

Geomorphologische Probleme der Bretagne

von

ANDRÉ MEYNIER

Das armorikanische Massiv, das ungefähr ein Siebentel Frankreichs umfaßt, besitzt nur mittlere Höhenzüge. Der höchste Gipfel des Massivs, die Höhe „les Avaloris“, erreicht nur 421 m; in der Bretagne selber ist der höchste Punkt nicht der Mont Saint Michel de Brasparts, wie mehrere Arbeiten zu Unrecht angeben, sondern eine benachbarte Spitze, der Tuchenn-Kador (was in bretonisch so viel heißt wie „Hügel des Stuhls“, butte de la chaise) mit 384 m. Die Durchschnittshöhe von 108 m ist paradoxerweise niedriger als die des Pariser Beckens (124 m). Man darf daher nicht erwarten, in der Bretagne Landschaften zu finden, die anderen herzynischen Massiven ähnlich sind, dem Schwarzwald oder dem Harz, die beide höher als 1000 m sind, oder selbst dem Rheinischen Schiefergebirge, dessen Erhebungen über 700 m hinaufreichen.

Das armorikanische Massiv ist jedoch aus der gleichen strukturellen Familie wie das Rheinische Massiv. Zusammen mit Irland und Südwales unterscheidet es sich vom französischen Zentralmassiv, den Vogesen, dem Schwarzwald und dem Böhmerwald durch eine unterschiedliche Zusammensetzung seines Gesteins. Das böhmische Zentralmassiv besteht hauptsächlich aus Erstarrungsgesteinen, aus Granit, Gneis und Glimmerschiefern. Zwar enthält Armorika, im Gegensatz zum Rheinischen Massiv, einige Granitaufschlüsse, doch bilden diese nur einen kleinen Teil des armorikanischen Raumes, vielleicht ein Viertel oder ein Fünftel. Wenn ein bretonischer Dichter die Bretagne mit dem Ausruf besungen hat: „O Land aus Granit, mit Eichen bedeckt“, so gibt ihm die Geographie nicht Recht. Granit und Wälder sind selten in unserer Landschaft. Als normales Gestein findet man fossilere blauen, weichen Schiefer, der immer unter den ältesten paläozoischen Gesteinen liegt, folglich älter ist als dieses und mit dem Namen „briovérien“, nach dem römischen Namen der Stadt St. Lo, bezeichnet wird.

Zum anderen kommen ziemlich harte Sandsteine, mittelharte Schiefer und andere, noch weichere Schieferarten aus dem Silur, Devon und Karbon vor. Grundgestein ist in den komplexen, von Ost nach West ausgerichteten Synklinalen enthalten.

Man stellt außerdem fest, daß alle diese Schichten von Faltungen mit nord-südlichem Streichen erfaßt worden sind: die westliche Bretagne und die armorikanische Normandie haben sich gehoben, während die östliche Bretagne, vom Golf von St. Malo bis zur Loire-Mündung, sich gesenkt hat. Das Meer ist während des Tertiärs in diese niedrig liegenden Teile eingedrungen und hat dort einen an Kalkmuscheln reichen Sand, *les faluns*, abgelagert (Faluns-Muschelsand).

Andererseits hat es von den Bergen von Arrée bis ungefähr nach Alençon eine andere Verbiegung gegeben, die senkrecht zur ersten von Westen nach Osten streicht, so daß die nördliche Bretagne im Durchschnitt höher ist als die südliche. Das Netz der Wasserläufe ist dem-

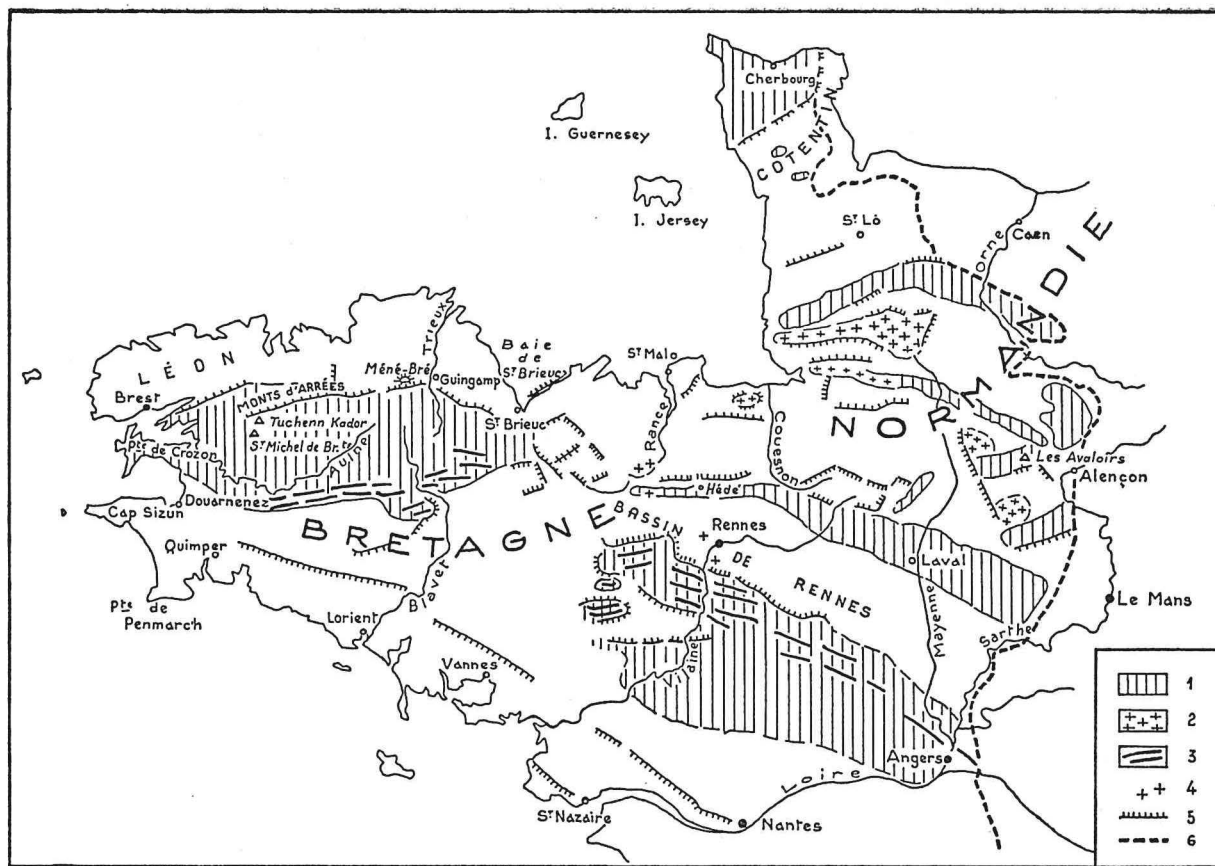


Abb. 1. Morphologische Skizze des armorikanischen Massivs

1 Hügel in paläozoischen Synklinalen
2 Hügel in kristallinen Gesteinen

3 Haupttrichtungen der appalachischen Hügel
4 Aufschlüsse im Muschelsand

5 Abbrüche, insbesondere Verwerfungen
6 Östliche Grenze des Massivs

zufolge durchaus unsymmetrisch: die Flüsse, die zum Atlantik fließen, der Blavet, die Vilaine und die Mayenne, sind länger als die, welche zum Kanal fließen, der Trieux, die Rance und der Couesnon.

Schließlich darf man nicht vergessen, daß die Bretagne eine Halbinsel ist; dies ist für das Küstenland von besonderer Wichtigkeit. Wir werden also in zwei getrennten Teilen das Relief des Landesinneren und die Entstehung des Küstenstreifens untersuchen. Am Ende werden wir sehen, wie ein wichtiges Phänomen, die periglaziale Abtragung, gleichzeitig die Küsten und das Innere des Landes vollkommen verändert hat.

I. Das Relief des Landesinneren

A. Die ersten Geographen, die sich mit der Bretagne beschäftigt haben — unter ihnen EMANUEL DE MARTONNE zu Anfang unseres Jahrhunderts — waren vor allem beeindruckt von dem Einfluß der Härte des Gesteins auf das Relief. Große Mulden aus brioverischem Schiefer stehen Hügel und Hochebenen aus härterem Gestein, besonders Sandstein, gegenüber. In der Bretagne, südlich von Rennes, ist sogar der appalachische Relieftyp zum ersten Male identifiziert und erklärt worden, bei dem die Richtung und die Anordnung der Höhenzüge und Mulden nicht die Anordnung der Antiklinal- und der Synklinalfaltungen wiedergibt, sondern einzig und allein die Härte des Gesteins. Ein Höhenzug entspricht immer einem Streifen harten Gesteins, ob dieser nun antiklinal, synklinal oder monoklinal angelegt ist (Abb. 2).

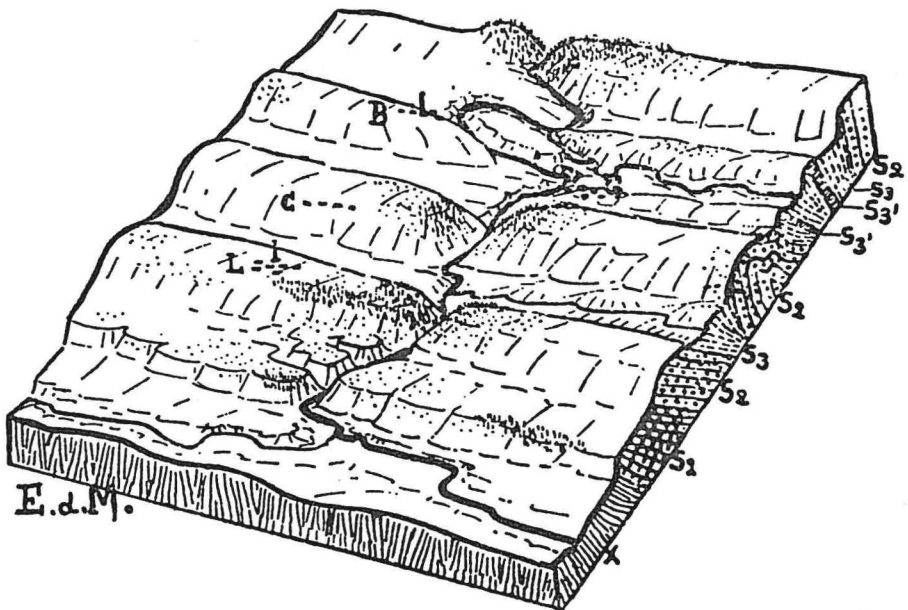


Abb. 2. Appalachischer Relieftyp südlich von Rennes (nach E. de Martonne)

s₃ Schiefer von Angers

s₂ Armorikanischer Sandstein

s₁ Kambrischer Sandstein

x Vorkambrische Schiefer

Dieses Schema bleibt immer gültig. Jüngere Forschungen haben kaum mehr als Nuancen hinzugefügt. Der Granit, der früher als einheitlich hartes Gestein betrachtet wurde, wird heute in seiner größeren Mannigfaltigkeit gesehen. An seiner Oberfläche ist er in der Tat häufig in Grus aufgelöst, was ihn der Abtragung stärker zugänglich macht; aus diesem Grunde bildet er in Armorika bald Höhenzüge, bald mäßig hohe Hügel, bald sogar Mulden, wie im Inneren der Berge von Arrée.

B. Eine zweite Phase in der morphologischen Forschung wurde durch die Untersuchung der Rumpfflächen ausgelöst. Jedes beliebige Panorama in der Bretagne zeigt eine große Regelmäßigkeit des Horizontes. Über große Flächen hinweg scheinen die Bodenerhebungen auf einheitliches Niveau eingeebnet worden zu sein. Daß Täler in diese Idealebene eingeschnitten sind, stört nicht den Gesamteindruck. So halten sich über Dutzende von Kilometern hinweg die Höhen der Hügel bei 90 bis 100 m, ganz gleich, aus welchem Gestein sie bestehen und welchen Faltungen dieses Gestein unterworfen gewesen ist.

Der Dekan MUSSET hat jedoch erkannt, daß mit Zunahme der Gesamthöhe des Massivs, wie z. B. an dessen westlicher und östlicher Grenze, auch die Gipfflur der einzelnen Hügel jeweils höher liegt. Man muß folglich annehmen, daß es nicht nur ein einziges Höhenniveau gibt, sondern mehrere. MUSSET und seine Schüler haben so drei Niveaus ausgliedert, die sich in der westlichen Bretagne zu Höhen von ungefähr 300, 200 und 100 Metern staffeln. Es ist bekannt, daß während der Zeit von 1910 bis 1940 die meisten französischen Morphologen Rumpfebenen festgestellt haben, die sich in sehr verschiedenartigen Gegenden befinden, zum Beispiel im Pariser Becken, im Zentralmassiv und im mittelmeeerischen Süden. Ratloser war man jedoch, als man ans Datieren ging. Geologische Anhaltspunkte für eine Datierung fehlen. Aber beinahe alle Bearbeiter haben damals so argumentiert, als ob diese getreppten Rumpfebenen sich zu verschiedenen Zeiten gebildet hätten, wobei die höchste die älteste wäre. Man hat oft den Gedanken geäußert, daß die niedrigste Fläche aus dem Beginn des Tertiärs stamme, und man hat sie deshalb eine eozäne Rumpfebene genannt; denn im Westen Frankreichs findet man auf ihr Bildungen von Festlandsstandstein, die eine versteinerte Palme des Eozäns enthalten, den Sabal (Abb. 3).

C. Wenn die Existenz einer getreppten Rumpfebene auch kaum angezweifelt werden kann, so ist gewöhnlich die Einstellung heutiger Forscher in Bezug auf ihre chronologische Stellung und gegenüber der gleichsam geometrischen Vorstellung ihrer Beziehungen skeptischer geworden. Drei Arten von Einwänden wurden erhoben:

a) Zwei Verebnungsflächen von verschiedener Höhenlage grenzen häufig recht schroff gegeneinander; man steigt von der einen zur anderen über einen steilen Hang hinauf, der auf der Karte durch eine ununterbrochene, oft geradlinige oder wenig gebogene Grenzlinie dargestellt wird. Man versteht nicht recht, wie die Abtragung, welche die

niedrigste der Flächen gebildet hat, plötzlich an gewissen Stellen angehalten haben soll, um entlang einer solch scharfen Grenze die ältere bestehen zu lassen. Man würde besser verstehen, wenn der Übergang zwischen beiden allmählich vor sich gegangen wäre, wobei die Kraft der rückschreitenden Erosion sich von unten nach oben vermindert hätte. Daher glaubt man heute oft, daß diese schroffen Stufen einen tektonischen Ursprung haben. Der Abhang soll, durch tektonische Störungen verursacht, eine Bruchstufe sein. Dann wären also die verschiedenen hoch gelegenen Flächen beiderseits der Stufe gleich alt. Man kann sich folglich fragen, ob unsere drei Niveaus nicht in Wirklichkeit ein und derselben Rumpffläche angehören, deren Einzelstücke nach ihrem Zerbrechen gegeneinander verworfen wurden.

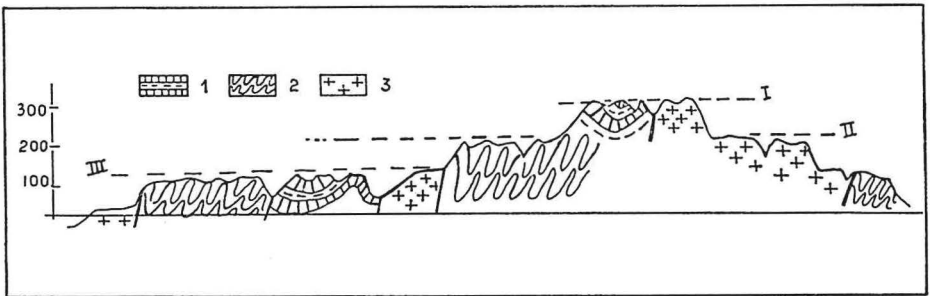


Abb. 3. Schematisiertes Profil der Bretagne nach der polyzyklischen Theorie

1 Sedimentgesteine, im allgemeinen paläozoisch
2 Vorkambrische Schiefer

3 Kristalline Schiefer
I, II, III Abtragungsf lächen
(I = älteste A., III = jüngste A.)

b) Nun haben unlängst erschienene geologische Arbeiten auf tektonische Bewegungen hingewiesen, die intensiver sind, als man sie noch vor kurzem für das Tertiär annahm. Bohrungen haben gezeigt, daß die eozänen Muschelbänke nicht der Rumpffläche flach aufgelagert sind, wie man geglaubt hatte, sondern in Gräben liegen, die manchmal mehrere Dutzend Meter tief sind und von senkrechten Wänden begrenzt werden; es handelt sich da um kleine tektonische Gräben. Im Becken von Rennes sind die tertiären Schichten durch Brüche um mehr als 200 m verworfen. Es ist dabei nicht gesagt, ob diese Tektonik während der Einebnungsvorgänge stattgefunden hat oder später liegt. Jedoch kann man unter diesen Umständen die eozäne Rumpffläche kaum mehr so beurteilen, als wenn sie einheitlich gewesen wäre und als wenn sie sich seit ihrer Bildung nicht mehr bewegt hätte. Wenn sie existiert hat, wie es der Sabalsandstein vermuten läßt, so hat sie weder die Einheitlichkeit noch die Dauer besessen, die man ihr zugeschrieben hat.

c) Eine von Vorurteilen freie Untersuchung zeigt viele Ausnahmen von den aufgestellten Niveaus der Rumpffläche. Man kann sich fragen, ob gewisse Schüler von M. MUSSET nicht die gleichen Niveaus nur gefunden haben, weil sie glaubten, so ihrem Meister eine Freude bereiten

zu können. Aber häufig sind die über die Höhen der Hügel gelegten Flächen geneigt und nicht horizontal. Die Verhältnisse im Becken von Rennes werden besser durch eine Schrägstellung der Rumpffläche zwischen einem Bruch und einem hochgeschobenen Block erklärt als durch zwei verschiedene Phasen der Flächenbildung.

So sind viele Teile des Rumpfes in der Bretagne gekippte Blöcke, bei denen die Einheitlichkeit der Höhen täuscht.

Andererseits ist der Abfall der Granithügel von Hédé zum angrenzenden Becken äußerst jäh und wenig gegliedert. Die kleinen Täler, die über ihn hinabführen, hängen über dem Boden der Becken; offenbar kamen sie in ihrer Erosion mit der Krustenbewegung nicht mit. Alles scheint darauf hinzudeuten, daß dieser jähle Abfall tatsächlich eine Bruchstufe ist. Gegen Süden zu steigt man dagegen nach und nach von den Hügeln von Hédé bis auf die Sohle des Beckens von Rennes hinab; und dieses Becken ist im Süden von einem Steilabfall begrenzt, der ohne Unterbrechung über eine Distanz von 100 Kilometern von Osten nach Westen verläuft, immer steil ist und nicht immer einer Grenze von Gestein verschiedener Härte entspricht. Obgleich nirgends der geologische Bruch sichtbar ist, kann man die zwingende These nicht beiseite schieben, daß diese langen Steilabhänge tektonischen Verwerfungen entsprechen und daß der sanfte Abfall Hédé-Rennes die Oberfläche eines gekippten Blockes, also ein nachträglich schräg gestelltes Rumpfebenenstück, darstellt (Abb. 4).

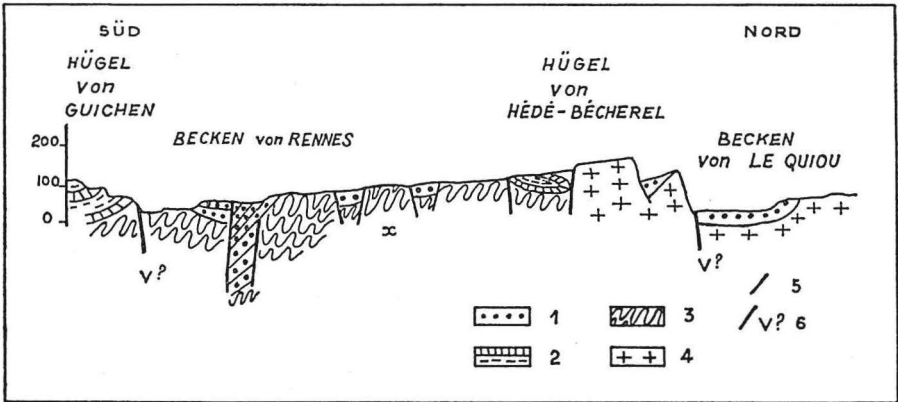


Abb. 4. Schematisiertes Profil des Beckens von Rennes und der Hügel von Hédé

- | | |
|--------------------------|------------------------------|
| 1 Tertiäre Schichten | 4 Kristalline Gesteine |
| 2 Paläozoische Schichten | 5 Verwerfungen |
| 3 Vorkambrische Schiefer | 6 Hypothetische Verwerfungen |

Wir haben vorher gesehen, daß die oligozänen und miozänen Ablagerungen sich in kleinen Gräben erhalten haben. Es ist nicht zu bezweifeln, daß die Bretagne im Laufe des Tertiärs einer erheblichen tektonischen Tätigkeit unterworfen war. Man kann hierin jedoch nicht

allein die Nachwirkungen der Auffaltung der Alpen sehen, wie es unklugerweise gewisse Autoren getan haben; denn viele dieser Bewegungen scheinen früher als der Paroxysmus der Alpen stattgefunden zu haben. Daher kann man sich zunächst einmal fragen, ob sich die Steilabfälle selber, welche die Rumpfflächenniveaus von 300 gegen die von 200 bzw. die von 200 gegen die von 100 m trennen, nicht besser mit einer einfachen tektonischen Hypothese als mit einer mehrzyklischen Hypothese vertragen.

Man kann sich auch fragen, ob man nicht manchmal auf eine zu schematische Weise versucht hat, die alten Oberflächen wiederherzustellen, wobei man wirklich ebene Teile dieser Fläche und geneigte Teile auf eine Stufe gestellt hat, indem man die Neigung einfach ignorierte. Wenn man sich die schöne Ebene westlich von Guigamp ansieht, die von dem heiligen Berg der Gallier von Mené-Bré wie von einem Inselberg überragt wird, wenn man sieht, wie diese Ebene in einer leicht-

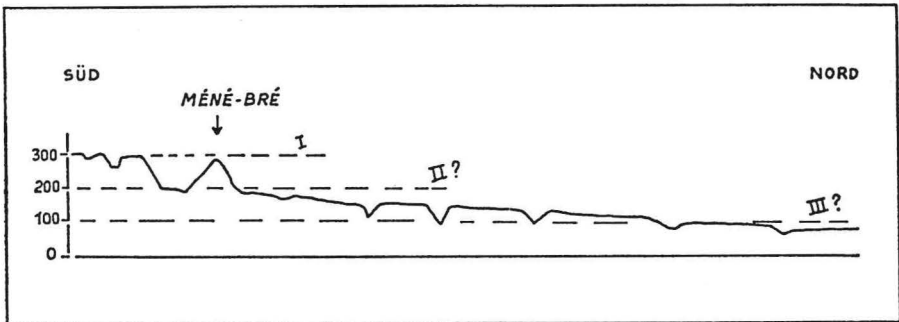


Abb. 5. Die Rumpffläche in der Umgebung von Guingamp

I Höchste Abtragungsfäche (horizontal); II Zweite Abtragungsfäche (schwach geneigt)

ten Neigung nach Norden von 200 auf 80 m abfällt, so kann man sich fragen, wie denn entschieden werden soll — ohne die Wirklichkeit zu verfälschen —, daß ein Teil dieser Ebene zum Niveau von 200, der andere aber zu dem von 100 m gehört. Wenn man näher hinschaut, so sieht man auch, daß die in diese Ebene einschneidenden Täler häufig Terrassen enthalten, die sich talauf und -ab ungefähr gleich bleiben, was ebenfalls gegen die Trennung der beiden Niveaus spricht (Abb. 5).

An zahlreichen Stellen der Bretagne kann man so eine Fläche feststellen, die sich vom Landesinneren zum Meer hinneigt, und eine Reihe von Nachbarflächen, die horizontal liegen. Wir werden also zwangsläufig dazu gebracht, die morphologische Geschichte zu ergänzen, die vielschichtiger ist, als die vorhergegangene Generation sie sich vorgestellt hat. Geneigte Flächen sind von Vorgängen rückschreitender Erosion angegriffen worden, wobei sich horizontal liegende Teilstücke ergeben haben. Aber nach unserer heutigen Kenntnis der Dinge sind wir nicht in der Lage zu sagen, auf welche Art sich diese Flächen gebildet haben, ob es sich zum Beispiel um Pedimente des ariden Klimas handelt, wo

die Neigung ursprünglich ist, oder ob wir Fastebenen vor uns haben, die ihrem Herkommen nach horizontal lagen und die nach ihrer Bildung durch tektonische Störungen disloziert worden sind. Wenn man zum Beispiel ein Gebiet wie das von Mené-Bré sieht, in dem die obere Ebene bei 300 m horizontal und die mittlere Ebene geneigt ist, wo andererseits die mittlere Ebene wahrscheinlich aus späterer Zeit stammt als die obere Ebene — da sie sie angegriffen und verkleinert hat —, so begreift man schlecht, daß die mittlere Ebene sich nach ihrer Bildung hat neigen können, ohne daß die obere Ebene die Folgen dieser Verwerfung zu spüren bekam. Dies kann uns zu der Annahme führen, daß die Neigung der mittleren geneigten Ebene klimatischen, und nicht tektonischen Ursprungs ist.

d) Die Untersuchung der letzten tertiären Episode, der des Pliozäns, vereinfacht die Probleme nicht. Aus der Zeit des Pliozäns ist eine große Anzahl von Sand- und Schotterablagerungen auf uns gekommen, die durch das Meer entstanden sind und die sich in verschiedenen Höhen befinden. Einige trifft man nahe bei Hügelkuppen bis zu 120 m Höhe an, andere wieder in ziemlich tief eingeschnittenen Tälern und noch andere in einer Mächtigkeit von mehreren Dutzenden von Metern auf dem Grund tiefer Täler, manchmal bis zu 10 oder 20 Meter unter dem heutigen Meeresspiegel. Wie die Ablagerungen von Muschelbänken, so finden sich diese mächtigen pliozänen Ablagerungen häufig in Gräben mit schroffen Wänden. Man entgeht daher nicht der Schlußfolgerung, daß einerseits die Bildung der Täler im Pliozän schon stark fortgeschritten und daß andererseits die Tektonik während der Ablagerungen und hinterher mit im Spiele war. Wir haben sogar eine pedologische Ablagerung in gestörtem pliozänem Sand gefunden (Abb. 6).

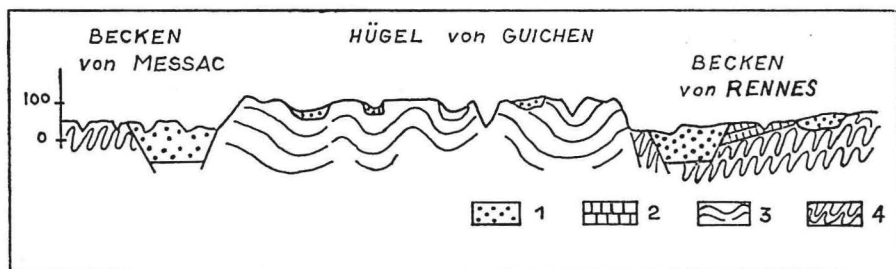


Abb. 6. Die Hügel von Guichen

- | | |
|-----------------------------|--------------------------|
| 1 Pliozäne Sande | 3 Paläozoische Schichten |
| 2 Andere tertiäre Schichten | 4 Vorkambrische Schiefer |

Kann man also Datierungen von Rumpfebenen einen Wert beimessen, die die Entstehung dieser Ebenen vor das Pliozän verlegen, wenn dieser Zeitraum uns so heftige Störungen bezeugt? Oder muß man annehmen, daß unsere Rumpfebenen erst im Pliozän vollendet wurden? Ein Geograph, M. POUQUET, glaubt mit den Mitteln des Laboratoriums eine „plioleisztäne“ Ebene entdeckt zu haben. Das würde aber be-

deuten, daß wir gezwungen wären, der geologisch sehr jungen Abtragung eine Kraft zuzuschreiben, die man ihr unlängst noch gern absprach. Wir können folglich das Problem der Datierung der armorikanischen Rumpfebene noch nicht als gelöst betrachten.

II. Das Relief des Küstenlandes

Die Küsten der Bretagne bieten einen recht verschiedenartigen Anblick. Sie sind im allgemeinen felsig, ziemlich hoch und ziemlich zerklüftet. Diese Schematisierung darf aber nicht dazu verführen, die an vielen Stellen auftretenden niedrigen Felsküsten zu übersehen: beinahe die ganze südliche Bretagne von der Landzunge von Penmarc'h bis zur Mündung der Vilaine gehört zu diesem Typus. Auch darf man gewisse Abschnitte der Sandküste nicht vergessen, die mit Dünen bedeckt sind. Schließlich ist der Grund der Buchten häufig durch Geröllablagerungen oder durch Sande in küstenparalleler Anordnung erhöht.

A. Die Einschnitte besitzen manchmal die Form von Meerbusen, wie die Bucht von St. Brieuc, die von geradlinigen und weitläufigen Steilküsten eingefast ist; manchmal findet man auch Buchten mit gewundenem Umriss, wie die Reede von Brest oder die Mündung der Rance. Schon die ersten Untersuchungen haben die Buchten mit weichem und die Kaps mit hartem Gestein in Verbindung gebracht.

B. So besteht im Westen das Vorgebirge von Léon aus hartem Gestein, die Reede von Brest ist in weichen Schiefer eingeschnitten, die Halbinseln von Crozon, von Cap Sizun und von Penmarc'h bestehen aus hartem Gneis oder Sandstein, die Bucht von Douarnenez wiederum aus weichem Schiefer. Aber aus dieser Feststellung zog man übereilte Schlüsse: viele glaubten zu Unrecht, daß das Meer die Stellen aus weichem Gestein angegriffen und so die Buchten ausgehöhlt hätte. Eine vertiefte Untersuchung brachte die Schwierigkeiten dieser oberflächlichen Sicht ans Tageslicht. Die Buchten sind oft zu tief, als daß sie durch das Vordringen des Meeres entstanden sein könnten. Gewiß, es gibt die differentiale Erosion, aber in einem viel kleineren Umfang. Das Meer trägt das Vulkangestein ab, wie zum Beispiel die Diabase, die durch das stäubende Salzwasser auf chemische Zersetzung ansprechen; aber das ergibt Vertiefungen von einigen Metern Breite und Tiefe, die in keiner Beziehung zu den großen bretonischen Buchten stehen. Letztere sind häufig in hartem Gestein eingeschnitten und damit natürlich das Ergebnis von Spalten, so wie die von St. Brieuc, wo die Spalte ins Festland hinein zu verfolgen ist. Die gewundenen Buchten können also nicht von der Bewegung des Meeres herkommen: der Verlauf der Windungen der Bucht flußaufwärts in Form von eingeschnittenen Mäandern zeigt den wirklichen Ursprung: es handelt sich um alte Flußtäler, die sich eingegraben haben, als der Meeresspiegel niedriger war als heute und in die das Meer eingedrungen ist, als der Spiegel stieg. Wir haben also Rias-Küsten vor uns. In Analogie hierzu können wir

uns vorstellen, daß die in weiches Gestein eingeschnittenen großen Buchten das Ergebnis der Flußerosion sind, der ein Eindringen des Meeres folgte.

An zahlreichen Stellen zeigt die Küste Terrassen über der heutigen Höhe des Hochwassers, die manchmal mit Geröll bedeckt sind. Es handelt sich um gehobene Strände. Die typischsten sind mit dem sehr unpassenden Wort „monastrien“ bezeichnet worden, nach dem Namen der Stadt Monastir in Tunesien. Man hat vorgeschlagen, diesen Namen durch das Wort „normannien“ oder auch durch das aus Marokko stammende „ouljien“ zu ersetzen. Die Terrassen sind zwischen 5 bis 10 m hoch. Einige Autoren glaubten noch andere, höhere, entdeckt zu haben, aber diese sind nie so deutlich zu erkennen gewesen. Man ist sich darin einig geworden, diese Höhenlage in die letzte Zwischeneiszeit zu datieren, zwischen Riß und Würm, als der Meeresspiegel infolge des geschmolzenen Eises höher war als heute.

Anderswo finden sich Geröllhalden auf Sand, der nur 1 bis 2 m über dem heutigen Hochwasser liegt. Man würde dies gern als eine Höhenlage ansehen, die aus dem Anfang der christlichen Zeit stammt und „dunkerquien“ genannt wird, nach dem Namen der Stadt Dunkerque im Norden Frankreichs.

Schließlich bemerkt man sehr häufig, daß ein unsymmetrisches Hängetal sich parallel zur Küste hinzieht. Wir sehen hierin, ohne es beweisen zu können, das Zeichen für eine Spalte oder für eine Reihe von Spalten, die sich parallel zur Küstenlandspalte hinziehen.

III. Das periglaziale Relief

Das Landesinnere und die Küstenlandschaft haben einen Zug gemeinsam: sie sind auf allen Abhängen reich an Solifluktionerscheinungen. Die bretonischen Geologen bezeichnen sie im allgemeinen mit dem englischen Namen *head*, das heißt Kopf, weil sie in Großbritannien die Spitze, den Kopf von beinahe allen Steinbrüchen bilden. Nun gleitet gewiß bei allen Witterungsverhältnissen der Boden auf Abhängen langsam abwärts. Der bretonische *head* enthält jedoch einerseits Steinstücke, die sich vom Gestein losgelöst haben: manchmal ganze Teile von mehreren Metern Länge und Breite, in denen die Schichtungen sich nicht verändert haben. Andererseits haben sich diese großen Stücke häufig auf Abhängen von geringer Neigung verschoben. Es ist fast sicher, daß solche Verschiebungen nicht in einem gemäßigten Klima stattgefunden haben können. Sie ähneln denen, die wir in sehr kalten Ländern miterleben, wo Steinstücke von jeder Größe leicht auf einem gefrorenen Untergrund abwärts gleiten. Es handelt sich also um ein Merkmal periglazialen Klimas. Die abwärts geglittenen Stücke bieten übrigens alle charakteristischen Kennzeichen: Verbrodungen, Fältelungen und Eiskeilspalten.

Derselben Zeit des periglazialen Klimas schreibt man auch andere Arten von Ablagerungen zu, besonders die äolischen Ablagerungen, die

häufig dem deutschen Löß ähnlich sehen und Kindel enthalten. Diese gibt es besonders häufig an der Nordküste, dagegen an der Südküste gar nicht; man schreibt diesen Unterschied dem gesunkenen Meeresspiegel zu, der für die Entstehung des Ärmelkanals verantwortlich ist; antizyklonale Winde, die aus den kalten und vereisten Gebieten der Britischen Inseln kamen, nahmen die Teilchen vom Boden des trockengelegten Meeresbodens mit und wehten sie auf das Festland. In der inneren Bretagne haben die Ablagerungen von head und Lehm die Abhänge mit dichten Lagen bedeckt. Dadurch wurden die Unebenheiten der Terrassen verschleiert. Alle Talwände wurden in sanfte Abhänge verwandelt und weich mit den Höhen wie mit den Talsohlen verbunden. Die einzigen ein wenig kühnen Formen trifft man auf totem kambrischem Sandstein an, von dem es keine Zersetzungsprodukte gibt, auf dem sich sehr wenig Boden bildet und der sich nur durch das Aufbrechen der Diaklase entwickelt. Sonst finden sich auf allen Abhängen, die aus frostempfindlichem Gestein bestehen, keine klaren Formen.

Am Rande des Meeres sind diese periglazialen Ablagerungen besonders stark. Sie haben vor der felsigen Steilküste ein richtig schützendes Polster gebildet, das zwar vom Meer wütend angegriffen wird, aber noch nicht vollkommen zerstört ist. So erscheinen die alten Steilküsten häufig als tote Kliffe, nicht weil die normale Entwicklung sie ausgelöscht, sondern weil die periglaziale Schuttdecke sie vor weiteren Meeresangriffen geschützt hat.

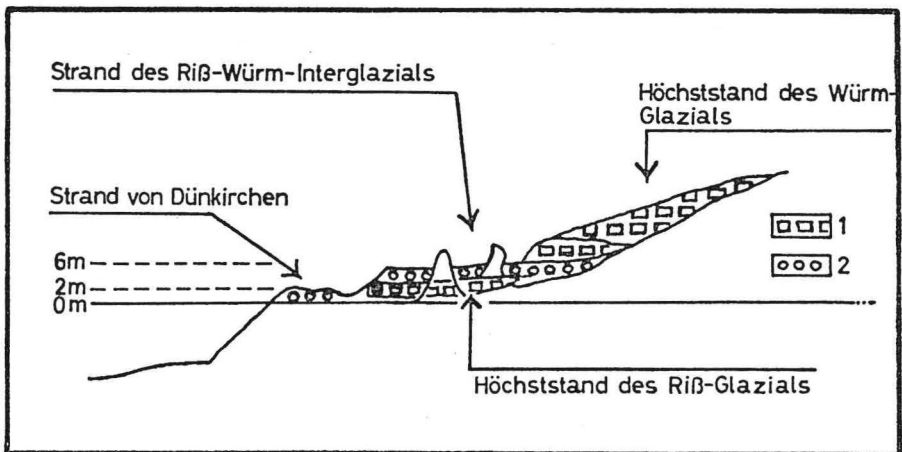


Abb. 7. Schematisches Profil der armorikanischen Küste
 1 Periglazialer Solifluktionsschutt 2 Marine Schotter

Die Beziehungen zwischen dem head und den Meeresstränden erlauben es, eine chronologische Ordnung der letzten Episoden des Quartärs aufzustellen. Die Tatsache, daß der head alte Strände überlagert hat, erlaubt es, diese Strände zeitlich vor die Eiszeit zu setzen. Anderswo auftretende Geröllstrände in Höhenlagen bis zu 10 m werden darauf

zurückgeführt, daß es vor der monastirischen Transgression schon eine Eiszeit gab. Man kann also folgende Phasen in der chronologischen Ordnung der Küstenlandschaft angeben:

Erste head-Ablagerung — Riß-Eiszeit
Monastirische Strände — Riß-Würm-Interglazialzeit
Entstehung der Rias-Küsten } Würm-Eiszeit
Zweite head-Ablagerung }
Geröllbänke bis zu +2 m — dünkirchensches Maximum.

Schließlich hat die Ausbreitung der heads und des Lehms häufig die Täler gefüllt und das Netz der Wasserläufe gezwungen, sich neue Täler zu graben.

Bei neuem Eintiefen der Wasserläufe hat es häufig kleine Epigenesen gegeben, da das neu gegrabene Tal unter dem head nicht auf das vorher existierende Tal stieß. Das so entstandene Tal hat steilere Abhänge und schärfere Kanten zur Hochfläche. Dabei ist man jedoch über die Tiefe dieser Täler erstaunt: konnten sie sich seit dem Ende der letzten Vereisung so tief eingraben? Man begreift kaum, daß kleine Bäche, wie der von Ile d'Ouessant, sich in 10 000 Jahren 8 m tief in harten Gneis eingraben konnten. Man muß sich folglich fragen, ob ihre Epigenese nicht eher auf rißeiszeitlichen head oder auf noch älterem als würmeiszeitlichem head entstanden ist.

Wir sind uns der Tatsache bewußt, daß wir mehr Probleme aufgeworfen, als gelöst haben. Unser einziges Ziel war es zu zeigen, wie ein augenscheinlich ziemlich einfaches Gebiet mit wenig betontem Relief in Hinsicht auf seinen Ursprung und seine Entwicklung schwierige Fragen stellen kann.