dann gerade dort sammeln, wo die Kippung den größten Betrag erreicht, — also am Mulargia-Abbruch, wo das Tertiär besonders tief gegen das Grundgebirge abgesunken ist.

Somit scheint hier in der Tat eine nachträgliche Verstellung einer Altfläche vorzuliegen. Trifft das zu, dann ist aber die 400 m-Verebnung der Taccu Majori viel älter als die benachbarte 400 m-Terrassenflur von Goni³⁵⁾, und es ergibt sich, daß man das Alter der Hochflächen nicht nur nach ihrer Höhenlage bemessen darf.

35) Wie die Bedeckung durch den gleichen Lavastrom zeigt, war die Kippung der Trogfläche z. Zt. der Goniterrasse bereits beendet. Ja, wahrscheinlich sogar noch früher, da schon die 340 m-Fläche (s. Abb. 33 Mitte rechts) das „stehengebliebene“ Schiefergebirge und die Trachyte des Einbruchgebietes in gleicher Weise kappt.

3.

Auch zwei weitere Methoden, die zur Altersbestimmung von Flächen mitunter angewandt werden, erweisen sich hier als unzulässig: gewiß sind im allgemeinen die Fluren, die am längsten der Abtragung preisgegeben sind, auch am reichsten gegliedert. Aber die Anwendung dieser Regel würde auf dem östlichen Hochland zu groben Fehlschlüssen führen, da gerade die höchsten und wahrscheinlich ältesten Flächenstücke auf den Kalk- bzw. Konglomerat-feldern des Eozäns dank der unterirdischen Entwässerung weit besser erhalten sind als die jüngeren auf dem Schiefergebirge oder dem Oligozän, die der oberflächlichen Abspülung unterliegen und bereits weitgehend aufgelöst sind.

4.

Wenn ferner die Mächtigkeit der Verwitterungskruste auch mancherorts vielleicht ein Maß für das Alter der Freilegung der betreffenden Flur sein kann, so sind doch wenigstens in Sardinien die Lockerprodukte nur an ganz vereinzelt Stellen und auch da nur in situ erhalten (überdies sind sie älter als die letzte Freilegung).

Ein solches Beispiel findet sich bei Ballao b. P. 364, wo unter dem schützenden Dach der eozänen Sedimente eine fossile Verwitterungsrinde wenigstens teilweise erhalten ist.

Die schiefrigen Orthogesteine des Grundgebirges sind hier gelegentlich bis zu 5 m tief ausgebleicht und zersetzt, so daß sie an die weiß verwitterten Diabase bzw. Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges erinnern. Auch die Gerölle des eozänen Basalkonglomerates zeigen starke Enteisung und tragen eine dicke Kaolinrinde, soweit sie feldspathaltig waren. Bei der intensiven Zersetzung nimmt es nicht wunder, daß die im Anstehenden recht seltenen Lydite und Gangquarze erheblich angereichert sind. Wohin das Eisen gewandert ist, zeigen manche der durch Eisenoxyde gefärbten und verkitteten Konglomeratlagen, die Batzen von Toneisenstein oder dünne Bänke der gleichen Zusammensetzung einschließen, wenn auch hier die Ansammlung des Eisens nie so weit gegangen ist, wie bei Jerzu, Ulassai und Tertiena, wo sich nach FIORENTIN an der Basis des transgredierenden Juras bis 7 m mächtige phosphorhaltige Limonitlinsen finden.

In den nördlich der Wasserscheide gelegenen Hügeln sind die umgelagerten und aufbereiteten Verwitterungsprodukte zu größerer Mächtigkeit aufgehäuft: zu unterst liegen eisenreiche Konglomerate, darüber weinrote, sandige Letten und schließlich als feinste Schlemmprodukte helle, kaolinreiche Tone. Diesen sind in den höchsten Teilen einige bis $\frac{1}{2}$ m mächtige Bänke eines dunklen Hornsteines eingelagert, den man zunächst für einen Neuabsatz der bei der Verwitterung freierwerdenden Kieselsäure auffassen und mit den Knollensteinen des Tertiärs oder dem Hyalit, wie er bei Freiburg i. Br. die Schotter verkitten soll, vergleichen möchte. Da die sardischen Hornsteine aber mit Trachytlaven und Tuffen verknüpft sind und im nördlichen Sardinien zwischen Castell Sardo und Sorso, wo schon LAMARMORA (S. 428) eine Wechsellagerung von Hornsteinen und Tuffen beob-

achtet hat³⁶⁾, stellenweise gangförmig auftreten, so darf man hier die Hornsteinbänke nicht als Verwitterungsprodukt auffassen, sondern muß sie als Thermalbildung deuten.

Sind somit gelegentlich auch Andeutungen fossiler Verwitterungskrusten auf dem sardischen Hochland erhalten, so ist es doch hier unmöglich, aus der Tiefe der Zersetzung auf das Alter einer Fläche zu schließen, da gerade die Niederterrassenschotter der unteren Flumendosa in ca. 20 m Höhe über dem heutigen Flußspiegel eine besonders auffällige und tiefgreifende Rotverwitterung zeigen³⁷⁾.

Ergebnisse.

Da also weder die Höhenlage noch die Erhaltung noch die Tiefe der Verwitterungskruste die relative Datierung einer Trogfäche ermöglichen und jüngere Sedimente fehlen, so wage ich nicht, die ältesten Verebnungen des östlichen Hochlandes miteinander zu parallelisieren oder gar Schlüsse hinsichtlich der jungen Krustenbewegungen daraus zu ziehen. Sicher ist nur, daß bereits die

36) Sie erinnert ganz an die Wechsellagerung von mitteldevonischen Lyditen mit Diabastuffen, die LOTZE (Das Mitteldevon des Wennetales. — Abh. Pr. G. L. A. N. F. H. 104 S. 40) aus dem nördlichen Rheinischen Schiefergebirge beschrieb und unterscheidet sich im wesentlichen durch den Reichtum an verkieselten Hölzern wie dadurch, daß die Feuersteine auch auf Spalten im Tuff sitzen.

37) Diese Erscheinung ist nicht lokal beschränkt, sondern ich habe sie in gleicher Weise auf Korsika beobachtet, wo die Schotter der Niederterrassen ca. 20—30 m über dem heutigen Flußspiegel überraschend stark zersetzt sind. In den Aufschlüssen an der Nationalstraße östlich von Galleria sieht man z. B., daß fast jedes der faust- bis kopfgroßen Porphyrgerölle vollständig gebleicht und zersetzt ist oder doch wenigstens von einer dicken Kaolinrinde umkleidet wird. Auch lebhaft rote Farben sind hier häufig anzutreffen.

Da die jüngeren Schotterablagerungen diese Erscheinungen vermissen lassen, darf man sie wohl als fossile Verwitterung deuten. Leider konnte ich nirgends ihr genaues Verhältnis zu den Küstenterrassen feststellen. Wenn es jedoch statthaft ist, die weit abgelegenen, aber recht ähnlichen Verwitterungserscheinungen am Südalpensaum zum Vergleich heranzuziehen, so erinnerte mich die intensive Zersetzung und Rotfärbung der korsardinischen höheren Niederterrassen an die Terra rossa, die sich dort zwischen die stark zersetzten Altmoränen und die frischen Jungmoränen als Ergebnis interglazialer Verwitterung einschaltet. Es wäre also möglich, daß diese Terrassen des sardischen Hochlandes in einer Zwischeneiszeit einer subtropischen Verwitterung ausgesetzt waren. Ist es doch auch auffällig, daß die Höhe dieser Terrassen mit der übereinstimmt, die DÉPÉRET als Norm für die Terrassen der Tyrrenisstufe angibt, welche bekanntlich durch ein subtropisches Klima ausgezeichnet ist. Da die höheren Terrassen diese Zersetzung nicht oder nur in geringerem Maße aufweisen, muß man annehmen, daß sie infolge ihrer Höhenlage niemals einer derartigen Verwitterung ausgesetzt waren oder daß die Zersetzungsprodukte abgespült worden sind.

Trogflächen jünger als Miozän sind und daß sie in deutlichen Stufen zum eigentlichen Flumendosatal absteigen.

β) Ältere Terrassen.

Das Flumendosatal i. e. S. ist in diese alten Tröge etwa 450 m tief eingegraben. Weithin zu verfolgende Terrassenfluren, die mit ausgeprägten Steilhängen wechseln, markieren die episodische Senkung der Erosionsbasis. Von Interesse sind besonders die höheren Terrassen, die im Gerrei ungeachtet zahlreicher Vizinalflächen eine deutliche Dreigliederung erkennen lassen. Sie dürften wohl noch im Pliozän angelegt sein, da selbst die niedrigste dieser Terrassen 220 m über dem heutigen Fluß liegt, während das älteste marine Quartär anscheinend nicht über 120 m ansteigt.

1. Die Terrasse von Villasalto.

Diese höchste Flur liegt ca. 430 m über der Flumendosa und ist somit nur wenig in die jüngste Trogfläche eingeschnitten. Sie ist besonders bei Villasalto gut zu erkennen, wo man am Wege nördlich der Kirche S. Barbara auch die Zusammensetzung der Schotter studieren kann: die Gerölle bestehen aus kaum gerundeten, $\frac{1}{2}$ m großen Blöcken von Devonkalk, der den benachbarten Terrassenrand aufbaut, vereinzelt silurischen Grauwacken und Schiefen und eckigen Brocken eines mylonitisierten Ganggesteines, das dem Villasaltosprung aufsitzt. Viel häufiger sind grobe, glaukonitische Sandsteine mit Austern und Nummuliten sowie reine Kalke, die fast ausschließlich von denselben Organismen aufgebaut werden.

Der Reichtum der Terrassenschotter an diesen Geröllen sowie deren Größe — auch die Nummulitenkalke erreichen $\frac{1}{2}$ m Kantenlänge — weisen darauf hin, daß zur Zeit der Ablagerung auch im Südwesten der Flumendosa noch die Eozändecke größtenteils erhalten und das Grundgebirge erst eben angeritzt war.

2. Die Terrasse von Armungia.

Diese 80—100 m tiefer gelegene Flur ist räumlich weit ausgedehnter und daher noch leichter zu verfolgen als die Terrasse von Villasalto. Meist ist sie, wie bei Armungia selbst, nur als Verebnung im Abfall der Schieferhänge zu erkennen, gelegentlich fand ich aber auch auf ihr bis 10 m mächtige Schotterablagerungen, so bei P. 411 auf dem Kamm zwischen Ballao und Armungia. Auch hier überwiegen noch Gerölle von Quarzkonglomeraten, Sandsteinen und Nummulitenkalken des Eozäns, die cbm groß werden. Die gleiche Größe erreichen auch Porphyre, daneben finden

sich zahlreiche kleinere Gerölle von Kieselschiefern und Grauwacken. Wichtig ist das Fehlen von Devonkalkgeröllen, weil es zeigt, daß die Schotter nicht die Relikte eines von S. Nicolo Gerrei kommenden Nebenflusses sein können, sondern von der Flumendosa selbst abgelagert sind.

3. Die Terrasse von Goni.

Kleiner und unbedeutender ist eine Leiste, die abermals 100 m tiefer liegt (220 m über der Flumendosa). Von Schotterablagerungen habe ich auf ihr keine Reste mehr gefunden. Wohl aber liegen unterhalb von Goni auf ihr beiderseits des Flusses die Relikte eines Basaltstromes, auf die schon LAMARMORA hingewiesen hat.

Da irgendwelche Basaltdurchbrüche in der Nachbarschaft unbekannt sind, dürften sie zu dem Strom gehören, der 3 km nordwestlich in etwas größerer Höhe sich an der Flumendosa ausbreitet und bis zum Vulkankegel des Planumuru bei Orroli verfolgt werden kann. — Es ergibt sich also hier die Möglichkeit, die Tätigkeit des Planumuru in zeitliche Beziehung zu bringen zu der Terrassentreppe der Flumendosa. Da ich Basaltgerölle auf den höheren Terrassen trotz allen Suchens nicht gefunden habe, kann damals noch kein größerer Ausbruch erfolgt sein. Erst zur Zeit der Goniterrasse barst der Planumuru und ergoß seine Schmelzen in breiter Fläche über die gekippte Verebnung von Escalaplano (vgl. Abb. 35). Am Südrand des Einbruchfeldes stauten sich dann die Laven, und nur einem schmalen Ausläufer gelang es, im Flumendosatal bis in die Breite von Goni vorzudringen, sodaß die Länge dieses Ergusses sich auf mindestens 16 km berechnet.

γ) Ältere lokale Aufschotterungen.

Derselbe Strom war es wohl auch, der durch Abdämmung die mächtige Aufschotterung des oberen Flumendosatales hervorgerufen hat, haben doch TESTA und SARTORI bis 400 m hoch über dem heutigen Fluß Schotter nachweisen können! Diese bestehen meistens aus Jura- und Eozänkalken und finden sich außer an der Bahn südlich von Villanovatula westlich von Esterzili sowie nördlich und östlich von Orroli. Ebenso sollen sich nach TESTA und SARTORI westlich von Orroli an der Bahn die gleichen Schotter nachweisen lassen, doch dürften diese m. E. dem Tertiär angehören.

Die ähnliche Geröllzusammensetzung mag vielleicht auch SCHEU (b S. 176) veranlaßt haben, die Aufschotterung ins Miozän zu versetzen und anzunehmen, daß das herannahende Miozänmeer und die damit verbundene Hebung der Erosionsbasis zunächst die Transportkraft der Flumendosa lahmlegte, bis dann das Meer selbst in die angeblich präoligozänen Talformen eindrang. Da aber die erwähnten Schotter kaum verbacken sind und z. T. bis auf den heutigen Talboden herabreichen, während andererseits die Platte der fossilreichen Miozänmergel sich nur auf der Höhe der Berge ausbreitet, vermag ich der Beweisführung SCHEU's nicht

zu folgen. Verdanken wir doch gerade SCHEU den Hinweis (1923 a, S. 47 u. 55), daß „eine ausgedehnte Ebene in 450—500 m Höhe die beiden Formationen (nämlich das Paläozoikum und Miozän) abschneidet“. Also kann die Verebnung doch nur jünger als dieses Miozän sein, und wieviel jünger müssen dann erst die mit den fraglichen Schottern erfüllten Täler sein, die 350—400 m tief in diese Verebnungen eingeschnitten sind!

Auffällig ist auch die ca. 50 m mächtige Aufschotterung des Rio de Cannas, die ich von P. 113 oberhalb von Ballao bis in die Nähe des M. Gennas verfolgen konnte, also weit über die heutige flache Wasserscheide bei S. Nicolo Gerrei hinweg. In Übereinstimmung mit den morphologischen Verhältnissen zeigt dieser mächtige Schotterzug, daß der Rio Sarmentu einstmals bei Ballao in die Flumendosa mündete, während er heute sich mit dem Rio Tolu verbindet, dessen Durchbruchsschlucht durch den Devonkalk also recht jungen Datums sein muß. — Auch hier dürfte die Ursache der Aufschotterung und Einnivellierung durch lokale Zufälligkeiten bedingt sein und nicht, wie die weit verfolgbaren Terrassen, mit einer Ruhelage der Erosionsbasis zusammenhängen.

δ) Jüngere Terrassen.

Wenn sich auch noch jüngere Terrassenflächen nachweisen lassen als die von Goni und Armungia und wenn diese auch wie die von S. Pietro südlich von Ballao (120 m über der Flumendosa) oft besonders wichtig für den Straßenbau sind, so haben doch diese schmalen Fluren vorerst noch kein so erhebliches Interesse wie gerade die älteren mit ihren weiten Verebnungen und z. T. recht mächtigen Schotterablagerungen, die zweifellos längere Stillstandsperioden in der Hebung des sardischen Blockes bezeichnen.

c) Das Wandern der Wasserscheide als Folge junger Bewegungen.

Sobald einmal die Küstenterrassen Sardiniens einwandfrei datiert sind, wird es hoffentlich auch gelingen, sie mit der Trogfächen- und Terrassentreppe des Flumendosatales in Beziehung zu bringen, sodaß dann nicht bloß am Rande, sondern auch im Innern des sardischen Blockes mittels einer etwaigen Divergenz der Terrassen die Aufwärtsbewegung zeitlich nach Art und Ausmaß festgelegt werden kann.

Nach den vorliegenden morphologischen Untersuchungen scheint nämlich die Hebung des östlichen Hochlandes keineswegs alle Teile zu allen Zeiten gleichmäßig betroffen zu haben oder genauer: bald dürfte die Intensität der Senkung im Campidan größer gewesen sein als die an den Küsten, bald umgekehrt. Denn nur so vermag ich das auffällige Wandern der Wasserscheide zu erklären.

SCHU hat z. B. bereits anschaulich beschrieben (1923 a, S. 58), wie die bislang westwärts entwässerten Talwannen bei Gairo und andernorts westlich des Golfs von Tortoli heute von den kräftig rückwärts einschneidenden Bächen, die nach Osten dem Golf zuströmen, angezapft und enthauptet werden, sodaß die breiten Altäler, ihres Abschlusses beraubt, jäh nach Osten abbrechen. — Die nächstliegende Folgerung daraus ist m. E. die, daß der Golf von Tortoli ein junges Senkungsfeld darstellt. Freilich ist der Beweis geologisch schwer zu erbringen, da nur am nördlichen Kesselrand noch das Deckgebirge über dem Kristallin erhalten ist. Dort aber, in der Serra Corte Bois nördlich von Lutzorai, sinken die Jurakalktafeln in der Tat in mehreren Staffeln zu dem versumpften Kessel ab. Da hier keine Geradstreckung der Flußläufe durch Beseitigung von Stufen und Schlingen in Frage kommt, so kann also nur die zunehmende Intensität der Senkung im Kesselbruch des Golfs von Tortoli die Wasserscheide mehr und mehr westwärts verdrängen.

Ein anderes kleines Senkungsfeld stellt m. E. der Golf von Quartu dar, wenn auch hier geologische Beweise vorerst kaum zu erbringen sind. Desto überzeugender sind aber die morphologischen (s. Abb. 36): an dem alten Kammweg, der von Sinnai in nordöstlicher Richtung zum M. Tronu emporführt, fand ich vom nördlichen Fuß des Bruncu Friargiu (691 m) bis fast zum P. 637 das stark zersetzte Grundgebirge von alten Schottern und Kiesen überlagert. Meist sind es nuß- bis faustgroße Gerölle von Grauwacken und Quarziten, vereinzelt auch von verkieselten Kalken. Die größten Gerölle erreichen etwa 40 cm Durchmesser. Die Verfolgung dieser Schotter wird dadurch erleichtert, daß sie alte Talwannen erfüllen, die sich zu einem gut erhaltenen fossilen Flußsystem zusammensetzen, welches bei S. Pantaleo in die Campidansenke mündete. Die Zusammensetzung der Schotter läßt keinen Zweifel, daß die Quellläste dieser Altflüsse am Serpeddi gelegen haben müssen, und tatsächlich scheinen die westwärts gerichteten Quellbäche dort die genaue Fortsetzung der alten Schotterwannen zu bilden. — So ist also der Westhang des Serpeddimassivs einst vom Campidan aus entwässert worden, von dem er heute durch die 350—400 m tiefen Schluchten des Rio Troncuno, der dem Golf von Quartu tributär ist, getrennt wird (s. Abb. 36).

Dieses Senkungsfeld hat somit dank seiner tief gelegenen Erosionsbasis sein Einzugsbereich nach Norden auf Kosten des alten Tertiärbeckens vergrößert. Und wie nach Norden, so auch nach Osten, wo binnen kurzem der kräftig rückwärts einschneidende

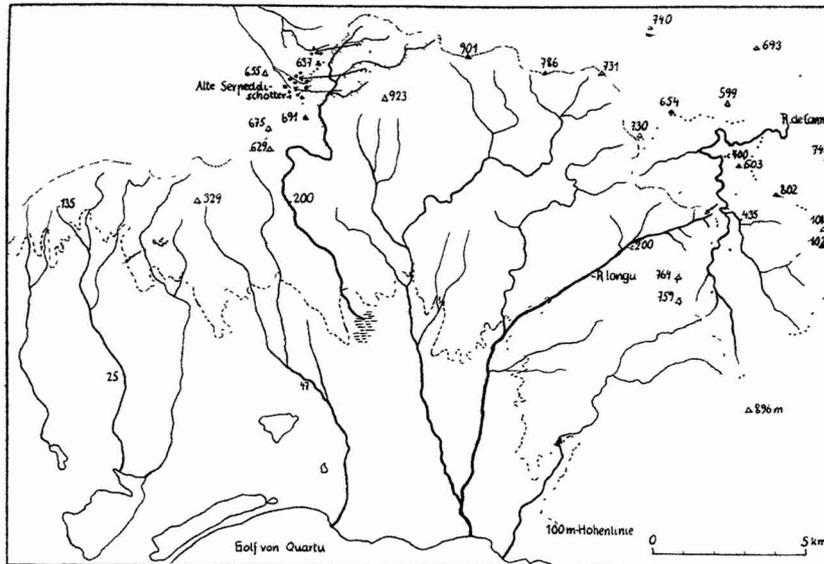


Abb. 36. Das Zurückweichen der Wasserscheide vom Golf von Quartu.

Eng punktiert: jüngst erobertes Gebiet.

Weit punktiert: Talnetz, dessen Anzapfung bevorsteht.

Rio Longu das der Flumendosasenke angehörende Talsystem des Rio de Cannas enthaupten muß. Dann bedarf es nur noch einer geringen Tieferlegung der Zapfstelle und ein guter Teil der weit verzweigten und fast gefällosen Altäler wird auf weite Erstreckung hin in entgegengesetzter Richtung entwässert werden.

Diese Beispiele zeigen, daß die gegenwärtigen Abflußverhältnisse in der Nachbarschaft des Golfs von Quartu überlebt sind. Ihre Entstehung war nur bei einer anderen Lage der entsprechenden Erosionsbasen möglich: was liegt da näher als die Annahme, daß die Erosionsbasis des Senkungsfeldes von Quartu jüngst beträchtlicher erniedrigt wurde als die der Nachbargebiete?

Ähnliche Senkungsfelder sind noch mehrfach angedeutet. So stellt wohl auch das trichterförmige Mündungsgebiet des Rio Mannu südlich von Cap Pecora an der Westküste ein solches dar. SCHEU (1923 a, S. 37) hat bereits darauf hingewiesen, daß das größere Gefälle der küstenwärts gerichteten Flüsse zu einer Zerschneidung und Zuschärfung der Grate geführt hat, die ganz im Gegensatz steht zu den Formen jenseits der Wasserscheide, wo (besonders bei Arbus) noch ausgedehnte Verebnungen mit einem seichten Tal-