

Werk

Titel: Die pliozäne Trog- und Terrassentreppe der Flumendosa

Jahr: 1931

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1931_0003|log52

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

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).

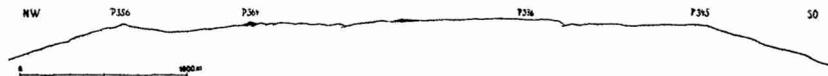


Abb. 34. Eozänrest auf der Gipfelflur nördlich von Ballao.

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 Mythiliden 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 tafeln 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 Schiefeln 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 Goni-terrasse 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