

Die mittelatlantischen Vulkaninseln*)

Zur Geologie der Makaronesen 8. **)

Von Karl Krejci-Graf. ***)

Inhalt:

	Seite
Einleitung	401
Die Makaronesen	405
Azoren	414
Madeira-Archipel	419
Selvagens	422
Canaren	422
Capverden	424
Die Entstehungsgeschichte der Inseln	426
Zusammenfassung	428
Literatur	429

Einleitung

An der Hand von Beschreibungen mittelatlantischer Vulkan-Inseln sollen einige vulkanologische Probleme von grundsätzlicher Bedeutung erörtert werden:

1. daß Spalten nicht die ihnen zugeschriebene vulkanologische Bedeutung haben, daß sie vielmehr meist erst durch die den Eruptionen vorausgehenden Intrusionen geschaffen wurden.

2. daß die Calderen Einsturzgebilde sind, nicht Explosionsgebilde, wenn auch die Einstürze von Explosionen begleitet werden. Diese Explosionen dauern aber lang an und sind um Größenordnungen weniger energiereich als die Bildung einer Explosions-Caldera erfordern würde.

3. daß bei der Bildung der Basalt-Säulen und der Kissen-Laven die Schrumpfung der Gesteins-Gläser bei Wasseraufnahme berücksichtigt werden sollte;

4. daß man auf den 5 makaronesischen Archipelen mindestens 4 Vulkanformationen nach Tektonik und Morphologie, sowie nach Erosions-Erscheinungen und Zwischenlagerung von Sedimenten unterscheiden kann.

*) Erweiterte Fassung eines am 10. Mai 1963 in der Geologischen Gesellschaft in Wien gehaltenen Vortrages.

**) 7: Geol. Rundschau 51, 73—122. 1961.

***) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K. Krejci-Graf: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität. Senckenberg-Anlage 32, Frankfurt am Main. Deutsche Bundesrepublik.

Zu 1. Durch eine Anzahl von willkürlich verteilten Punkten kann man mehrere gerade Linien so legen, daß jede Linie einige Punkte trifft oder nahe an ihnen vorübergeht. Wenn man dieses Spiel auf eine Gruppierung vulkanischer Zentren anwendet, so bezeichnet man diese Linien als Spalten, wobei wir der merkwürdigen Vorstellung begegnen, daß Spalten geradlinig sein müßten. Diese Spalten sollen dann die Wege sein, auf denen sich die Vulkane gebildet haben. Diese Hypothese ist ein Postulat der reinen Vernunft, aber kein Ergebnis der praktischen Vernunft. Wo man Vulkangebiete näher untersucht hat, sind solche Spalten größeren Ausmaßes nur selten gefunden worden.

Sicherlich bedarf es für das Durchbrechen eines Vulkanes eines Zerreißen der Erdkruste. Wir wissen, daß den Vulkanausbrüchen Aufwölbungen der Erdkruste vorausgehen, daß aber solche Aufwölbungen durchaus nicht immer zu Ausbrüchen führen, sondern rückläufig werden können. Diese Aufwölbungen allein genügen, um die Gesteine zu zerrütten, wobei sich zweifellos auch kleine Spalten bilden werden. Eine solche bestand z. B. schon 50 Jahre vor dem Ausbruch des Parícutin, und auch der Mauna Iki auf Hawaii sitzt über einer solchen Spalte. Dabei handelt es sich in beiden Fällen um Spalten von einigen Zehnern von Metern Länge, die von den Eruptionsgesteinen sehr bald verschüttet wurden. Von etwas größeren Spalten sind z. B. auf Hawaii Risse beobachtet worden, die nach Art eines drei- oder vierzackigen Sterns die Schildvulkane zerteilen in einer ähnlichen Anordnung, wie sie sich bei der Aufwölbung eines nicht genügend plastischen Materials als Scheitelrisse bildet. Zur mechanischen Gruppe dieser Spalten gehören auch die von vielen Vulkanen bekannten Radialrisse, die manchmal durch auf-sitzende kleine Vulkane sehr deutlich markiert sind. Ihrer Natur als Scheitelrisse entsprechend hängen aber die Spalten benachbarter Vulkane nicht zusammen und liegen auch nicht in derselben Richtung, wie das z. B. auf Hawaii bekannt ist (MACDONALD). Die theoretisch postulierten Spaltenzüge, welche die Hawaii-Vulkane miteinander verbinden sollen, sind ein reines Gebilde der Phantasie. Dasselbe gilt auch für die Azoren, wo man die hypothetischen Spalten in die Ost-Süd-Ost-Richtung der Plateau-Achse legt, wobei das Nebeneinander von tiefsten und höchsten Stellen des Reliefs ebenso wie der darauf ungefähr senkrecht stehende Verlauf der Schwereanomalien unerklärt bleiben. Am ehesten könnte man noch die Begrenzung der Insel São Jorge für diese Hypothese anführen, die wahrscheinlich durch Ost-Süd-Ost-streichende Brüche bedingt ist, auf oder an denen auch Vulkanbauten vorkommen, wenn auch die Darstellung der Seekarte eher ein Wunschbild ist und jedenfalls nicht die Darstellung einer beobachtbaren Silhouette. Die

sehr deutlichen Brüche auf Faial aber, und der Graben von Lages auf Terceira, die ebenfalls ungefähr dieses Streichen zeigen, tragen keine Vulkanbauten (was ich nicht nur selbst beobachtete, sondern für Faial auf meine Anfrage hin auch von Professor BERTHOIS, der die Gesteine der Azoren bearbeitete und diese Brüche zum erstenmal deutlich beschrieb und abbildete, bestätigt wurde). Die von der Caldeira nach Capelinho verlaufende Vulkanreihe stellt eine der üblichen Radialspalten dar und schließt mit der Richtung der erwähnten Brüche einen stumpfen Winkel ein. Auf anderen Inseln sind gelegentlich küstenparallele Abschiebungen zu beobachten, so z. B. an der Rocha dos Bordões auf Flores, ohne daß im Zusammenhang damit Eruptionszentren auftreten. Die jungen Vulkanbauten von Santa Maria sind ungefähr in Nordnordwest-Südsüdost bis Nord-Süd-Richtung angeordnet, die auf São Miguel und Terceira ungefähr in Ost-West-Richtung. Die jüngsten Vulkanbauten sind die Aschen-Kegel an oder vor den Küsten, die, wie das Beispiel der Insel Sabrina (1811) und zahlreicher Aschen-Kegel vor São Jorge (1808), und jüngstens (1957/58) die ersten Stadien des Vulkans von Capelinho gezeigt haben, sehr rasch von der Meeres-Brandung hinweggeräumt werden. Es ist daher nicht zu verwundern, daß wir nur vereinzelte derartige Bauten, aber keinen Kranz solcher Aschenkegel rund um die Inseln vorfinden; nur wo, wie auf Graciosa (Azoren), ein größerer Teil dieser Randverzierung festerem Material der Insel selbst aufsitzt, ist wenigstens ein Teil des Kranzes erhalten. Auch auf Madeira finden wir entlang der Südküste eine Anzahl solcher Schlackenkegel, während sie an der durch die Brandung zurückgeschnittenen Nordküste fehlen. Diese mehr oder weniger konzentrisch angeordneten Zeugen ersterbender vulkanischer Tätigkeit dürften einem Zurücksinken zuzurechnen sein, nachdem die Inseln vorher in teleskopartig angeordneten Staffeln gehoben worden waren; solche Staffel-Bewegungen mögen auch den ringförmigen Gang-Systemen um Intrusionen zugrunde liegen (vergl. z. B. TEIXEIRA 1962).

Zu 2. Das dramatische Bedürfnis der Menschheit nach einem großen Krach, das sich in der allgemeinen Beliebtheit der Atom-Bombe äußert, hat in der Vulkanologie dazu geführt, die größten vulkanischen Bauformen auf einmalige Explosionen zurückzuführen. So werden die großen Calderen fast allgemein auf je eine Riesen-Explosion zurückgeführt, oder sogar auf Meteoriten-Explosionen, die nun auch schon für die Erklärung der falten- bis schuppenhaft gebauten vulkano-tektonischen Ringstrukturen herangezogen werden. Letztere Deutung wird wohl von jedem, der solche Strukturen und die sonstigen vulkanischen und tektonischen Bauformen kennt, abgelehnt werden; was sich zwanglos in

den Rahmen unserer sonstigen Beobachtungen einfügt, bedarf keines *deus ex machina*, der nach seiner Tat spurlos verschwindet. Etwas anderes ist es bei den Calderen. Zwar bezweifelt niemand die Einsturz-Natur der Krater-Calderen und der Zusammenhang zwischen Alter und Größe solcher Calderen ist auch oft klar. In anderen Fällen aber liegen solche Calderen ohne höhere Umwallung zwischen aufgebauten Vulkanen, so z. B. im Hochland der Riesenkrater Afrikas (JÄGER); ganz analoge Verhältnisse findet man in Salsen-Feldern (KREJCI-GRAF 1935, 1954).

Bei den kleineren Formen ist der Einsturz direkt beobachtet worden (MACDONALD). Immer wieder wird angegeben, daß das Volumen der ausgeworfenen Asche (und ev. Lava) erheblich kleiner ist als der geschaffene Hohlraum (MACDONALD, HAUSEN); das stimmt mit anderwärtigen Beobachtungen überein, daß auch gewichtsmäßig die Förderung von Gasen um ein bis zwei Größenordnungen höher ist als die Förderung von Lava und Asche; aber auch Lava-Rückfluß und seitlicher Lava-Abfluß mögen eine Rolle spielen. Das durch die Eruptionen entstehende Massen-Defizit der Tiefe zeigt sich z. B. auf Santa Maria (Azoren) im Abbiegen der miocänen Sedimente unter die Kette der letzten Vulkane, während die Oberfläche ebenshier die höchsten Erhebungen darbietet.

Die Krakatau-Katastrophe war ein Einsturz, wie der Erstbeschreiber, VERBEEK, meldet. Es gab nicht einen großen Krach, sondern es donnerte 3 Tage lang. Der Ausbruch der Gase ist ein explosiver Vorgang, aber die Gase blasen die Caldera nicht aus, sondern ihr Entweichen schafft lediglich das Massen-Defizit (oder einen Teil des Massen-Defizits), das zum Einsturz führt. Bruchschollen oder Bruchstaffeln an den Rändern sind beweisend für den Einsturz. Die jüngeren Krater-Calderen sind meist tiefer als die älteren (Monte Brasil, Terceira; Monte Guia, Faial); das Stehenbleiben von Rippen oder Pfeilern (Lagôa do Fogo, S. Miguel; Monte Barbara, Terceira; Caldeira, Faial) wäre bei einem Explosions-Trichter unmöglich. Die Einstürze arbeiten sich glockenartig nach oben durch, so daß die Ränder zunächst überhängend sind (MACDONALD), dann bei Erweiterung lotrecht, erst bei weiterer Vergrößerung nach innen einfallen; die Vergrößerung erfolgt durch \pm konzentrische Staffelbrüche und verschlingt schließlich den ganzen Aufbau. Die Calderen von São Miguel, Azoren, stehen halbwegs zwischen Krater-Calderen und Riesen-Calderen ohne höheren Wall. Der Einsturz der Lagôa das Sete Cidades ging noch 1444 weiter (FRUCTUOSO).

Zu 3. Säulige Absonderung des Basaltes wurde am Kilauea-Nordrand in einer durch Absturz freigelegten rotglühenden Intrusion beobachtet (STEARNS, S. 82); das spricht gegen die Annahme einer Abkühlungs-Kontraktion. Bemerkenswert ist auch, daß säulige Absonderung auf manchen

Inseln (Azoren, Capverden) häufig, auf anderen (Madeira) selten und schlecht ausgeprägt ist. Dasselbe gilt für Kissen-Laven, die auf den Canaren und Capverden in schöner Ausbildung vorkommen, auf Madeira und den Azoren aber selten sind oder fehlen. In beiden Fällen — bei der Säulen- wie bei der Kissen-Bildung — wird man daran denken müssen, daß sich Gläser bei Wasseraufnahme zusammenziehen, Basalt-Gläser z. B. um über 3%. Wasseraufnahme der aufsteigenden Schmelze ist wahrscheinlich: eine vulkanische Bombe und Spratz-Glas vom Kilauea hatten 0,09% Wasser, das wahrscheinlich juvenil ist (KOKUBU); der Wasser-Gehalt der hawaiischen Laven letzter Ausbrüche wird auf 1% geschätzt (MACDONALD).

Häufig stehen die Säulen senkrecht auf Begrenzungs-Flächen, z. B. auf den Salbändern von Gängen oder auf der Basis von Lava-Strömen. Auf Madeira aber stehen die Platten (die man im Anbruch mit Säulen verwechseln kann) und schlecht geformten Säulen lotrecht (HARTUNG 1864, S. 54), während die Unterlage mit 7 bis 10° geneigt ist. HARTUNG verwendete die Tatsache, daß die Säulen nicht einwärts geneigt sind, als Argument gegen eine domartige Aufwölbung der Insel. Da aber die miocänen Kalke im Inneren von Madeira bei 333 m und darüber liegen (KREJCI-GRAF 1961), so ist eine Aufwölbung hier wie auf Porto Santo nicht zu bezweifeln; unbestreitbar ist aber die lotrechte Lage der Säulen. — Nicht allzu selten findet man über ungefähr lotrecht stehenden Säulen schrägliegende Säulen-Pakete (Fingal-Grotte, Staffa; Rocha dos Bordoos, Flores); diese obere Schicht steht also nicht auf irgendeiner Abkühlungsfläche senkrecht, sie läßt sich am ehesten verstehen, wenn man annimmt, daß sie im Zustand säuliger Absonderung noch beweglich war. Basalt-Säulen finden sich in erstarrten Lava-Seen bis zur Oberfläche, in den Gängen von Oahu aber erst ab 130 m Tiefe. Das beschränkte Auftreten der Säulen-Struktur verleitet dazu auch das beschränkte Auftreten der Kissen-Struktur als „zufällig“ zu betrachten; es wäre aber der Untersuchung wert, zu überprüfen, ob die Kissen vielleicht nur beim Eintritt von Lava-Strömen in Wasser, nicht aber im eigentlichen Sinne submarin entstehen.

Die Makaronesen

Unter dem Namen der *Makaronesen* vereinigt man die Archipele der Azoren, von Madeira, der Selvagens, Canaren und Capverden. Der Name der „Inseln der Seligen“ ist von HERODOT offenbar mißverständlich auf Oasen in der Sahara bezogen worden, wird aber sonst auf Inseln „im Okeanos westlich der Säulen des Herkules“ angewendet. Biologen, die gemeinsame Züge der Pflanzen- und Tierwelt auf diesen Inseln fest-

stellten, haben den Namen wieder aufleben lassen. Geologisch wäre man nicht zu dieser Gruppierung gekommen, obzwar die Inseln manche gemeinsame Erscheinungen zeigen.

Der Azoren-Archipel liegt mit seinen beiden westlichen Inseln auf dem Atlantischen Rücken, während die sieben übrigen Inseln ein senkrecht zu diesem Rücken, also ungefähr nach Ostsüdost streichendes Plateau besetzen. — Der Madeira-Archipel bildet das Ende eines von der Pyrenäen-Halbinsel ausgehenden untermeerischen Rückens, der von einigen Untiefen gekrönt wird; ähnlich wie auf dem Hawaii-Rücken liegen auch hier die jüngsten und höchsten Vulkanbauten am Ende des Rückens. Azoren und Madeira-Archipel bilden eine petrographische Provinz enger Zusammengehörigkeit. Die Gesteine sind schwach atlantisch bis schwach pazifisch. — Die Selvagens und Canaren schließen an den afrikanischen Kontinent an, dem die beiden östlichsten Inseln Lanzarote und Fuerteventura auch im Streichen ihrer Gesteine folgen. — Die Capverden dagegen sind vom afrikanischen Kontinent durch ein 3000 m tiefes Meer getrennt. Die Gesteine dieser 3 Insel-Gruppen sind atlantisch.

Auf keinem der fünf Archipele wurden Anzeichen eines kontinentalen Untergrundes gefunden. Alle älteren Angaben erwiesen sich als Verwechslungen stark verwitterter magmatischer Gesteine mit Tonschiefern oder dergleichen, bzw. als Mißdeutungen und als Verwechslungen kleinerer Vorkommen von Sanidiniten oder Syeniten, die dem Schichtverband nach Ausscheidungen aus sonst basischen Magmen sind, mit Graniten.

Über den Beginn des insularen Vulkanismus ist daher auf den Inseln selbst nichts zu erfahren, wohl jedoch auf den Kontinenten, an die die insularen Vulkanbauten zum Teil anschließen. So liegt in Lissabon, wo der Madeira-Rücken beginnt, eine Basalt-Formation über steilen, aber wenig hohen Rippen und Tälern gebildet von turonen Rudisten-Kalken und den sie überlagernden Mergeln; über dieser Basalt-Formation folgt eine nicht datierbare terrestrische Serie, die von fossilführendem Burdigal überlagert wird. Tuffitische Einlagerungen in der Vulkanformation enthalten Hohlräume nach Gramineen-Stengeln (Schilf), ferner die auch auf den Inseln in solchen Tuffen vorkommenden Bauten der Mauerbiebe, und stratigraphisch nicht datierbare Schnecken. Die kontinentale Benfica-Formation gilt ihrer Lage nach als oligozän, die Vulkanformation fällt daher in den Zeitraum Senon — Eocän (JESUS & ZBYSEWSKI) — In Senegal gegenüber den Capverdischen Inseln beginnt die vulkanische Tätigkeit im Senon, wie sich aus Zwischenlagerung vulkanischer und mariner Gesteine ergibt.

Eine einzige Insel auf allen diesen Archipelen führt ältere als tertiäre Ablagerungen. Es ist dies Maio (Capverden) mit Aptychen-Kalken, deren ältester Teil noch in den obersten Jura fällt. (TORRES & SOARES). Mit STAHLCKER bin ich geneigt, diese Ablagerungen auf eine Meerestiefe von 2000 bis 3000 m zu beziehen. Diese Kalke werden von klastischen Sedimenten, Tonen und untergeordneten Sanden überlagert. Ziemlich die ganze Unterkreide scheint vertreten zu sein. Diese Sedimentserie ist verschuppt mit einer ältesten Vulkanformation und zusammen mit dieser mehr oder weniger steil aufgerichtet. Derartige mehr oder weniger steil aufgerichtete Schichten von Laven und Tuffen finden wir als Basis der ältesten und am stärksten gehobenen Inseln aller Archipele. Diese älteste Vulkanformation wird meistens diskordant von einer mittleren Vulkanformation überlagert, die nur mehr flach einfällt. Auf diese mittlere Vulkanformation folgt oft wiederum mit einer Winkeldiskordanz ein auf allen fünf Archipelen vorhandener Horizont von Kalken, Konglomeraten und Tuffiten, der durch seine Fossilführung als mittel- bis obermiocänen Alters gekennzeichnet ist. Zu dieser Zeit lagen Kerne der Inseln bereits über dem Meeresspiegel, wie sich aus der Anlagerung der Sedimente an die Inselkerne ergibt. Die miocänen Ablagerungen sind durch das meist reichhaltige Vorkommen von *Lithothamnium* als Seichtwasser-Ablagerungen gekennzeichnet und dürften wohl alle Abrasionsschelfen um die Inseln angehören.

Wo nicht spätere Brüche oder vulkanische Intrusionen das Bild gestört haben, fallen diese miocänen Ablagerungen nur sehr flach ein. Sie werden von einer jüngeren Vulkanformation überlagert, die manchmal konkordant, manchmal mit schwacher Diskordanz über die Sedimente hinweggreift. Diese jüngere Vulkanformation zeigt keine erhaltenen Vulkanbauten mehr und unterscheidet sich dadurch von der jüngsten Vulkanformation, die aus mehr oder weniger gut erhaltenen Vulkanbauten und den von ihnen ausgehenden Lavaströmen besteht. Diese jüngste Vulkanformation ist nicht auf allen Inseln vorhanden, sie kommt aber ebensowohl auf ältesten wie auf jüngsten Inseln vor. Die vulkanische Tätigkeit dauert auf den Azoren (Faial 1957/58), auf den Capverden (Fogo 1954), und den Canaren (La Palma 1949, Tenerife 1909) noch heute an. Die vulkanische Tätigkeit auf dem Madeira-Archipel und den Selvagens ist seit längerer Zeit erloschen.

In bezug auf die Gesteine lassen sich einige allen Inselgruppen gemeinsame Züge angeben. Es handelt sich im wesentlichen um Basalte verschiedener Art, sowie Phonolithe und Trachyte. Die Basalte sind meist feinkörnig, Dolerite sind selten. Sanidinite und Syenite kommen als flächenmäßig beschränkte Einlagerungen, meist als deutliche Aus-

scheidungen aus dem umgebenden Magma vor. Sie sind, selbst wo sie in der ältesten Vulkanformation vorkommen, anscheinend stets frisch und zeigen keine Einwirkungen tektonischer Beanspruchung.

Die Phonolithe und Trachyte sind oft in auffälliger Weise an Hebungsvorgänge gebunden (BEBIANO), denen sie vorausgehen oder nachfolgen. Nicht nur heben sie als Intrusionen ihr Dach bis über 200 m hoch über die Umgebung, sondern sie sind auch verknüpft mit den miocänen Kalken und machen so wahrscheinlich, daß das erste Auftauchen der Inseln über dem Meeresspiegel irgendwie mit der Bildung der Phonolithe und Trachyte und ihren Intrusionen verbunden war.

Die verschiedenen Arten der Basalte lassen sich bequem zu Ausscheidungsreihen zusammenstellen. Diese Reihen entsprechen jedoch nicht der geologischen Aufeinanderfolge. Die petrologische Folge scheint als zeitliche Folge nicht häufiger vorzukommen, als jede beliebige andere Kombination. Wenn man jede der 4 unterscheidbaren Vulkanformationen für sich betrachtet, so wird es schwieriger, Folgen aufzustellen, weil man weniger Material hat, und gegebenenfalls die eine oder andere dieser Folgen aus mehr oder weniger einheitlichem Material aufgebaut sein kann. Es scheint aber doch so zu sein, daß man in jeder dieser Vulkanformationen hier oder dort sowohl intermediäre als basische Glieder finden kann. Es ist klar, daß die Grenzen zwischen unseren Vulkanformationen auf Lagerungsverhältnisse aufgebaut sind, die zwar vulkanotektonischer Natur sind, aber nicht notwendigerweise die einzigen wesentlichen Einschnitte in der vulkanologischen Geschichte des Gebietes darstellen müssen.

Die Gesteine der Azoren und des Madeira-Archipels bilden eine petrographische Provinz in engerem Sinn; es sind schwach pazifische bis schwach atlantische Gesteine. Die afrikanischen Archipele bestehen aus ausgesprochen atlantischen Gesteinen. Es liegt nahe, an die wenigstens früher gebräuchliche Beziehung pazifischer Gesteine auf Faltengebirgssysteme, atlantischer Gesteine auf kontinentale Bruchsysteme zu denken. Doch haben die Hawaii-Inseln atlantische Gesteine, während im südlichen Teil des ostafrikanischen Grabensystems pazifische Gesteine vorkommen. Da gelegentlich sogar ein und derselbe Vulkan (Piton des Neiges, Réunion) einmal atlantische, ein andermal pazifische Gesteine produziert, kann man keine sicheren Beziehungen zwischen Chemismus und geologischer Situation angeben.

Die Rotfärbung der Schlacken ist z. T. primär, wie aus dem Zusammenkommen roter und schwarzer verschweißter Schlacken erhellt (z. B. Pico do Carvão, S. Miguel). Die Rotfärbung der Tuffe dagegen ist meist eine Bodenbildung (GAGEL 1913, S. 369), nicht eine thermische Verfär-

bung; denn man findet sie oft auch unter Tuffen, nicht nur unter Lava. Jedoch findet sich solche Rotfärbung auch in den vermutlich submarin abgelagerten ältesten und mittleren Vulkan-Formationen, z. B. unter dem miocänen Kalk von Santa Maria.

Es lassen sich also auf den Inseln 4 verschiedene Vulkanformationen folgendermaßen unterscheiden: Die älteste Vulkanformation besteht aus mehr oder weniger steil gestellten Lagen von Lava und Tuffen, die meist stark verwittert sind, selbst wenn man sie in Bohrungen, z. B. auf Santa Maria in einer Tiefe von 100 m antrifft. Die mittlere Vulkanformation fällt mit Ausnahme von ganz lokalen Störungen flach ein oder liegt söglich, und ist von der jüngeren Vulkanformation nur dort zu unterscheiden, wo die miocänen Sedimente dazwischen liegen oder man von einem solchen Profil ausgehend die durch diese Sedimente geschiedenen Gesteine petrographisch verfolgen kann; häufig liegt hier eine von Phonolithen oder Trachyten überlagerte leichte Diskordanz. In der mittleren und jüngeren Vulkanformation treten nicht selten Phonolithe oder Trachyte auf. Die Intrusionen mit Ausscheidungen kleiner sanidinitischer oder syenitischer Massen sowie von stockartigen Schlackenmassen, die man in der ältesten Vulkanformation gelegentlich findet, scheinen zu der mittleren oder jüngeren Vulkanformation zu gehören. Die jüngste Vulkanformation schließlich ist durch die Erhaltung der Aufbauten und der von ihnen ausgehenden Lavaströme charakterisiert und auf diese Weise unterscheidbar. Wenn man die Häufung der sauren Gesteine in der mittleren und jüngeren Vulkanformation ausnimmt, scheinen alle Gesteine in allen Vulkanformationen gleichermaßen vorzukommen.

Eine Möglichkeit, die so beliebten großen Zusammenhänge zu finden, könnte sich aus morphologischen Gesichtspunkten ergeben. So haben wir bereits erwähnt, daß die zwei westlichsten Azoren auf dem Atlantischen Rücken liegen; was aber ist der Atlantische Rücken? Ein fast 12.000 km langer, 2—3000 m hoher bogenförmiger Wall, aus dem Inseln aus vulkanischen oder plutonischen Gesteinen herausragen. Bogenform kommt bei Faltengebirgen wie bei Zerrungsbrüchen vor, obwohl die letzteren konventionell durch gebrochene gerade Linien dargestellt werden, weil aus einem unerfindlichen Grund der Aberglaube herrscht, Brüche müßten geradlinig sein. Vulkane aber sitzen sowohl auf Faltengebirgen wie auf Bruchsystemen, und es ist z. B. durchaus nicht ausgemacht, daß die Bögen der Antillen und der südlichen Sandwich-Inseln faltenhafte und nicht bruchhafte Verbindungen zwischen den ansonsten parallel nach Osten ausstreichenden Faltenzügen sind. Die Verbindung von Depressionen in mehreren 100 km von einander entfernten Profilen zu einem durchlaufenden, um den Erdball herumgewickelten Spaltensystem hält wohl kei-

ner ernsten Kritik stand. Jedes Faltengebirge genügender Breite zeigt ähnliche Längsdepressionen, wie sie herkömmlicherweise z. B. für die Abgrenzung der nördlichen und südlichen Kalkalpen verwendet werden. Die Schwereverhältnisse erweisen sich ebenfalls als illusorisch, da selbstverständlich ein Gesteinsblock im Meer bei einer auf den Meeresspiegel bezogenen Reduktion eine positive Anomalie bildet. Was aber die Spaltensysteme betrifft, so sind z. B. die ostafrikanischen Grabensysteme Schwereminima, während ihre Fortsetzung, das Rote Meer, ein ausgeprägtes Schweremaximum bildet, das sich auch in dem Golf von Akaba und weiter nördlich fortsetzt, während der Golf von Suez von den Schwerelinien geschnitten zu werden scheint. Die Erklärung ist selbstverständlich einfach: Im Falle eines Zerrungsgrabens sinken leichte Schichten in die Tiefe, daher das Schwereminimum; oder aber es steigen schwere Gesteine des Untergrundes der Zerrungszone auf, daher das Schweremaximum. Wie immer also die Schweremessungen ausfallen, stets hat man den gesuchten Beweis in der Hand (heads I win, tails you lose). Mit ein bißchen Schlauheit kann man dasselbe Argument auch auf Faltengebirge anwenden. Es ist also immer noch möglich, den Atlantischen Rücken als ein Pressungsgebilde ebensowohl wie als ein Zerrungsgebilde zu betrachten; am wahrscheinlichsten ist aber, daß es sich um eine vulkanotektonische Bildung eigener Prägung handelt.

Die Tatsache, daß nur 2 der Azoren dem Atlantischen Rücken aufsitzen und diese durch größere Meerestiefen von den übrigen Inseln getrennt sind, könnte dazu führen, das Zusammenvorkommen dieser neun Inseln als eine Zufälligkeit zu betrachten. Doch sind die petrochemischen Verhältnisse nicht nur allein dieser neun Inseln sondern auch noch des Madeira-Archipels so ähnlich, daß man eine zu Grunde liegende einheitliche Provinz annehmen muß. Für das Azoren-Plateau, das ungefähr senkrecht auf den Atlantischen Rügen streicht, ist eine von diesem unabhängige eigengesetzliche und damit vulkanische Entstehung wohl eindeutig. Von den Küstenlinien der Inseln verlaufen einige dem Streichen der Plateau-Achse parallel. Die Konstruktion der Tiefenlinien war durch diese Vorstellung beeinflußt (SCHOTT). Doch fügen sich eine Anzahl der Tiefenlinien z. B. an der Açor-Bank eher in eine darauf senkrechte Richtung, die auch durch die Schwereverhältnisse angedeutet wird. Zieht man aber die Verteilung der höchsten und tiefsten Punkte des Reliefs heran, so erweisen sich solche Konstruktionen als gekünstelt. Wenn man will, kann man leicht in ein System beliebiger und beliebig angeordneter Figuren irgendwelche Linien legen, die sich einem Teil der vorhandenen Linien anpassen. Irgendeine geologische Bedeutung hat eine solche Spielerei nicht. Das räumliche Nebeneinander der höchsten und tiefsten Stel-

len, das für die Plateau-Azoren charakteristisch ist, weist auf andere Verhältnisse als solche, die durch lange zusammenhängende Streichlinien ausgedrückt werden können. Bruchlinien, die der Plateau-Achse parallel sind, sind nur auf São Jorge, Pico und Faial aus dem allgemeinen Wirrwarr kleinerer Störungen so hervortretend, daß sie morphologisch bedeutungsvoll werden. Auf Faial sind aber gerade diese Brüche nicht von Vulkanbauten besetzt, während die von der Caldeira nach Capelinho zielende Linie, die mit kleinen Vulkanbauten reich besetzt ist, zu der allgemeinen Streichrichtung einen deutlichen Winkel bildet. Radialsprünge dieser Art kommen an den meisten Vulkanen vor, und es läßt sich nicht vermeiden, daß bei einer größeren Anzahl von Vulkanen diese Radialsprünge gelegentlich auch in die gewünschte Richtung oder in eine dazu senkrechte oder von ihr um ungefähr 45° abweichende Richtung fallen.

Was nun den Madeira-Rücken betrifft, so erinnert er etwas an den Hawaii-Rücken. So wie dieser vom Kure-Riff bis an den Hawaii-Archipel nur untermeerische, gelegentlich von Korallenriffen gekrönte Erhebungen zeigt, so hat auch der Madeira-Rücken vom Festland bis zum Madeira-Archipel nur unterseeische Erhebungen, die wenigstens zum Teil den Verdacht auf Guyots nahe legen. Wo allerdings diese Erhebungen bis an oder über die 100-Faden-Linie reichen, mag ihre Abflachung (wie z. B. bei der Seine-Bank) durch Abrasion bedingt sein, wobei die Schwankungen des Meeresspiegels im Quartär zu berücksichtigen sind. Schelfflächen ähnlicher Tiefe finden sich wiederholt vor den Küsten makaronesischer Inseln. — Wie im Hawaii-Archipel finden sich auch im Madeira-Archipel die höchsten Erhebungen am distalen Ende, von wo ein jäher Abbruch zur Tiefsee erfolgt. Wir stellen diese morphologische Erscheinung hier nur fest, und kommen später nochmals darauf zurück.

In anderer Beziehung ist aber der Madeira-Rücken vom Hawaii-Rücken stark verschieden. Der Madeira-Rücken geht vom Festland aus, während der Hawaii-Rücken mitten im Pazifik einen morphologisch unruhigen Meeresboden im Süden von einem viel ruhigeren im Norden trennt; somit kann der Hawaii-Rücken der bruchhaften oder faltenhaften Aufwölbung eines Schollenrandes aufsitzen. Der Lage zum Festland nach läßt sich der Madeira-Rücken eher dem Nasca-Rücken vor der Küste von Süd-Peru vergleichen, der ebenfalls mehrere bis zur 100-Faden-Linie aufragende Erhebungen trägt. Der Nasca-Rücken scheint sich auf dem Festland im Gebiet der Huricanguana Mts. als präkambrischer Faltenstrang fortzusetzen (Rüegg). Den Madeira-Rücken kann man an die Tejo-Linie anschließen, die das mesozoische Randbecken gegen paläozoische und ältere Gesteine abgrenzt. Die Streichrichtungen des portugiesischen Prä-

kambriums sind besonders durch die variskische Gebirgsbildung überprägt, aber Streichrichtungen verschiedenster Art sind immer noch feststellbar. Die NE—SW-Richtung, die der Madeira-Rücken als Ganzes zeigt, findet sich am Festland hauptsächlich in den Falten von Jura und Kreide. Man kann aber auch daran denken, daß der Rücken aus mehreren E—W-streichenden Stücken besteht, eine Richtung, die sowohl im Präkambrium (TEIXEIRA) als wieder im Tertiär auftritt.

Die drei afrikanischen Archipele sind ihrer Morphologie nach eigengesetzlich-vulkanisch. Zwar kann man auf den östlichen Canaren noch die Streichrichtungen des Kontinents erkennen; diese lassen sich aber nur auf eben diese beiden Inseln und die Isletas beziehen, nicht aber auf den übrigen Archipel, dessen Längserstreckung mit ihnen einen stumpfen Winkel bildet und damit zu ihnen ähnlich liegt, wie das Azoren-Plateau zum Atlantischen Rücken. Wenn man mit HAUSEN daran denken will, daß die Canaren einem flexurartig abgebogenen Kontinentrand aufsitzen, so könnte man für die Capverden annehmen, daß sie einer Wiederaufbiegung dieses Randes, oder dem Hochteil einer vorgelagerten Schrägscholle angelagert sind. Aber auch hier könnte dies bestenfalls für die drei östlichen Inseln gelten, nicht aber für den übrigen Archipel, der wiederum eine unabhängige, quer zu den östlichen Inseln verlaufende Erstreckung aufweist.

Im ganzen genommen sehen wir bei drei der vier größeren Archipele — die Selvagens sind zu klein, um eine Aussage zuzulassen — daß sie sich größeren morphologischen Linien anlagern, aber in ihrem größeren Teil eine von diesen Linien unabhängige mehr oder weniger quer dazu verlaufende Erstreckung zeigen.

Während die großen tektonischen Zusammenhänge so hypothetisch sind, daß man am besten gar nicht darüber spricht, lassen sich Zusammenhänge kleinerer Art einigermaßen belegen. So sind einige Inseln auf allen fünf Inselgruppen im Miocän bis in den Bereich der Brandung und zum Teil darüber aufgestiegen. Mit diesem Aufsteigen verbunden war die Intrusion und Extrusion saurer Gesteine. Es ist natürlich, daß Hebungen leichter als Senkungen festzustellen sind, da die Beobachtungsmöglichkeit unter Wasser sich fast ausschließlich auf morphologische Gesichtspunkte beschränkt, die noch dazu durch die bis zur 100-Faden-Linie reichenden Abrasionsvorgänge modifiziert erscheinen, oder durch sie vernichtet sind. Was wir an Hebungen feststellen können, ist schließlich nur das Resultat aller stattgefundenen Bewegungsvorgänge. Sofern wir keine Anhaltspunkte über verschiedenen Bewegungssinn besitzen, stellt man sich die heutigen Verhältnisse also am einfachsten als eine Summe einsinniger Vorgänge vor. Wenn wir so vorgehen, so können wir wieder-

um eine regionale Komponente von lokalen Komponenten unterscheiden. Regional erscheinen die ältesten Inseln am stärksten gehoben.

Was wir unter ältesten Inseln verstehen, bedarf einer Erklärung, die aber leichter vom Gegenteil, nämlich von den jüngsten Inseln her zu geben ist. Unter den jüngsten Inseln verstehen wir jene, die von positiven, gut erhaltenen Vulkanbauten beherrscht sind. Auf etwas älteren Inseln finden wir dann große Einsturzalderen, auf den ältesten Inseln sind alle vulkanischen Oberflächenformen zerstört. Wenn wir derartig gruppieren, so finden wir in den meisten Archipelen eine eindeutige Richtung in der Entwicklung des Vulkanismus, und so können wir also älteste und jüngere Inseln trennen. Wenn wir nun die Lage der miocänen Sedimentformation von den ältesten gegen die jüngeren Inseln hin verfolgen, so sehen wir, wie diese Sedimentformation mit abnehmendem Alter der Inseln immer tiefer liegt und schließlich das Meeresniveau erreicht. Es bleibt dann fraglich, ob diese Sedimentformation auf den noch jüngeren Inseln vielleicht unter dem Meeresspiegel vorhanden ist oder ob sie dort überhaupt fehlt.

So liegt die miocäne Sedimentformation im Westteil von Santa Maria 80 m bis 100 m über dem Meeresspiegel, während sie auf den Formigas-Klippen im Niveau des Meeresspiegels liegt; weiter westlich sind auf den Azoren keine miocänen Sedimente mehr bekannt. Auf den östlichsten Capverden liegt die miocäne Sedimentformation meist 50—100 m hoch, auf den nächst westlicheren Inseln São Nicolão und Santiago (von örtlichen Aufwölbungen abgesehen) meist weniger als 10 m hoch, auf São Vicente im Meeresniveau und auf den westlichsten Inseln Fogo, Brava und Santo Antão fehlen sie ganz. Auf den Canaren scheinen die miocänen Ablagerungen ihre höchste Lage auf Palma und Gran Canaria einerseits, Fuerteventura und Lanzarote andererseits zu erreichen; die mittleren Inseln scheinen am tiefsten versenkt oder am wenigsten gehoben zu sein.

Wenn man somit einen gewissen Zusammenhang zwischen der Höhenlage des Miocäns und dem Alter der Inseln annehmen kann, so würde man geneigt sein, den Madeira-Archipel als den ältesten zu betrachten, da die miocänen Kalke sowohl auf Madeira wie auf Porto Santo bis zu mehr als 300 m Seehöhe aufsteigen.

Über diese regionalen Verhältnisse prägen sich nun die individuellen Vorgänge auf den einzelnen Inseln. Im Zusammenhang mit dem relativen Aufstieg der älteren Inseln steht die Beobachtung, daß z. B. auf Santa Maria die im Westteil der Insel ungefähr söhlig liegenden miocänen Sedimente gegen den Gebirgsrücken im Ostteil der Insel, der durch jüngere Eruptionen geformt ist, bis zum und offenbar unter den Meeres-

spiegel eintauchen, aber jenseits des Rückens an der Ostküste wieder auftauchen. Im allgemeinen scheinen die Hebungsvorgänge so zu verlaufen, daß die Zentralteile der Inseln höher gehoben sind als die Ränder. So fällt das Tertiär von Maio vom Monte Esgrovere (99 m) zu einer Abrasionsfläche ab, die in Höhen von 60 bis 10 m flach gegen das Meer einfällt und an den Kliffs der Küsten meist etwa 5 m hoch liegt. Auf Sal und Boa Vista sieht man dieses küstenwärtige Einfallen bei jüngeren Ablagerungen, wobei es allerdings fraglich ist, ob es sich hierbei nicht um die ursprüngliche Lage handelt. Auf Porto Santo liegen die fossilführenden miocänen Sedimente im Innern der Insel, am Pico de Juliana, in etwa 300 m Seehöhe, während sie an der Ponta de Calheta das Meer erreichen und steil ins Meer eintauchen. Auf dem im Südosten der Insel vorgelagerten Ilheu da Cima liegen die miocänen Sedimente ebenfalls im Niveau des Meeresspiegels und fallen flach gegen das Meer zu ein. Am Ilheu do Baixo erreichen diese Schichten in der Mitte der Insel 85 m Seehöhe und sinken nach Norden und Süden ab, im Süden bis unter das Meer. Auch in der Mitte von Madeira liegt das Miocän oberhalb 333 m (KREJCI-GRAF 1961). Dagegen hat aber schon HARTUNG bemerkt, daß die (meist sehr schlecht ausgebildeten) Säulen und vertikalen plattigen Absonderungen der Basaltströme Madeiras lotrecht stehen, so daß also eine schildartige Aufwölbung der Insel offenbar nicht stattgefunden hat. Ja, es ist sogar zu bemerken, daß zwar die Lavadecken selbst häufig mit Winkeln bis 10° gegen das Meer zu einfallen, die Säulen und Platten aber nicht senkrecht auf den Begrenzungsflächen, sondern lotrecht stehen (HARTUNG 1864, S. 54). Andererseits scheinen die Mittelteile mancher Inseln (wie z. B. São Jorge) teleskopartig an Bruchsystemen hochbewegt zu sein, was man allerdings auch als ein entsprechendes staffelförmiges Absinken eines Mantels um die Inselkerne deuten kann. Das Rücksinken ganzer Vulkanbauten äußert sich schließlich in der Bildung von Großcalderen, wie sie auf São Miguel und Terceira die Vulkanbauten verschlungen haben. Wenn man annehmen darf, daß ein solches Rücksinken mit der Bildung konzentrischer Sprungsysteme verbunden ist, wie wir sie z. B. am Kilauea-Krater beobachten, so würden wir darin die Ursache für die küstennahe Lage von Aschenkegeln finden, die als Ausdruck der letzten vulkanischen Tätigkeit für viele Vulkaninseln charakteristisch sind.

Azoren.

Die Entwicklung des Vulkanismus auf dem Azorenplateau geht von Osten nach Westen.

Santa Maria besteht in seinem Westteil aus stark zersetzten flach lagernden Basaniten (Olivin-Basalte) mit stockartigen Intrusionskörpern von (häufig roten) Schlacken, in 80—100 m Seehöhe überlagert von Kalken und Tuffiten mit miozäner Fauna. Dieser Komplex wird durchschlagen von steilstehenden Gängen von frischem Basalt mit z. T. säuliger Absonderung senkrecht zu den Salbändern (Vila do Porto, Hafen). Lokale Intrusionen im Basanit und in den Kalken sowie Überlagerungen durch z. T. säulig abgesonderten Basalt gehören mit den Basaltgängen offenbar der (wesentlich aus Olivin-Basalten bestehenden) jüngeren Vulkanformation an, während der Basanit seinem Verwitterungsgrad nach an die ältere Vulkanformation, seiner Lagerung nach aber an die Mittlere Vulkanformation der südlicheren Inselgruppen erinnert. Im Ostteil der Insel wird ein Nord-Nord-West—Süd-Süd-Ost bis Nord—Süd streichender Höhenzug, der durch die Erosion stark zerschnitten ist und keine erkennbaren Vulkanbauten mehr zeigt, offenbar von der jüngeren Vulkanformation — Basaltlagen, Tuffen und roten Schlacken — gebildet. Diese jüngeren Auswurfsprodukte, insbesondere Tuffe, greifen nach Westen rasch niedriger werdend über die Kalke und Tuffite mit mittelmiozäner Fauna. Eine alte, sehr einfach gestaltete Oberfläche greift von Westen nach Osten langsam ansteigend spitzwinklig über die Grenze (jüngere Vulkanformation/Miocän) über und steigt langsam und als ungliederte Fläche gegen den Rücken im Ostteil der Insel an. Erst junge Erosion hat aus dieser flachen Landschaft das heutige intensive Relief der Hügelkette geschaffen. Die im Westteil der Insel ungefähr sählig liegenden miocänen Schichten tauchen in der Mitte der Insel gegen die Hügelkette ab und erreichen bei Cré im Norden und bei Ponta da Malbusca im Süden das Meer. An der Ostküste findet sich das Miocän in verschiedenen Höhenlagen stark durch Brüche zerstückelt und zum Teil gegen das Meer einfallend; ein Einfallen unter den Gebirgsrücken ist hier nicht beobachtet. Letzte Äußerungen des Vulkanismus sind einige Aschenkegel im Südosten, ferner der schön erhaltene Aschenkegel des Pico do Facho mit Basaltfüllung des Kraters, und der an der Südwest-Ecke der Insel gelegene Ilheu da Vila do Porto. An der durch die Brandung stark zurückgeschnittenen Nordküste sind solche Zeugen der jüngsten vulkanischen Tätigkeit nicht erhalten; die 100-Faden-Linie liegt im Süden etwa 1½ km vor der Küste, im Norden aber 7—8 km entfernt.

Die nordöstlich von *Santa Maria* gelegenen *Formigas*-Klippen führen die miocänen Kalke mit *Glypeaster altus* im Meeresniveau.

Die Insel *São Miguel* erstreckt sich von Osten nach Westen, während von ihrem Westteil ein submariner Nordsüd-Rücken in meridionaler Richtung über 60 km weit sich nach Süden erstreckt. Westnordwestlich des

West-Endes der Insel liegt ein 3509 m tiefes Loch. São Miguel ist durch große Einsturz-Calderen in Schichtvulkanen gekennzeichnet, zwischen denen besonders im Westteil der Insel eine Menge gut erhaltener kegelförmiger oder halbmondförmiger Aschen- und Schlackenbauten liegen. Die Groß-Calderen von Sete Cidades und Furnas schließen neben mehreren Aufbauformen auch mehrere Einstürze ein, so Sete Cidades den Doppelsee der Lagôa Verde und Lagôa Azul, und Furnas den Doppelsee der Lagôa das Furnas. Westlich des zentralen Doppelsees von Sete Cidades liegen 3 Kegel, östlich 2 Krater mit Seen; östlich des Doppelsees von Furnas liegt ein stumpfer Kegel mit konzentrischem Somma-Wall, sowie weitere Kegel. Die Lagôa do Fogo enthält mehrere in den See vorspringende Halbinseln. Die Insel besteht also im wesentlichen aus der jüngsten Vulkanformation, jedoch in einem vorgerückten Stadium der Erschöpfung. Im Süden vorgelagert ist der stark zerstörte Aschenkegel Ilheu da Vila Franca; vor dem Westende der Insel gab es zu verschiedenen Zeiten unterseeische Eruptionen, die im Jahre 1811 die von den Engländern okkupierte, aber später durch die Brandung wieder zerstörte Insel Sabrina bildeten. Während an der Lagôa da Furna in der Osthälfte der Insel noch heiße Quellen auftreten, hat sich die Tätigkeit der Insel in historischer Zeit auf die Mitte (Lagôa do Fogo) und den Osten (Lagôa das Setes Cidades und submarine Intrusionen) beschränkt. Wie schon aus der Erhaltung der vulkanischen Oberflächenformen hervorgeht, ist die vulkanische Tätigkeit im Großen gesehen von Osten nach Westen gewandert, wenn auch junge Tätigkeit über die ganze Insel nachzuweisen ist. Die älteren Teile bestehen vorwiegend aus Trachyt und Andesit (jüngere V. F.), die jüngeren aus Basalt (jüngste V. F.).

Auch auf Terceira entwickelte sich der Vulkanismus von Osten nach Westen. Große Calderen des Ostens sind jeweils im Westen oder Nordwesten von jüngeren Ergüssen verschüttet, an die sich ihrerseits westlich weitere, jüngere Vulkanbauten anschließen. Im Westen liegt dann der noch erhaltene Aufbau des Lava-Vulkans Monte Santa Barbara, in dessen Krater, vom Wall durch einen Ringgraben getrennt, ein bis zur Wallhöhe aufragendes Zentral-Plateau liegt, das den größten Teil des Kraters ausfüllt. — Der Südküste vorgelagert sind die Tuffkegel des Monte Brasil und der Ilheus das Cabras, welche die jüngste vulkanische Tätigkeit anzeigen. Der Monte Brasil besteht aus vier Aschenkegeln, die einen mehrteiligen Krater umgeben; die Krater-Calderen haben horizontale Böden, wobei die Tiefenlage von Westen nach Osten zunimmt. — Die Gesteine sind Trachyte, Andesite und verschiedene Basalte, wobei auch hier (wie auf S. Miguel) die sauren Gesteine öfter das Liegende der Basalte bilden; doch kommen auch unter den jüngsten Bildungen Tra-

chyte vor. Tiefere Teile gehören vielleicht noch zur jüngeren, die Hauptmengen zur jüngsten Vulkan-Formation. Westnordwestlich von Terceira folgt ein 2468 m tiefes Loch, dann die Insel Graciosa und wiederum ein Loch von 2479 m Tiefe.

Im mittleren Teil von Graciosa sind die vulkanischen Aufbauten zerstört. Die ältesten Gesteine scheinen in der Nähe der Westküste zu liegen. Am Süden der Insel findet sich der noch mäßig gut erhaltene Kegel der Serra da Caldeira, eines Lava-Vulkans mit einer stark vergrößerten Krater-Caldera, in der die berühmte Höhle liegt (KREJCI-GRAF 1961). Der Nordteil der Insel wird von einem Dutzend kleiner Aschenkegel gebildet, die auf einer flachen, tuffitbedeckten, aber von massiven Laven unterlagerten Landschaft aufsitzen. Weitere Reste von Aschenkegeln sind der Küste im Osten und Süden vorgelagert; die Tuffe des Ilheu da Gaivota zeigen Rutschfältelung.

Die Gesteine sind größtenteils Basalte, die ältesten Gesteine an der Westküste aber Trachyte; eine größere Masse von Sölvbergit findet sich bei Pedras Brancas. Die ganze Insel gehört wohl der jüngsten Vulkan-Formation an, wenn nicht die Trachyte von Ponta Branca noch zur jüngeren V. F. gehören sollten.

Die über 50 km lange, aber nur $\frac{1}{10}$ so breite Süd-Süd-Ost-streichende Insel São Jorge grenzt mit steil abstürzenden, oft fast senkrechten Wänden an das Meer, wobei wiederum die Abstürze der Nordseite höher sind als die der Südseite. Man hat den Eindruck, daß Brüche, die der Küste subparallel verlaufen, in den Nordwestteil der Insel hineinschneiden und dort Vulkanbauten tragen. Der Anschein, den die Seekarte vermittelt, ist aber unrichtig, und bei der geringen Breite der Inseln müssen die Vulkanbauten entweder in der Nähe der einen oder anderen Küste liegen.

Die Südseite ist durch Trichtertäler in verschiedenem Ausmaß modifiziert. Aschen und Schlacken treten an der Südseite auch noch im Meeresniveau auf, so bei Topo. Die letzte Eruption fand 1808 statt, wobei zum ersten Mal der später international gewordene Ausdruck „Glutwolken“ (nuvens ardentés) gebraucht wurde. Vor der Südküste bildeten sich damals eine Anzahl Aschen-Inselchen, die aber rasch vom Meere zerstört wurden. — Die Gesteine sind vorwiegend Basalte und gehören zur jüngsten Vulkanformation.

Die Inseln Pico und Faial hängen in der 100 m-Linie zusammen. Der Pico ist mit 2300 m Höhe der höchste Berg der Azoren. Die letzte Tätigkeit fand hier 1718 und 1720 statt. Der ganze Westteil der Insel wird vom Pico gebildet, während der Ostteil eine Anzahl kleinerer Vulkanbauten trägt. Der Pico selbst hatte in großer Höhe eine Gipfelcaldera ent-

wickelt, die aber durch den jüngsten Kegel völlig ausgefüllt ist; der heutige Krater hat nur etwa 10 m Durchmesser. Auch hier ist die Entwicklung des Vulkanismus offenbar von Osten nach Westen fortgeschritten und gipfelt in jeder Beziehung in dem Lava-Vulkan Pico. Westlich vorgelagert sind die Ilheus de Madalena, Reste eines Aschenkraters. Die Gesteine sind Basalte der jüngsten Vulkan-Formation.

Faial besteht aus einem einzigen Schicht-Vulkan, der eine Gipfelcaldera von 2 km Durchmesser trägt. Der Ostteil der Insel ist von einer Reihe paralleler ost-südost-streichender Brüche durchsetzt, auf die zuerst BERTHOIS aufmerksam machte; diese Brüche tragen keinerlei Vulkanbauten. Die zentrale Caldera enthält einen exzentrisch im Norden gelegenen kleinen Kegel; im Osten ist ein mächtiger Pfeiler („Altar“) stehen geblieben, der denselben Aufbau (u. a. eine Lage Säulenbasalt) in derselben Höhenlage zeigt wie die benachbarten Krater-Wände. Von der Caldera nach Capelinho, am Westende der Insel, zieht eine gerade Reihe kleiner Vulkankegel, deren letzter, der als submarine Eruption begonnene, aber heute mit der Hauptinsel verschweißte Vulkan von Capelinho, 1957/58 tätig war. Der Insel vorgelagert ist im Südosten der Schlackenkegel des Monte Quebrado, der die Verbindung zum Aschenkegel des Monte Guia bildet, und im Südwesten die Trachyt-Kuppe des Castello Branco. Der Monte Guia läßt 3 Aufbau-Stadien erkennen: einen alten Sockel mit nach außen fallenden Schichten; darauf eine nach innen fallende Kraterfüllung mit exzentrischer Caldera; dann eine nach innen fallende Füllung dieser Caldera, die von einer wiederum exzentrischen jüngsten Caldera geschnitten wird; die jüngste Caldera ist auch die tiefste (KREJCI-GRAF 1956).

Die Gesteine sind Trachyte und vorwiegend Basalte der jüngsten Vulkan-Formation.

Die bis jetzt besprochenen Inseln gehören dem Azorenplateau an, das vom Atlantischen Rücken durch Meerestiefen größer als 1500 m getrennt ist. Dem Atlantischen Rücken sitzen die beiden Inseln Flores und Corvo auf, die in der 1000 m-Linie zusammenhängen.

Corvo ist ein einziger ziemlich steil aus dem Meer aufragender Schicht-Vulkan-Kegel, dem im Süden ein kleines, durch Lavaströme gebildetes Plateau angeschlossen ist. Die 2 km große Caldera enthält eine Anzahl kleiner Schlackenkegel. Der Westteil des Kegels ist von der Brandung soweit zurückgeschnitten, daß bereits der Innenrand der Caldera angeschnitten ist. Die Gesteine sind vorwiegend Olivin-Basalte (jüngste V. F.).

Auf Flores sind eine Anzahl schlecht erhaltener Schicht-Vulkan-Kegel und kleinerer Calderen die letzten Zeugen eines schon länger still-

stehenden Vulkanismus, der sich nur in heißen Quellen an der Ost- und Südküste äußert. Parallel der Westküste verläuft auf längere Erstreckung ein Verwurf, der einen Streifen Tiefland von dem Hochplateau der Insel trennt und an der Rocha dos Bordoos eine modellartig schön in Säulen gegliederte Basaltdecke verwirft. Die Gesteine sind Basalte und Trachyte. Die Lagerung ist kompliziert; die Insel besteht aus einem noch nicht zu definierenden alten Teil und Aufbauten der jüngsten Vulkan-Formation.

Nach der Erhaltung der vulkanischen Oberflächenformen würde Santa Maria als die älteste Insel erscheinen, São Miguel und Terceira mit den großen Calderen, sowie Flores mit kleineren Calderen aber sonst völlig zerstörten Aufbauten, als die nächste Gruppe; Graciosa, Faial und Corvo mit durch große Gipfel-Calderen modifizierten Aufbauten eine dritte Gruppe, und Pico mit dem besterhaltenen Kegel eine jüngste Gruppe darstellen. (São Jorge stellt einen Horst dar, der es nicht gestattet, vulkanologisch eingeordnet zu werden; es könnte aber in die Altersgruppe Faial und Graciosa gehören). Die heutige Tätigkeit trägt größtenteils die Merkmale eines erlöschenden Vulkanismus; die zeitlichen Abstände der historischen Eruptionen sind viel zu klein, um für die geologische Geschichte von Belang zu sein.

M a d e i r a - A r c h i p e l

Der Madeira-Archipel ist von den Azoren durch Meerestiefen von über 5000 m getrennt; dennoch bilden Azoren und Madeira-Archipel eine petrographische Provinz im engeren Sinn. Der Madeira-Archipel besteht aus den Inseln Porto Santo, Madeira und den drei Desertas: Chão, Deserta Grande und Bugio.

Porto Santo besteht zum größten Teil aus den basischen Gesteinen der steilstehenden stark verwitterten ältesten Vulkanformation, auf der diskordant die miocänen Sedimente oder Trachyt aufliegen. Ob dieser Trachyt der mittleren oder jüngeren Vulkanformation angehört, ist nicht festgestellt; der Lage nach wahrscheinlich der jüngeren. Sicherlich zur jüngeren Vulkanformation gehören frische Olivin-führende Basalte. Jüngste Bildungen sind Krustenkalke und zum Teil verfestigte Dünen sands. Porto Santo vorgelagert sind eine Reihe von Inseln, bestehend aus Laven und Tuffen mit Einschaltungen fossilführenden Miocäns in verschiedenen Höhenlagen von einigen 80 bis zu 0 m und zweifellos auch darunter, während auf Porto Santo selbst am Pico da Juliana dieser Horizont mehr als 300 m hoch liegt und am Westrand, der Ponta da Calheta, ins Meer eintaucht.

Im Nordosten von Madeira bei Porto da Cruz steht ebenfalls diese älteste Vulkan-Formation an. Sie besteht aus stark zersetzten, zu scharfkantigem Grus zerfallenden basaltischen Gesteinen mit Intrusionen von Essexit, Hypersthenit etc. Von da ziehen sich Trachyt- oder Tephrit-Einlagerungen nach Westen bis ins Quellgebiet der Ribeira da Janela, und an diesem Streifen liegt etwa 2 km südlich von São Vicente in Seehöhen von 330 bis 360 m über Trachyten miocäner Kalk und eine fossilführende vulkanische Breccie. Darüber liegt die jüngere Vulkanformation (vorwiegend Basalte) und erreicht im Pico Ruivo eine Seehöhe von 1861 m. Eine bemerkenswerte Zone von Kugelbasalten liegt im NW bei Porto Moniz — Ribeira da Janela in Seehöhe, im Westen bei 100—200 m, bei Funchal oberhalb 300 m und im Osten bei Caniçal in Meereshöhe und wenig darüber (HARTUNG 1864, S. 51).

Madeira ist aus zwiebelschalig übereinander liegenden Lavadecken und Tuffschichten aufgebaut, wobei man den Eindruck hat, daß in den tiefen Tälern des Insel-Inneren die Tuffe vorwiegen. Dieser Eindruck kann aber vorgetäuscht sein dadurch, daß die Täler vorwiegend den weichen Tuffgesteinen folgen und daß andererseits die heutigen Täler zum Teil in Gehänge-Breccien aus Tuff und eckigen oder gerundeten Lavabrocken eingeschnitten sind, die ältere Talsysteme ausfüllen. Auch die jüngsten Lavaströme folgen zum Teil solchen alten Tälern und erst in sie sind dann die jungen Täler eingeschnitten; an der Nordküste liegt vor einer bis zu mehreren hundert Meter hohen \pm lotrechten Wand der Vulkangesteine mit dieser verkittet eine Breccie, ursprünglich wohl Teil eines Schuttkegels, heute aber selbst wieder so weit zurückgeschnitten, daß nur eine dicke vertikale Platte übrig ist, die sich stellenweise von den Vulkangesteinen trennt und abstürzt.

Im großen gesehen erscheint die Insel schildkrötenartig aufgebaut mit einem harten Panzer und weicherer Unterlage, doch ist die Zerstückelung durch die junge Erosion sehr weit fortgeschritten und hat ein intensives Relief mit tiefen Canyons geschaffen. Der älteste Teil der Insel ist die erwähnte von Porto da Cruz ausgehende und bis in den Oberlauf der Ribeira da Janela reichende Zone mit Trachyten, miocänen Sedimenten und ältester Vulkanformation. Die leichte Verwitterbarkeit der Gesteine im Westteil der Insel täuscht ein höheres Alter vor, als diesem Teil zukommt. Die Gesteine der jüngeren Vulkanformation sind im wesentlichen Olivin-Basalte, wobei bemerkenswert ist, daß oberhalb 1400 m Seehöhe der Olivin sich warzenartig über die Basaltoberflächen erhebt, ähnlich wie Quarz im Granit. Während auf den Azoren säulige Absonderung des Basalts nicht selten und mancherorts sehr schön ausgebildet ist, findet sich diese Absonderung auf Madeira bemerkenswert

selten und in schlechter Ausbildung; häufiger finden sich Platten, die im Anbruch Säulen vortäuschen. Kugelförmig verwitternder Basalt findet sich im tieferen Teil der jüngeren Vulkanformation. Ebenfalls zur jüngeren Vulkanformation gehören wahrscheinlich die sehr frisch aussehenden Essexite bei Porto da Cruz und die eben dort vorkommenden sehr feinkörnigen weißen Trachyte oder Dazite.

Die angeblichen großen Calderen (noch bei GAGEL 1913 als Kraterkessel bezeichnet, S. 353), wurden schon von HARTUNG 1864 richtig als Erosionsformen (Zirkustäler) erkannt; eine kleine Caldera könnte bei Santo da Serra (RIBEIRO) vorliegen.

Zu den letzten Anzeichen vulkanischer Tätigkeit auf Madeira gehören an der Nordküste basaltische Lavaströme mit Olivin-Bomben, die bei Porto Moniz über den Steilhang der Nordküste geflossen sind und eine flache Zunge ins Meer vorgeschoben haben; ein Lavastrom, der das Tal von São Vicente ausgefüllt hatte; und Tuffe, die im Vale de São Jorge über pleistocänen Kohlen liegen. An der Südseite sind solche Anzeichen eine Anzahl von Aschenkegeln vom Westende von Funchal bis zum Cabo São Lourenço. Beim Clubo Naval am Westende von Funchal sind Mollusken-Schalen (*Patella P. caerulea lowei* d'ORBIGNY; *Patella citrullus* GOULD; *Patella* sp.; *Pecten* cf. *pusio* L. u. a.) von einem Lavastrom aufgenommen worden, dessen Oberfläche stellenweise Kalkkrusten mit nierenförmiger Oberfläche trägt (beach rock). Das C-14 Alter der Schalen ist 1900 ± 70 Jahre, das der Kalkkrusten 1075 ± 65 Jahre (jeweils ohne C-13 Korrektur auf Holzstandard bezogen. Halbwertszeit als 5568 a angenommen; bei Annahme einer Halbwertszeit von 5730 a ändern sich die Zahlen in 1955 bzw. 1106 a). — Am Cabo São Lourenço finden sich mehr oder weniger verfestigte Tuffe und Kalkkrusten, die den letzten Rest des Südhangs eines weiter nördlich gelegenen, heute vom Meer verschlungenen Vulkans bilden. Von den Hängen dieses Vulkans wurden große Mengen von Landschnecken zusammen mit tuffitischen Sanden hinunter geschwemmt und bilden heute bei Nossa Senhora da Piedade östlich von Caniçal eine von 100 m Seehöhe am Kliff der Nordküste, auf Meeresniveau an der Südküste, abfallende Lage; das C-14 Alter dieser Schneckenschalen (*Caseolus (Helicomela) bowdichianus* FÉRUSAC) ist 5130 ± 70 Jahre (Bedingungen wie oben; bei Annahme einer Halbwertszeit von 5730 a ändert sich die Zahl in 5280 a).

Eine Fortsetzung des Cabo São Lourenço sind die aus flachen Lava- und Tuffschichten aufgebauten Desertas, von denen Deserta Grande im 14. Jahrhundert noch einen nach Westen reichenden Vorsprung gehabt zu haben scheint und von Kugelbasalt bedeckt ist.

Selvagens

Der Archipel der Selvagens wird gebildet von Selvagem Grande, Selvagem Pequena (= Pitão Grande), Ilheu de Fora (= Pitão Pequeno), Ilheu Comprido und Ilheu do Norte.

Selvagem Grande steigt steil aus dem Meer zu einer Plattform in etwa 100 m Seehöhe auf. Der Sockel besteht aus steilstehenden zersetzten Phonolithen und steil daran grenzenden, flachlagernden, frischen Phonolithen mit Gängen von basaltischen und limburgitischen Gesteinen sowie von z. T. marmorisiertem fossilführendem Kalk (Foraminiferen-Kalk), überlagert von miocäнем Kalk und Kalkarenit, darüber Tuffe und Säulen-Basalt und als letzte Äußerungen des Vulkanismus die 40—50 m hohen Basalt- und Schlacken-Kegel des Pico do Atalaia und Pico dos Tornozeos. Man erkennt hier leicht unsere 4 Vulkan-Formationen wieder.

Selvagem Pequena hat einen basaltischen Sockel gebildet aus z. T. säulenförmig struierten Gängen von (z. T. vollkristallinen) Nephelin-Basalten und durchzogen von Kalkgängen, im Meeresniveau von Kalkareniten überlagert. Ein kleiner Schlackenkegel, der Pico do Veado (49 m) sitzt der im Meeres-Niveau gelegenen Abtragungs-Plattform auf.

Auch *Ilheu de Fora* besteht aus einem von Ganggesteinen gebildeten Sockel, im Zentrum der Insel überlagert von Kalkareniten.

Auch auf diesen Inseln sind Phonolithe an die miocäne Plattform gebunden. Zur Zeit der Phonolith-Eruptionen wurden die Inseln offenbar gehoben, denn bald darauf erfolgt die Abrasion, der die Kalk-Ablagerung folgt; die in den Sockel hinabsetzenden Gänge von Foraminiferen-Kalk sind grobenteils marmorisiert, unterlagen also noch der Einwirkung dieser vulkanischen Aktivität.

Canaren.

Auch auf den *Canaren* lassen sich 4 Vulkan-Formationen unterscheiden: eine älteste, ± steil aufgerichtete spilitische oder trachytische Formation wurde von älteren Autoren für sedimentäres Grundgebirge gehalten; darüber folgt (zuweilen mit Diskordanz) eine z. T. stark rotverwitterte mittlere Vulkan-Formation; dann miocäne Sedimente; darüber die basaltischen Plateaux und Äquivalente; zujüngst die wohl erhaltenen Vulkan-Bauten, Lava-Ströme etc. (BOURGART & JÉRÉMINE, HAUSEN, ROTHE). An verschiedenen Stellen des postmiocänen Profils finden sich terrestrische Sedimente.

Die *Isletas* und *Lobos* sind vorwiegend Bildungen der jüngsten Vulkan-Formation. *Alegranza* hat eine der schönsten Calderen, im Westen von der Brandung angeschnitten, während die Caldera von *Montaña Clara*

bereits halb zerstört ist; die Gesteine sind hauptsächlich Olivin-Basalte und Tuffe mit peridotitischen Xenolithen auf Montaña Clara. Montaña Clara hing früher mit *Graciosa* zusammen, das ebenfalls von basaltischen, z. T. pikritischen Laven aufgebaut ist, doch findet sich hier zutiefst mittlere oder älteste basaltische Vulkan-Formation überlagert von nordfallenden Kalken diskordant unter Kalksandsteinen, die von jungen Vulkanbauten überlagert werden. Auch *Roque del Este* besteht aus Basalt und Tuff, der Einschlüsse von marmorisiertem Kalk enthält.

Lanzarote besteht im wesentlichen aus Basalt. Im Norden finden sich zutiefst rotverwitterte Tuffe (mittlere V. F.) diskordant überlagert von den table-land-Basalten (jüngere V. F.) mit Einlagerungen terrestrischer Sandsteine (HAUSEN), mit Landschnecken und Straußeneiern (ROTHE). Die Mitte wird von der jüngsten Vulkan-Formation gebildet; im Süden treten wieder table-land-Basalte (jüngere V. F.) auf, unter denen mit teilweiser Erosionsdiskordanz die verwitterte vermutlich mittlere Vulkan-Formation folgt (ROTHE). Die Gesteine sind vorwiegend Olivin-Basalte. Der letzte Ausbruch erfolgte 1824 (HAUSEN).

In *Fuerteventura* beißt die älteste Vulkan-Formation (aus Spiliten und Tuffen, durchzogen von zahlreichen Gängen und metamorphisiert durch Gabbro) aus; sie ist geneigt und/oder gefaltet. Über ihr folgt die rote verwitterte (vermutlich mittlere) Vulkan-Formation, darüber marine Kalke mit Lithothamnen (Seeknödeln) und Mollusken, über diesen table-land-Basalt (jüngere V. F.) (BOURCART & JÉRÉMINÉ; HAUSEN; ROTHE). Die Insel hat mehrere Aufwölbungen durchgemacht (BOURCART & JÉRÉMINÉ). Die Gesteine der ältesten Vulkan-Formation sind Spilite und Keratophyre mit Intrusiv- und Ganggesteinen intermediärer bis ultrabasischer Natur (Nephelin-Syenite bis Periodite und Pyroxenite; HAUSEN); die mittlere Vulkan-Formation besteht aus basaltischen Laven und Schlacken (Plateau-Basalte von BOURCART & JÉRÉMINÉ) und einigen Trachyt-Vorkommen; darauf folgen Konglomerate und Kalke, darüber die basalten des plaines; die jüngsten Ergüsse sind wiederum basaltisch, z. T. olivin-basaltisch, z. T. alkali-basaltisch.

Gran Canaria ist eine scheinbar schildförmige Masse mit geneigten trachytischen Gesteinen im Kern, mit Intrusionen von Syeniten, und überlagert von rhyolithischen und trachytischen Laven und Tuffen; darauf folgen Nephelin-Phonolithe, Puzzolane, Tephrite, Hauynophyre. Diese Gesteine können unserer mittleren Vulkan-Formation entsprechen. Darüber folgen dann die als Miocän angesprochenen Sedimente. Darüber folgen die Olivin-Basalte der jüngeren und die wohl erhaltenen basaltischen Bauten der jüngsten Vulkan-Formation. Die letzten vulka-

nischen Ereignisse fanden zur Zeit der Guanchen, vielleicht kurz vor der Spanier statt. (HAUSEN).

Tenerife besteht aus einer alten Basalt-Formation, auf die Phonolithe, Puzzolane und Basalte der Prä- und Post-Caldera-Zeit folgten. Die jüngsten Laven sind trachytisch-phonolithisch und basaltisch. Der letzte Ausbruch erfolgte 1909. Die Caldera des Pico ist eine Einsturzbildung und mag im Zusammenhang stehen mit Aschen-Auswürfen (HAUSEN).

Die Caldera von *La Palma* gilt jetzt allgemein als ein Erosions-Zirkus in den „zerrotteten“ Gesteinen des Untergrundes (älteste V. F.?).

Auch *Hierro* und *La Gomera* zeigen das Bild alter Inseln; vulkanische Aufbauten gibt es nur auf Hierro.

Capverden

Die ältesten Gesteine haben ihre größte Ausdehnung und ragen am weitesten über den Meeresspiegel auf den 3 östlichen Inseln der Capverden. Der gesamte Sockel von *Maio* wird von ihnen gebildet. Die älteste Vulkanformation besteht großenteils aus gut geschichteten, steilstehenden makroskopisch olivinfreien basaltischen Laven und Tuffen, die im Südteil der Insel die Hälfte einer Ringstruktur bilden. Eingeschuppt in diese älteste Vulkanformation und zum Teil *lit par lit* von Basalt injiziert liegt die jurassisch-unterkretazische Sedimentenformation, beginnend mit Aptychen-Kalken und nach oben in tonige Sedimente mit etwas Sand übergehend. Die Basis der Sedimentformation liegt auf basaltischen Gesteinen und bildet wahrscheinlich das Dach eines Intrusions-Körpers. Dieser selbst ist nur auf wenige Zehner von Metern unter der Sediment-Formation aufgeschlossen. Die Aptychenkalke, die den tiefen Teil der Sedimente bilden, dürften Ablagerungen einer Meerestiefe sein, wie sie auch heute noch um die Inseln herum existiert, das sind 2000 bis 3000 m. Die darüber liegenden oft grünlichen Mergel mit spärlichen Sandlagen könnten in beliebigen Tiefen oberhalb der Regionen des Globigerinenschlicks und roten Tiefseetons entstanden sein.

Über diesem ältesten Komplex liegt mit scharfer Winkeldiskordanz flachliegend die mittlere Vulkanformation, die besonders in der Mitte und im Norden der Insel größere Areale einnimmt. Sie besteht aus Basalten, die vielfach große Olivine führen. Flach übergreifend auf diese mittlere Vulkanformation oder auf einer in die älteste Vulkanformation geschnittene Abrasionsterrasse liegen die fossilführenden Kalke und Konglomerate des Miozän, die am Monte Esgrovere 99 m Seehöhe erreichen, in den Kliffs der Küste aber in 5 bis 10 m Höhe ausstreichen.

Kleine Intrusiv-Körper von Syeniten oder Dioriten finden sich an mehreren Stellen.

Auch auf *Boa Vista* bildet die stark verwitterte, steil stehende älteste basaltische Vulkanformation die Unterlage und wird von einer frischeren, aber immer noch bis zu 40° steil einfallenden mittleren Vulkanformation überlagert. Auf flachliegenden Teilen dieser mittleren Vulkanformation liegen die miocänen Kalke mit Austernbänken.

Die mittlere Vulkan-Formation besteht vorwiegend aus Phonolithen neben Basalten; Syenite bilden die Hügel des Nordostens (Serra do Norte) und dürften (als Intrusionen) ebenfalls der mittleren V. F. zuzurechnen sein (BEBIANO).

Auch auf *Sal* kann an einigen Stellen die älteste Vulkanformation als stark zersetzter Komplex mit kleinen syenitischen Intrusivkörpern erkannt werden. Auch hier liegt eine flachliegende Vulkanformation über der ältesten und wird ihrerseits von fossilführenden Kalken überlagert, die einer Abtragungsfläche in 50 bis 60 m Höhe aufliegen. Ebenso wie auf *Boa Vista* findet man eine gegen das Meer zu abfallende Fläche, oder in Täler eingreifende Buchten, von Kalkareniten, die wohl Quartär sind. Lithothamnien werden in einigen Metern über dem Meeresspiegel und in verschiedenen Tiefen unter dem Meeresspiegel gefunden, wobei die in unmittelbarer Nähe des Meeresspiegels liegenden Krusten abgestorben sind, während aus tieferen Lagen lebende Exemplare von *Lithophyllum* gefischt werden. Eine Überlagerung über den vermutlich miocänen Kalken ist nicht beobachtet. Auf der Abtragungsfläche jedoch, der diese Kalke aufliegen, sitzen wohlerhaltene Vulkanbauten der jüngsten Vulkanformation, von denen basaltische Lavaströme ausgehen, die in der Nähe der Küste als Kissenlaven ausgebildet sind. Die schöne große Krater-Caldera von *Pedra Lume* steht durch Spalten mit dem Meer in Verbindung und enthält ein subfossiles von Ton überdecktes Salzlager. Die Gesteine sind vorwiegend Basalte, einige Gänge von Phonolith, und kleine Intrusionskörper von Syenit oder Diorit (BEBIANO).

Auf *Santiago* ist an einigen Stellen die steilstehende älteste basaltische Vulkanformation zu erkennen. Sie wird von einer flach bis horizontal liegenden mittleren ebenfalls basaltischen Vulkanformation überlagert, in welche die fossilführenden miocänen Kalke und Tuffite eingelagert sind. Der Hauptteil der Insel liegt über den miocänen Kalken und gehört wohl der jüngeren Vulkanformation an, deren Basalte und Phonolithe lokal (z. B. am Monte Gracioso bei Tarafal) schöne säulige Ausbildung zeigen. Ein intensives Relief mit steilen Bergspitzen und tiefen Talschluchten zerlegt diese Vulkan-Formation. Vulkanische Oberflächen-Formen sind nirgends erhalten.

Ebenso wie auf Santiago liegt auch auf *São Nicolau* der miocäne Kalk in geringen Höhen über dem Meeres-Spiegel, oft zwischen Basalt-Decken eingelagert, auf der mittleren Vulkan-Formation. Die Insel besteht fast ausschließlich aus Basalten, saurere Gesteine machen kaum 1% der Oberfläche aus (BEBIANO). Tinguaitische Intrusionen haben den Kalk lokal bis auf 200 m gehoben. Der Kalk wird noch von der jüngeren Vulkan-Formation überlagert. Eine jüngste Vulkan-Formation ist hier nicht vorhanden.

Auch auf *Santa Lucia* findet sich noch ein mariner Kalk-Horizont in Höhen von 30—50 m; ebenso auf *Ilheu Grande* und *Ilheu de Cima*.

Die westlicheren Inseln bestehen im wesentlichen aus der jüngeren Vulkanformation, da der miocäne Kalk auf ihnen nicht sichtbar ist; dagegen sind jüngere fossilführende Ablagerungen besonders in Strandnähe gelegentlich erhalten.

São Vicente, *Santo Antão* und *Brava* sind stark zertalt, doch tragen sie noch erkenntliche Vulkanbauten, besonders an der Küste; im Inneren von *Santo Antão* findet sich auch eine kleine Caldera. Auf *São Vicente* sind gut erhaltene Vulkanbauten häufig und *Fogo* besteht eigentlich nur aus einem Lavavulkan, der noch 1954 tätig war. Ob in dessen Unterlage noch die jüngere Vulkanformation angeschnitten ist, ist unsicher. *São Vicente* besteht aus Basalten mit Intrusionen oder Ausscheidungen von Syeniten und Dioriten. *Santo Antão*, von kompliziertem Bau, hat neben den vorherrschenden Basalten auch Gänge von Phonolithen und Trachyten. *Brava* besteht vorwiegend aus Phonolithen, *Fogo* aus Basalten (BEBIANO).

Wie auf den Azoren und Canaren ist also eine Entwicklung des Vulkanismus von Osten nach Westen deutlich, wobei aber die jüngsten Vulkanbauten nicht im äußersten Westen, sondern etwas rückverschoben gegen die Mitte liegen. Bei diesen mehr flächenhaft ausgedehnten Inselgruppen scheint also ein anderes Gesetz zu walten, als bei den Vulkanrücken, wie sie durch die Hawaii-Inseln und den Madeira-Rücken repräsentiert werden.

Die Entstehungsgeschichte der Inseln

Die Makaronesen sind auf einem mit Ergußgesteinen (älteste V. F.) bedeckten tiefen Meeresgrund angelegt. Dieser wurde vermutlich im Senon-Eocän zusammengeschoben, wobei im Falle der Purpurarien (*Fuerteventura*) Bauformen entstanden, die denen des benachbarten Festlandes parallel sind, während im Falle von *Maio* (*Capverden*) eine vulkanotektonische Ringform entstand, in die auch überlagernde jurassisch-kreta-

zische Sedimente mit einbezogen wurden. Diese schuppenartigen submarinen Bauformen unterlagen einer starken Verwitterung. Sie wurden später von heute noch flachliegenden jüngeren Ergüssen (mittlere V. F.) diskordant überdeckt. Diese Ergüsse machten eine Entwicklung von basisch zu sauer durch. Gleichzeitig stiegen einige der Inseln bis ins Brandungs-Niveau auf, wurden abradiert und von miocänen (Azoren, Madeira), bzw. vermutlich miocänen (Selvagens, Canaren, Capverden) Sedimenten überlagert (BEBIANO, KREJCI-GRAF 1961). Darauf folgten wieder Verbiegungen und bruchhafte Zerstückelungen und eine neue Erguß-Serie, die häufig mit sauren Gesteinen beginnt. Diese verlor durch Erosion ihre vulkanischen Oberflächenformen, wurde ebenfalls z. T. noch verformt und schließlich von dem quartären Vulkanismus mit wohl erhaltenen Bauformen bedeckt.

Da Madeira und die Azoren zu einer petrographischen Provinz im engeren Sinne gehören, ihre Gesteine Beziehungen zum festländischen Vulkanismus zeigen (BERTHOIS), Madeira aber durch den submarinen Rücken mit dem festländischen Vulkanismus von Lissabon zusammenhängt (TEIXEIRA), darf man wohl eine zusammenhängende Herd-Region (keine flüssige, aber eine leicht verflüssigbare Zone) hier annehmen. Materie-Verschiebungen (Aufstieg von Gas oder Ichor) sowie Phasen-Änderungen mögen die Verflüssigung bewirken, die Wegsamkeit bestimmt den Aufstieg; benachbarte Eruptionsprodukte verschiedenen Niveaus können auf denselben Herd zurückführen, da auf jeden Ausbruch ein Material-Rückstrom mit Erstarrung der Lava und Versturz der Kanäle erfolgt; das Gesetz der kommunizierenden Röhren kann nur gelten insofern und inwieweit die Röhren kommunizieren. Die 3 afrikanischen Archipele bilden mit dem benachbarten festländischen Vulkanismus wieder eine Provinz; ob diese Magmen aus denen der vorigen Gruppe durch kontinentale Einflüsse hervorgingen, ist unsicher, und für die Inseln unwahrscheinlich, da in keiner Inselgruppe kontinentale Gesteine oder Xenolithe solcher Gesteine angetroffen werden. Auch diese Inseln scheinen ozeanischer Entstehung zu sein.

Der Madeira-Rücken mag früher eine Insel-Brücke zum Festland getragen haben, die heute durch Abrasion und Absenkung auf 10 submarine Bänke reduziert ist, von denen 7 über die 100-Faden-Linie aufragen (SCHOTT). - Die Canaren mögen mannigfach miteinander (und über ihre östlichen Inseln, die Purpurarien, mit dem Festland: Straußeneier [ROTHE]). verbunden gewesen sein. Für die Azoren, Selvagens und Capverden wissen wir keine Möglichkeiten einer gegenseitigen oder einer Land-Verbindung anzugeben. Dennoch gibt es auf diesen Inseln endemische Formen (z. B. *Dracaena draco*, der Drachenbaum), die mehreren

Inselgruppen gemeinsam sind; die Landschnecken aller Inseln, die in prähistorischen (Madeira über 5000 Jahre alten) Ablagerungen vorkommen, müssen irgendwie auf die Inseln gelangt sein — allerdings wohl schon im Miocän, als die Inseln sich über den Meeresspiegel erhoben, da sich rein endemische Gruppen ausgebildet haben.

Santa Maria liegt 1400 km von Lissabon entfernt, Madeira liegt von dem nächsten Punkt Afrikas, Cap Juby, 600 km entfernt und ebenso weit sind die östlichsten Capverden von Dakar entfernt. Nach den Capverden kommen häufig Heuschreckenschwärme vom Festland, sowie völlig ermattete Vogelschwärme. Es ist bekannt, daß in der Entdeckungszeit die von Westen kommenden Vogelschwärme mit ein Anlaß zur Hoffnung waren, im Westen Land zu finden. Daß also geflügelte Lebewesen auf den Inseln vorkommen, wäre nicht wunderbar, der Mensch jedoch hatte vor der Entdeckungszeit nur die Canaren besiedelt, und zwar ließen sich dort sowohl die offenbar alteingesessene Cromagnon-Rasse und die wahrscheinlich später gekommene Mediterrane Rasse unterscheiden. Das Problem besteht aber für Tiere, die weder schwimmend noch vermutlich durch die Hilfe von Vögeln transportiert sein können, wie etwa die Reptilien oder die Landschnecken. Da es sich bei allen Archipelen nicht um Teile eines alten Festlandes handelt, und da insbesondere die Azoren und die Capverden sicherlich auch nie mit dem Festland zusammenhingen, besteht das Problem in voller Schärfe, auch wenn es sich um Formen handelt, die nur auf den Inseln vorkommen, also eine lange Zeit eigenständiger Entwicklung voraussetzen. Bei dem Flug über Hunderte von Kilometern würde selbst ein von Vögeln getragener Laich eintrocknen, insbesondere wenn es sich um die sehr trockene Atmosphäre westlich von Westafrika handelt.

1964 wurde auf den Canaren, wo bereits vorher fossile Riesenschildkröten und Rieseneidechsen bekannt waren, mehrere Straußeneier in terrestrischen Kalkareniten mit Landschnecken gefunden; damit ist für Lanzarote (und die Purpurarien überhaupt) ein früher (miocäner) Zusammenhang mit dem Festland nachgewiesen (ROTHE).

Zusammenfassung

Die Makaronesen liegen auf submarin gebildeten vulkano-tektonischen Strukturen. Nirgends ist ein prävulkanischer oder kontinentaler Sockel bekannt oder angedeutet. Ihre Hebung steht im Zusammenhang mit sauren Ergüssen (Trachyten, Phonolithen). Gegenüber den Hebungen spielen Senkungen eine untergeordnete Rolle. Keinesfalls handelt es sich um die Gipfel eines versunkenen Kontinents.

Anerkennung: Meine Reise auf die Capverden, meine 2. Reise auf den Madeira-Archipel und meine 2. Reise auf die Azoren wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert. Die C-14 Datierungen verdanke ich Herrn Dr. Karl Otto Münnich, C-14 Laboratorium des Zweiten Physikalischen Instituts der Universität Heidelberg. Besonders unterstützten mich: In Lissa-

bon: das Ministério do Ultramar; Prof. Dr. J. Carrington da Costa; der Director dos Serviços Geológicos Eng. D. António de Castelo Branco; Eng. D. Luiz de Saldanha, Oliveira e Sousa. — Auf den Capverden: Exz. Orlando Luiz de Oliveira; auf Sal: Flughafen-Direktor Manuel Torres de Mendoça Alexandrino; auf Boa Vista: Adm. Albertino de Sales Gomes Martins; auf Maio: Adm. Adalberto Nobre de Oliveira und António Luiz Evora; auf Santiago: Dr. Bento Levy; auf Santo Antão: Adm. João Coelho Pereira Serra; und überall die Missão dos Portos mit meinen Freunden José Joaquim Reis de Carvalho und Manuel Rodrigues Martins; sowie Kommandant und Offiziere des Návio Hidrográfico „Commandante Almeida Carvalho“. — Auf Madeira: der Direktor des Museu Municipal G. E. Maul. — Auf Porto Santo: João Manuel Gomes Jasmins. — Auf Santa Maria: Kammerpräsident Dr. José António Velho Arruda; Armando Monteiro; Miguel da Conceição de Figueiredo Corte-Real; auf Terceira: Exz. Gouv. Dr. Teotónio Machado Pires; Präs. Dr. Agnelo Ornelas Rego; auf Corvo: Fernando Rocha; auf Flores: Fernando de Freitas Silva; auf Faial: Exz. Gouv. Dr. António de Freitas Pimentel; Eng. António Rodrigues Pinelo; Eng. Frederico Machado; Zoll-Direktor Dr. Aristides Magalhães Tabora; Dr. Amílcar Augusto Patricio; auf Graciosa: Zoll-Direktor Lino de Castelhão; Luiz José Coelho; und auf der ganzen 2. Azoren-Reise der unermüdliche Freund und Helfer aller Wissenschaftler: Ten. Coronel José Agostinho in Angra.

Literatur:

- Bebiano, B.: A Geologia do Arquipélago do Cabo Verde. Com. serv. geol. Portugal 18, 51—275, 11 Karten, 14 Profile und Skizzen, 135 Abb. Lisboa 1932.
- Berthois, L.: Contribution à l'étude lithologique de l'Archipel des Açores. — Commun. Serv. geol. Portugal, 34; 5—198, Taf. 1—13. Lisboa 1953.
- Bourcart, J. & Jérémie, E.: La Grande Canarie. Bull. volcan. ser. II/2, 1—77, 8 Taf., 1 Karte. Napoli 1937-XV.
- Reconnaissance géologique dans l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien). Bull. volcan. ser. II/4, 51—109, 10 Taf., 1 Karte. Napoli 1938-XVII.
- Chevalier, A.: Les îles du Cap Vert. Rev. Bot. Appliquée 15, 733—1090, 35 Abb., XVI Taf. Paris 1935.
- Chevalier, A. & Furon, R.: Sur quelques dépôts tertiaires et quaternaires des îles du Cap Vert. C. R. acad. sci. 201, 226—227. Paris 1935.
- Dietz, R. S. & Menard, H. W.: Hawaiian Swell, Deep and Arch. J. Geol. 61, 99—113. 1953.
- Fritsch, K. v.: Hierro. Leopoldina 14, 61—64. Dresden. 1878.
- Fritsch, K. v. & Reiss, W.: Geologische Beschreibung der Insel Tenerife I—XVIII, 1—496. Wurster & Co., Winterthur 1868.
- Fructuoso, Gaspar: Saudades da Terra. (Ms des XVI. Jahrhunderts, z. Z. in Ponta Delgada, São Miguel, Azoren). 1, ed. M. MONTEIRO VELHO ARRUDA Oficina Artes Gráficas, Ponta Delgada 1939; 2, ed. A. RODRIGUES de AZEVEDO, Funchal 1873; 3. Diário dos Açores, Ponta Delgada 1922; 4. Diário dos Açores, Ponta Delgada 1931. 6. ed. Inst. Cult. Ponta Delgada 1963.
- Gagel, C.: Die Mittelatlantischen Vulkaninseln. Handb. Reg. Geol. 7/10, S. 1 bis 32, 18 Abb. Winter, Heidelberg 1910.
- Beiträge zur Kenntnis der Insel Selvagem grande. — N. Jahrb. Min. Beil. Bd. 31, 386—412, Taf. XI, Stuttgart 1911.
- Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Z. deutsch. geol. Ges. 64, 344—491, 29 Abb., Taf. VII—XI. Berlin (1912) 1913. — 66, 449 bis 481, 7 Abb., Taf. XXXVII. Berlin (1914) 1915.
- Grabham, C. W.: Esboço da formação geológica da Madeira. Bol. mus. municipal Funchal 3, 8; 65—83, 4 Abb. Funchal 1948.
- Hartung, G.: Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Naturwiss. 15/4, 1 bis 168, XI Taf. Zürich 1857.

- Die Azoren in ihrer äußeren Erscheinung und nach ihrer geognostischen Natur (Mit Beschreibung der fossilen Reste, von H. G. Bronn). — S. I bis VIII, 1—350; Atlas mit 19 Taf., 1 Karte, Leipzig (Engelmann) 1860.
- Betrachtungen über Erhebungskrater, ältere und neuere Eruptivmassen, nebst einer Schilderung der geologischen Verhältnisse der Insel Gran Canaria. — I—VII, 1—108. Engelmann, Leipzig 1862.
- Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo. I—X, 1 bis 299. VIII+VIII Taf. Engelmann, Leipzig 1864.
- Hausen, H.: Contributions to the Geology of Tenerife. Soc. sci. Fenn. com. phys.-math. 18/1, 1—246, 33 Abb., VII Taf. 1 Karte. Helsingfors 1956.
- Contribucion al conocimiento de las formaciones sedimentarias de Fuerteventura (Islas Canarias). An. estud. Atlant. 4, 1—48. Madrid 1958 a.
- On the geology of Fuerteventura. Soc. sci. Fenn. com. phys.-math. 22/1, 1—211, 11 Abb., XVI Taf., 1 Karte. Kopenhagen 1958 b.
- On the geology of Lanzarote. — Soc. sci. Fenn. com. phys.-math. 23/4, 1—116, Frontispiz, 12 Abb., VII Taf., 1 Karte. Kopenhagen 1959.
- Canarian Calderas. C. R. Soc. Géol. Finlande 33, 179—213. Helsinki 1961.
- An. estud. Atlant. „Casa de Colon“ 6, 133—194. Madrid 1960.
- New contributions to the geology of Grand Canary. Soc. sci. Fennica com. phys.-math. 27/1, 418., 37 Abb., 18 Taf., 1 Karte. Helsingfors 1962.
- Jäger, F.: Das Hochland der Riesenkrater. Mitt. Deutsch. Schutzgeb. Erg. H. 4, 8, 1911, 1913.
- Jesus, A. de & Zbyszewsky, G.: Contribution à l'étude du „Complexe basaltique“ de Lisbonne. Com. serv. geol. Portugal 33, 185—220, XIV Taf. 1 Karte. Lisboa 1952.
- Konkubu, N. et al.: Deuterium contents of minerals. Geochim. Acta 21, 247—256. 1961.
- Krejci-Graf, K.: Die Salsen von Beciu-Berca. Geol. Charakterbilder 40, 22 S., Abb., 8 Taf. (Bornträger) Berlin 1935. — Umschau 18, 562—567 Frankfurt a. M. 1954.
- Vulkanologische Beobachtungen auf den Azoren. — Frankfurter Geogr. H., 30, 5—30, 45 Abb. Frankfurt a. M. 1956.
- Die Caldeira von Graciosa, Azoren. Z. deutsch. geol. Ges. 113, 85—95. Hannover 1961.
- Vertical-Bewegungen der Makaronesen. Geol. Rundschau 51, 73—122. 1961.
- ; Frechen, J.; Wetzel, W.; Colom, G.: Gesteine und Fossilien von den Azoren. Senck. leth. 39, 303—351, 7 Abb., 8 Taf. Frankfurt a. M. 1958.
- Macdonald, G. A.: Volcanology. Science 133/3454, 673—679. 1961.
- Machado, F.: Actividade vulcânica da Ilha do Faial (1957-58). Atlântida 2/4,5; 1958; 3/1,3; Angra do Heroísmo 1959.
- Morais, J. Custódio de: Arquipélago das Selvagens. Mem. Not. Publ. Mus. min. geol. Coimbra 11. I—VII, 1—39, 10 Taf. Coimbra 1940.
- Os Arquipélagos da Madeira e Selvagens. Bol. Soc. Geol. Portugal 7, 1 bis 32, 30 Abb. Porto 1948.
- Furnas dos Açores. Mem. Not. Publ. mus. lab. min. Coimbra 35, 48—75, Taf. I—III. Coimbra 1953.
- Müller, W.: Untersuchungen über das „Grundgebirge“ der Insel La Gomera (Canaren). Chemie Erde 4, 369. 1930.
- Navarro, L. F.: Observaciones geológicas en la Isla de Hierro (Canarias). Mem. Real. Soc. Espan. Hist. Nat. 5, 49—92. Madrid 1907.
- Pacheco, E. H.: Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias. Mem. Real. Soc. Espan. Hist. Nat. 6, 107—342, 29 Abb., Taf. IV—XIX, 1 Karte. Madrid 1909.
- Pereira, E. C. N.: Ilhas de Zargo. 1400 S. Funchal 1956.
- Ribeiro, O.: L'île de Madère. Congr. internat. géogr. 1—177, 35 Abb., XXIV Taf., IX Karten, Lisbonne 1949.
- A Ilha do Fogo e as suas erupções. Min. Ultramar Mem. Geograf. 1, 1 bis 317, XLI Taf., 41 Abb. Lisboa 1954.
- Rothe, P.: Zum Alter des Vulkanismus auf den östlichen Canaren. (in Vorbereitung).

- Rothe, P.: Fossile Straußeneier auf Lanzarote. *Natur u. Mus.* **94**, 175—187. Frankfurt a. M. 1964.
- Rothpletz, A., & Simonelli, V.: Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. *Z. deutsch. geol. Ges.* **42**, 677—763. 1890.
- Rüegg, Werner: An intra-pacific ridge, its continuation onto the Peruvian mainland, and its bearing on the hypothetical pacific landmass. — *Int. geol. Congr. Rep.* **21**. Sess. Norden, **10**, 29—38, 2 Abb., Copenhagen 1960.
- Sangil, M. Martel: Contribuciones al estudio de la geología y paleontología de Gran Canaria. — *Inst. Lucas Mallada* **15**, 109—135, Taf. 42—50. Madrid 1952.
- Sarmiento, A. A.: *As Desertas*. Typ. Cambes. Funchal 1903.
— *As Selvagens*. Heraldo da Madeira. Funchal 1906.
- Schott, G.: *Geographie des Atlantischen Ozeans*. XVI + 438 S., 141 Abb., 27 Taf., 1 Karte. (Boysen) Hamburg 1942.
- Stahlecker, R.: Neokom auf der Kapverden-Insel Maio. *N. Jahrb. Min. Beil. Bd.* **73** B, 265—301, 3 Taf. 1934.
- Teixeira, C.: *Notas sobre a geologia das Ilhas Atlântidas*. *Anais Fac. Cienc. Porto* **33**, 193—233. 16 Taf. 1948.
— *La structure annulaire subvolcanique des massives éruptifs de Sintra, Sines et Monchique*. *Estud. cient. homen. Prof Carrington da Costa*. 461—493 Junta invest. Ultramar. Lisboa 1962.
- Torres, A. Sousa & Soares, J. H. Pires: *Formações sedimentares do arquipélago de Cabo Verde*. *Rep. Portugal Minist. Colon. Mem. sér. geol.* **3**, 397 S. (Casa Portuguesa) Lisboa 1946.
- Verbeek, R.: *Krakatau, Batavia* 1885.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 10. Mai 1963.