

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien  
63. Band, 1970

S. 160—184

## Zur Geologie und regionalen Stellung der Canarischen Inseln

Von **Walter Medwenitsch** \*)

(Mit 1 Abbildung)

Haben uns früher (ab 1957) zahlreiche Exkursionen zu den süditalienischen Vulkanen geführt, so brachten uns 1969/70 zwei Exkursionen zu den Canarischen Inseln. Liegen die süditalienischen Vulkangebiete (Romana, Campana und Äolische Inseln) im Rückland der Apennin-Ketten (s. l.) und der Ätna im sizilianischen Vorland, so sind die fast rein vulkanischen Inseln der Canaren an der NW-Ecke Afrikas beheimatet, am Rande des Kontinents, im weiteren Vorland des variszischen und alpinen mediterranen Orogens. Wir hatten so die Möglichkeit, orogenen, aber auch kratogenen Vulkanismus in seinen genetischen Gegensätzen und in seinen möglichen Parallelen, vor allem in der Morphologie der jüngsten Vulkanbauten, zu vergleichen.

Die Canarischen Inseln sind zwischen 27°37' (Punta Restinga auf Hierro) und 29°23' nördl. Breite (Insel Alegranza) sowie 13°20' (Roque del Este) und 18°16' (Punta Orchilla auf Hierro) westl. Länge gelegen. Fuerteventura ist nur 100 km vom afrikanischen Festland entfernt (dazwischen die Meerestiefe: ca. 1000 m) und durch eine seichte Meeresenge (30—40 m tief) mit Lanzarote verbunden; gegen W nimmt die Meerestiefe zu, erreicht um die zentralen Hauptinseln über 2500—3000 m und westlich davon über 4000 m. Außer 6 kleinen Eilanden sind folgende 7 Hauptinseln (insgesamt 7273 km<sup>2</sup>) zu nennen: Teneriffa (als größte, 2057 km<sup>2</sup>), Fuerteventura (1731 km<sup>2</sup>), Gran Canaria (1532 km<sup>2</sup>), Lanzarote (795 km<sup>2</sup>), La Palma (728 km<sup>2</sup>), Gomera (378 km<sup>2</sup>) und Hierro (277 km<sup>2</sup>). Im E liegen Fuerteventura und Lanzarote, im W La Palma, Hierro und Gomera, während man als Zentralinseln Teneriffa und Gran Canaria bezeichnen kann.

Die Canaren, in ihrem Aufbau durch wahrscheinlich jungtertiären Vulkanismus bestimmt, bilden geographisch eine geschlossene Einheit; sie sind aber in ihrem Inneren nach Lage und Größe der einzelnen Inseln, nach ihrer vertikalen Erstreckung sowie nach ihrer natürlichen, klimabedingten Ausstattung und Gliederung auf kleinstem Raume stark differenziert. Die Gestaltung der Inseln wird durch endogene (Vulkanismus) und durch exogene Kräfte (Erosion) bestimmt. Die verschiedenen Gesteine (Vulkanite, Pyroklastika, etc.) der verschiedenen Vulkan-Zyklen (Neogen — Gegenwart) bieten lithologisch begründete, landschaftliche Gegensätze, die durch die klimabedingte Vegetation noch vervielfacht werden. Klimabestimmend sind vor allem die Passatwinde, im E mehr die trockenen Winde aus den

\*) Vortrag, gehalten am 26. 3. 1971. Anschrift d. Verf.: Univ.-Prof. Dr. Walter Medwenitsch, Geolog. Inst. d. Universität Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 WIEN.

afrikanischen Wüsten. Passat-Luv- und -Lee-Seiten sind in den westlichen und zentralen Inseln charakteristisch entwickelt; dazu kommt die klare, klassische Höhenstufen-Gliederung der Vegetation.

Die Canarischen Inseln sind ein Teil der mittelatlantischen Makaronesen, die Azoren, Madeira, Selvagens, Canaren und Capverden umfassen. Nach K. KREJCI-GRAF (1964), dessen eindrucksvollem Überblick wir kurz folgen wollen, liegt der Azoren-Archipel mit seinen beiden westlichen Inseln dem Atlantischen Rücken auf, während die übrigen 7 Inseln einem senkrecht zu diesem Rücken streichenden Plateau aufsitzen. Nach K. KREJCI-GRAF bildet der Madeira-Archipel das Ende eines von der Iberischen Halbinsel herüberstreichenden Rückens. Azoren und Madeira-Archipel bilden eine petrographische Provinz (schwach atlantisch — schwach pazifisch). Die Selvagens-Gruppe und die Canarischen Inseln lehnen sich an den afrikanischen Kontinent an. Die Capverden sind dagegen vom afrikanischen Kontinent durch 3000 Meter tiefes Meer getrennt. Diese 3 afrikanischen Archipelle sind durch ausgeprägt atlantische Vulkanite charakterisiert. Regional betrachtet setzt die vulkanische Tätigkeit auf den Makaronesen ab Unterkreide (??, Maio/Capverden), vor allem aber ab der Kreide-/Tertiär-Grenze ein; sie dauert auf Azoren, Capverden und Canaren heute noch an, obzwar durch große Intervalle bestimmt; sie ist aber auf dem Madeira- und Selvagens-Archipel schon erloschen. Die altersmäßige Einstufung dieses Vulkanismus ist besonders schwierig, da sedimentäre Serien im Liegenden der Vulkanite nur auf Maio/Capverden und auf Fuerteventura erschlossen sind. Auf allen 5 Archipelen wäre als ein gewisser Fixpunkt ein Horizont von Kalken, Konglomeraten und Tuffiten (mittel — obermiozäne Seichtwasserbildungen) mit mehr oder weniger deutlicher Fossilführung anzutreffen. Am Aufbau der Makaronesen überwiegen Basalte; daneben sind Phonolithe und Trachyte zu erwähnen, die nach B. BEBIANO in den Capverden an Hebungsvorgänge gebunden wären, denen sie vorausgehen oder nachfolgen. Sie wären nach K. KREJCI-GRAF (1964) mit den miozänen Kalken verknüpft „und machen so wahrscheinlich, daß das erste Auftauchen der Inseln über dem Meeresspiegel irgendwie mit der Bildung der Phonolithe und Trachyte und ihrer Intrusionen verbunden war“ (S. 408). Allerdings möchten wir ergänzen, daß dies die größtenteils submarine Bildung der älteren vulkanischen Serien voraussetzen würde.

Das vulkanische Geschehen auf den Makaronesen kann zyklisch gegliedert werden; so können ältere Versuche u. a. von G. HARTUNG (1857) und F. v. WOLFF (1931) angeführt werden. K. KREJCI-GRAF (1964) unterscheidet nun für die gesamten Makaronesen 4 verschiedene „Vulkan-Formationen“: a) Älteste Vulkan-Formation mit steilgestellten Laven und Tuffen, meistens stark verwittert. b) Mittlere Vulkan-Formation; fällt flach ein oder liegt söhlig; sie ist von der c) Jüngeren Vulkan-Formation nur dort zu unterscheiden, wo miozäne Sedimente zwischengeschaltet sind. In der mittleren und jüngeren Vulkan-Formation treten (häufig in leichter Diskordanz) Phonolithe und Trachyte auf; dazu kommen noch kleinere Stöcke

von Syeniten und anderen Intrusiven, die man auch in der ältesten Vulkan-Formation findet, trotzdem aber wahrscheinlich doch der mittleren und jüngeren Vulkan-Formation angehören. d) Jüngste Vulkan-Formation; charakterisiert durch ihre gut erhaltenen Vulkanbauten und die von ihnen ausgehenden Lavaströme. „Wenn man die Häufung der sauren Gesteine in der mittleren und jüngeren Vulkan-Formation ausnimmt, scheinen alle Gesteine in allen Vulkan-Formationen gleichermaßen vorzukommen“ (K. KREJCI-GRAF 1964, S. 409).

Nach dem gleichen Autor liegen die Makaronesen auf submarin gebildeten vulkano-tektonischen Strukturen; nirgends wäre ein prävulkanischer oder kontinentaler Untergrund oder Sockel bekannt. Gegenüber den Hebungen spielten Senkungen nur eine untergeordnete Rolle; keinesfalls würde es sich bei diesen Inseln um die Gipfel eines versunkenen Kontinents handeln.

Diesem stark ausgeprägten Bilde „ozeanischer“ Makaronesen steht die Ansicht von H. HAUSEN gegenüber, daß die Canaren einem flexurartig abgebogenen Kontinentalrand aufsitzen. H. HAUSEN (1956—1962) verdanken wir eine profunde, langjährige Erforschung der Canaren (mit Ausnahme der westlichen Inseln) in jüngerer Zeit. H. HAUSEN, einer der besten Kenner dieser Inselgruppe, sieht diesen Archipel einmal in seiner Randlage zum afrikanischen Kontinent; andererseits vergleicht er die vulkanische Entwicklung und die vulkanische Zyklik der Einzelinseln untereinander, um ihre geologische Gesamtentwicklung abzuleiten. Ausgangspunkt dieser Hypothese sind die auf allen 7 Inseln nachgewiesenen Plateaubasalte: Flach lagernde, ungemein gleichförmig entwickelte Lava-Serien, deren einzelne Basaltlagen im Verhältnis zur Gesamtmächtigkeit nur geringmächtig sind. Für ihre Förderung kämen Spalteneruptionen oder große Schildvulkane von Hawai-Typus in Frage. Das sind die „tabellandbasalts“, die Tafelland-Basalte, für die ein vermutlich eozänes Alter angenommen wird; diese wären prämiozän noch untereinander und mit Afrika in Verbindung gestanden. Die tektonische Zerstückelung im Miozän und jünger führte zur Inselbildung; darauf erst folgt der bis in die Gegenwart fortdauernde Vulkanismus auf den einzelnen Inseln.

P. ROTHE (1966) gebührt das Verdienst, darauf hingewiesen zu haben, daß die Plateaubasalte altermäÙig nicht einheitlich sind; man könne prä- und postmiozäne Plateaubasalte unterscheiden; ein einheitliches „eozänes Tafelland“ wäre daher nicht aufrecht zu erhalten. Wir möchten vielleicht insoferne ergänzen, daß die Basis aller Canarischen Inseln auch nach P. ROTHE von Plateaubasalten, von Flächenergüssen gebildet werden; nur ist ihre Effusion zeitlich nicht einheitlich, sondern um geringes verschieden.

P. ROTHE unterscheidet eine älteste Vulkan-Formation, früher als Grundgebirge oder auch als altes Basement bezeichnet; diese ist von den Inseln Fuerteventura, Gomera und La Palma bekannt; aus diesem Basement sind

in Fuerteventura noch flyschoide Serien (mit Mikrofauna), die bis in die Oberkreide reichen (recht ähnlich wie auf den Capverden) durch P. ROTHE (1968) bekannt geworden.

Wie auch unserer Übersichtsskizze zu entnehmen ist, sind die älteren Plateaubasalte (i. S. P. ROTHE 1966) nur in den zentral gelegenen Canaren (Gran Canaria, Teneriffa und Gomera) bekannt geworden; im Hangenden dieser Serie können stellenweise auch saurere Gesteine (Trachyte etc.) auftreten.

Die jüngeren, postmiozänen Plateaubasalte — wir möchten bemerken, daß das auf La Palma, Gran Canaria und Lanzarote bekannt gewordene Miozän Altersdifferenzen aufweist — sind auf den Purpurarien (Fuerteventura und Lanzarote), auf Gran Canaria, Teneriffa (?) und wahrscheinlich auch auf La Palma wie auf Hierro vertreten. Wir sehen in diesem Bilde einen Schwerpunkt der Verbreitung der jüngeren Plateaubasalte im E, der prämiozänen Plateaubasalte im W; im Zentralbereich scheinen sich beide Verbreitungsgebiete zu überkreuzen.

Im Zentralteil des Canarischen Archipels liegen nun Teneriffa und Gran Canaria mit den überaus starken salischen Eruptionen (vor allem Phonolithe); damit nehmen diese beiden Inseln eine Sonderstellung ein, was wir unterstreichen möchten, da im E diese Phonolithe fehlen und auf den W-Inseln, die aber bisher viel schwächer erforscht sind, eher nicht vertreten sein dürften.

Die älteren Plateaubasalte wären nach J. BOURCART 1938 und P. ROTHE 1966 submarin entstanden, was aber in letzter Zeit stärker bezweifelt wird; die jüngeren Plateaubasalte wären subaerischer Entstehung.

P. ROTHE & H. U. SCHMINKE 1968 betonen, daß östliche und westliche Canaren verschiedener Entstehung wären. Die östlichen Inseln (Fuerteventura und Lanzarote) wären von Kontinentalkruste unterlagert und in ihrer Geschichte dem Kontinent Afrika verbunden. Gran Canaria und wahrscheinlich auch die anderen westlichen Inseln wären ozeanischer Entstehung. Es wird auch darauf hingewiesen, daß die paläomagnetischen Daten (N. D. WATKINS, A. RICHARDSON & R. G. MASON 1966) eine Abnahme des absoluten Alters der Vulkanite der einzelnen Inseln nach W ergeben, was im Sinne der ocean-floor-spreading-Hypothese (Ozeanboden-Zergleiten) läge. Gran Canaria wäre ein separierter Vulkan, der in 2500 m Meerestiefe einen Durchmesser von 90 km erreicht; diese Insel hätte eine unabhängige geologische Entwicklung und kaum Beziehung zu den Nachbarinseln.

F. LOTZE 1970 beschreibt aus dem Unterbau (Plateaubasalte) des N-Teiles von Gran Canaria ein Faltenystem, dessen Streichen vor allem NE—SW, aber auch z. T. E—W verlief. Diese Faltung wäre alpinotyp gewesen und sie hätte einen festen Sockel geschaffen.

„Es liegt sehr nahe, dieses Faltenystem mit den nordwest-afrikanischen Gebirgen in Zusammenhang zu bringen, die sich danach weit in den Atlantik hinein fortsetzen würden. Das Faltengebirge, dessen Alter einstweilen offen bleiben muß, wurde herausgehoben, abgetragen und eingeebnet. Darüber

lagerte sich die Gesteinsserie des Mittelbaues ab, deren mittlere Teile nach der Fauna von Las Palmas miozänes Alter haben“ (S. 703).

Diese vulkanogenen Serien wurden später schwach schräggestellt und an NE—SW-verlaufenden Brüchen in einzelnen Schollen zerbrochen. „Es liegt nahe, anzunehmen, daß noch im Miozän größere Teile des Kanarischen Archipels ein einheitliches Plateau bildeten, das erst später durch bruchtektonische Vorgänge in einzelne Stücke zerfiel. Ein solches ist Gran Canaria“ (S. 704).

An dieser Auswahl von repräsentativen Arbeiten wollten wir nun zeigen, in welcher verschiedene Theorien die geologischen Gegebenheiten der Canaren eingebaut werden können: Der Vulkanismus der Canaren kann als ozeanisch betrachtet werden, oder als kontinental in Randlage des afrikanischen Schildes, oder in seinem E-Teil als kontinental, in seinem W-Teil als ozeanisch. Wir haben somit einmal die Problematik aufzeigen können, wenn auch „die großen tektonischen Zusammenhänge so hypothetisch sind, daß man am besten gar nicht darüber spricht“ (K. KREJCI-GRAF 1964; S. 412).

Vielleicht noch einige Daten zur *Erforschungsgeschichte*:

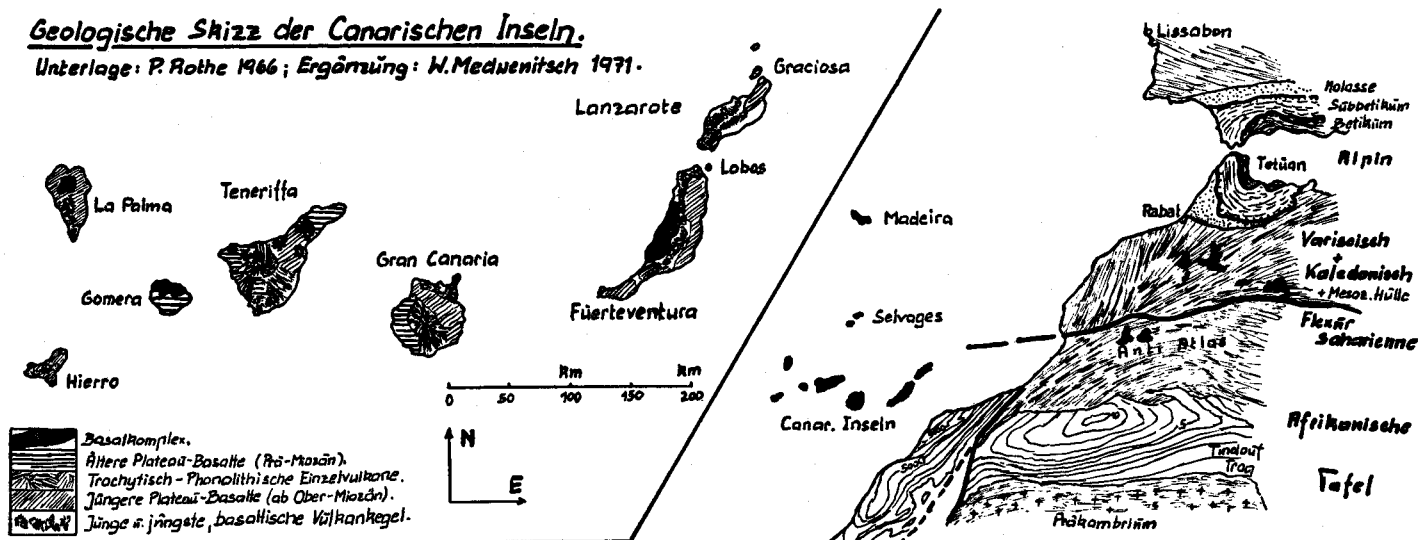
1779 berührte A. v. Humboldt erstmals auf seiner Reise nach Südamerika die Insel Teneriffa; 1814 bestieg er den Teide. Seine Begeisterung regte den Besuch der Canarischen Inseln durch L. v. Buch 1815 an; wir verdanken ihm die erste Monographie dieses Archipels, wodurch das Interesse der Geologen an dieser Insel wachgerufen wurde. Ch. Lyell war von G. Hartung (1857) begleitet. Vor der Jahrhundertwende waren es vor allem deutsche Geologen, die die einzelnen Inseln systematisch bearbeiteten: W. Reiss, K. v. Fritsch, G. A. Sauer, G. Hartung, C. Gagel, K. Sapper, u. a. In dieser Zeit setzten auch die Arbeiten des Spaniers S. Calderón y Arana ein, dem etwas später L. Fernandez Navarro (ab 1908) folgte. Auf seinen Arbeiten basierte dann vor allem die Vorbereitung zu den Exkursionen anlässlich des Internationalen Geologenkongresses 1928 in Madrid, der die Canaren wieder aus einer gewissen Vergessenheit riß. Es folgt eine neue Welle von Aktivität: F. v. Wolff, K. Smulikowski und vor allem E. Jérémime & J. Bourcart. In die Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg fallen die ausgedehnten Arbeiten (auf Teneriffa, Gran Canaria, Fuerteventura und Lanzarote) von H. Hausen (1956—1962); daneben erbrachten die Studien von K. Krejci-Graf wesentliche Impulse. P. Rothe und H.-U. Schmincke verdanken wir in letzter Zeit viele neue Beobachtungen und neue Fakten. In das letzte Jahrzehnt fallen auch die systematischen Untersuchungen des Geologischen Institutes „L. Mallada“ in Madrid unter der Leitung von J. M<sup>a</sup>. Fúster; die Ergebnisse werden in Form von Monographien und Geologischen Karten 1:100.000 wie 1:50.000 für die Inseln Teneriffa, Gran Canaria, Lanzarote und Fuerteventura erstmals aus Anlaß des Internationalen Vulkanologen-Kongresses auf den Canarischen Inseln 1968 vorgelegt. Daneben sind vor allem auch die langjährigen Studien des canarischen Geologen T. Bravo von großem Interesse. Mit österreichischer Brille entdecken wir noch Arbeiten von O. Simony 1892, der vor allem von Lanzarote ganz ausgezeichnete Photographien publizierte und von E. Dittler & A. Köhler 1937 (Mineralogisch-petrographische Notizen vom Pico de Teide).

Nun möchten wir die *wesentlichen geologischen und vulkanologischen Charakteristika der Canarischen Inseln* anführen:

Ein Blick auf die tektonische Übersichtskarte von Afrika 1:10,000,000 (R. FURON 1958) oder 1:15,000,000 (G. CHOUBERT & A. FAURE MURET 1968) zeigen, daß das variszische und alpine mediterrane Orogen mit den Atlas-Ketten in NW-Afrika an den Atlantik herankommt und z. T. in

## Geologische Skizz der Canarischen Inseln.

Unterlage: P. Rothe 1966; Ergänzung: W. Medwenitsch 1971.



Tektonische Skizze Nordwest-Affrikas. Unterlagen: Tekton. Karten v. Afrika 1: 15,000 000 (G. Chouïbert u. P. Faure Muret) und 1: 40,000 000 (R. Furon 1958); Ergänzung: W. Medwenitsch 1971.

diesen hinausstreicht. Verlängern wir die Grenze zwischen Orogen und afrikanischer Tafel (Flexur saharienne) in ähnlicher Streichrichtung in den Atlantik, so ergibt sich für die Canarischen Inseln eindeutig eine Lage im Vorlande des mediterranen Orogens; *heute* liegen sie noch dazu am Rande des afrikanischen Kontinentes. Wir kommen damit in die „heiße“ Problematik des verschiedenen Aufbaues von Kontinenten und Ozeanen und in den Fragenkomplex, ob diesen geophysikalisch geforderten Unterschieden auch die geologisch-strukturelle Gestaltung folgt; ob Ozeane und Kontinente verschiedenen — oder ähnlichen — Gestaltungsprinzipien unterliegen. Die paläomagnetischen Messungen als wesentliche Fakten der ocean-floor-spreading-Hypothese stehen dem Faktum gegenüber, daß Afrika seit dem Kambrium für die mediterranen Orogene das südliche Vorland darstellt. Das Zergleiten der Ozeane seit 80 oder 100 Mio. Jahren, eine Expansion in den ozeanischen Räumen, im speziellen Fall im Atlantik, steht der orogenen Verengung im alpinen Zyklus zu etwa gleicher Zeit gegenüber.

Die Canaren können als ein Teil des nordafrikanischen Vorland-Vulkanismus betrachtet werden, der auch im Antiatlas deutlich wird. Zwischen Antiatlas und der nordafrikanischen Küste schieben sich Sedimenttröge ein, die bis nach Senegal verfolgt werden können, also entlang der nordwest- und westafrikanischen Küste hinziehen. In der Spanischen Sahara wird dieser Trog bis zu 9000 m mächtig (vor allem marine Kreide und Jura umfassend), in Mauretanien und Senegal bis 5000 m mächtig (neben Mesozoikum auch Tertiär).

P. ROTHE 1968 beschreibt nun aus dem „Basalkomplex“ des W-Teiles der Insel Fuerteventura eine prävulkanische Sedimentserie, die aus über 1000 m mächtigen Kalk-, Ton-, Mergel-, Sand- und Siltsteinen besteht; die jüngsten Glieder dieser „flyschoiden“ Serie erbrachten nach Foraminiferen Oberkreide-Alter. Die Gesamtserie umfaßt im Vergleich mit Profilen aus der Spanischen Sahara und von der Capverden-Insel Maio wahrscheinlich auch Jura (ab Lias?) und Unterkreide; sie ist zu einem ESE-streichenden Gebirgszug mit z. T. überkippter Lagerung strukturiert. Die geophysikalischen Messungen des deutschen Forschungsschiffes „Meteor“ haben ergeben, daß die flyschoiden Serien von Fuerteventura Teil eines verfalteten (?) Sedimenttroges sind, bei dem man mit etwa 6000 m Mächtigkeit rechnen kann; jedenfalls Gegenflügel des Troges der Spanischen Sahara, der nahe der afrikanischen Küste eine maximale Mächtigkeit von 9000 m erreicht, wie die tektonische Karte von Afrika 1 : 15,000.000 zeigt. Diese Sedimente waren bisher auf Lanzarote und Fuerteventura nur aus Quarzsandstein-Xenolithen in Basalten bekannt.

Über diesem bis in die Oberkreide reichenden sedimentären Komplex liegt nun die älteste Vulkan-Formation der Canaren; H. HAUSEN spricht vom basalen Grundgebirge: Es umfaßt Trappe und Spilite, sowie auch intermediäre und salisch-alkaline Intrusiva (Syenite, Pyroxenite, Perido-

tite und Gabbros). In letzter Zeit wurden auch Karbonatite gemeldet (P. GASTESI BASCUNANA 1969); dieser Basalkomplex, auch von Gomera und La Palma bekannt, hebt sich durch seine starke „Verseuchung“ durch Intrusiva (Gangrichtung: NNE) von den jüngeren vulkanischen Serien deutlich ab; das Auftreten von Peridotiten und Gabbros spricht für die Förderung aus tieferen Krustenteilen oder aus dem höheren Erdmantel, wie vor allem J. SAGREDO RUIZ 1969 betont; tiefe Förderwege in Zusammenhang mit den Randbrüchen des afrikanischen Kontinentes sind verständlich. Vielleicht kommt es bald zu einer absoluten Datierung dieser Gesteine, da radiometrische Messungen an Duniten von den St. Pauls Felsen (im Bereiche des mittelatlantischen Rückens des mittleren Südatlantik ein Alter von etwa 3500 Mio. Jahren erbrachten; eine Probe ein solches von 4500 Mio. Jahren; dies ist das auf der Erde bisher höchste festgestellte Alter (R. C. MITCHELL-THOMÉ 1970).

Über dieser Basal-Serie folgt auf Fuerteventura die ältere Vulkanformation mit jungtertiären Basaltdecken mit zwischengelagerten Tuffen und Schlackenagglomeraten; Tafellandserien (H. HAUSEN 1959) oder auch jüngere Plateaubasalte (P. ROTHE 1966) oder auch *Seria basaltica I* (J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. 1968) genannt, basal mit Breccien, z. T. auch trachytisches Material beinhaltend; diese Serie ist stark abgetragen; in ihr liegt ein Horizont terrestrischer Kalksandsteine (Miozän). Darüber folgt die jüngere Vulkanformation mit jungquartären, basaltischen Schildvulkanen und deren olivinbasaltischen Lavafeldern. Die jüngste Vulkanformation umfaßt subrezente Vulkankegel (von strombolianischem Typus, Olivinbasalte) und jüngste Vulkane mit sehr weiten, gut erhaltenen Lavafeldern; ähnlich den jüngsten Vulkanbauten auf der Insel Lanzarote, obwohl auf Fuerteventura seit dem Erscheinen der Spanier auf der Insel (etwa 1500) kein Ausbruch mehr zu beobachten war. Die Brüche, denen dieser jüngere Vulkanismus folgt, streichen vor allem SW—NE, bzw. NW—SE.

Auch die Insel *Lanzarote*, die in nördlicher Fortsetzung von Fuerteventura liegt, zeigt das Vorherrschen basaltischer Serien; doch ist hier der Basalkomplex nicht aufgeschlossen; aufgeschlossen sind nur Plateau-Basalte (im N und S der Insel) und jüngere Basalte. Diese olivinbasaltische Serie der Tafelland-Basalte (mit natürlicher Ganggefölgenschaft) beinhaltet auch trachyandesitisches Material. Es folgen quartäre Lavadecken, denen wiederum Lavafelder mit erhaltenen Kegeln zweier Generationen aufsitzen: Die älteren tragen zum Unterschied von den jüngeren bereits einen Mantel aus Krustenkalke an den Flanken. Dieser quartäre bis rezente Vulkanismus ist im Mittelsektor, der einen tektonischen Graben verkörpert, konzentriert. Bekannt ist von Lanzarote der Linear-Vulkanismus mit seinen Reihenvulkanen (vorherrschende Bruchrichtung: SW—NE). In den Olivinbasalten sind Olivin-, Peridotit-, Gabbro- und Anorthosit-Bomben auffallend. Der Vulkanismus wandert von N nach S, wo wir die jüngsten Eruptionen haben. Vulkanismus gab es in historischer Zeit 1730—1736 (mit einigen Unterbrechungen), ausführlich von L. v. BUCH beschrieben, sowie



1824; diese letzte Eruption auf der Insel Lanzarote dauerte nur einige Monate; der Südteil der Insel wurde von diesen historischen Ausbrüchen arg verwüstet.

Von wesentlicher stratigraphischer Bedeutung für Lanzarote, aber auch für die übrigen Canarischen Inseln, sind die marinen und terrestrischen Faunen aus den Kalkareniten der Orzola-Kalke, schon bekannt geworden durch H. HAUSEN, in ihrem Fossilinhalt besonders gründlich von P. ROTHE untersucht.

Diese 6 m mächtigen Kalkarenite liegen innerhalb der ältesten Basaltdecken auf Lanzarote (jüngere Plateaubasalte, P. R o t h e 1966). Sie erbrachten: Landschnecken (3 Arten, darunter Heliciden) und Straußeneier, die sich auf jungtertiäre Formen beziehen lassen. Daneben wird folgende Mikrofauna beschrieben: Foraminiferen, Ostracoden, Seeigel-Stachel, Bryozoen und Schwamm-Nadeln. Das Material ist nicht sehr gut erhalten und z. T. sicher umgelagert. Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch planktonische Foraminiferen; die jüngste vertretene Leitform ist *Globigerina apertura*; daher ist das höchstmögliche Alter der Kalkarenite Mittleres Torton. Nach diesem Befunde dürften die über den Orzola-Kalken liegenden Plateaubasalte an der Mio-/Pliozän-Grenze liegen. Das vergleichbare Miozän von Gran Canaria ist Helvet, das von Santa Maria (Azoren) Unteres Torton. Auch im Jungtertiär müßte wenigstens zwischen Ost-Canaren und afrikanischem Festland ein Zusammenhang bestanden haben.

Die einzelnen Basaltfolgen auf Lanzarote könnten nach J. M<sup>a</sup>. FUSTER, S. FERNANDEZ SANTIN & J. SAGREDO 1968 mit den Meeresterrassen in folgender Höhe über dem Meeresspiegel in Zusammenhang gebracht werden:

Basaltische Serie IV: 1—2 m- und 5 m-Terrasse.

Basaltische Serie III: 10 m-Terrasse+Fauna (*Patella*, *Strombus*, *Conus*, *Venus*, *Litorina*, *Mactra*).

Basaltische Serie II b: 15—20 m-Terrasse+Fauna (*Ostrea*, *Patella*, *Litorina*, *Conus*, *Spondylus* und *Purpura*?).

Basaltische Serie II a: 50 m-Terrasse+Fauna (*Strombus bubonius*).

Basaltische Serie I.

Die 50 m-Terrasse entspräche dem Maarifian von Marokko (LECOINTRE, TINKLER & RICHARDS 1967), was ungefähr dem Siziliano des Mittelmeerbereiches gleichkäme. Die 15—20 m-Terrasse entspräche dem Rabatian—Anfatian in Marokko (Eotyrrhenian, Eutyrrhenian); die 10 m-Terrasse wäre dem Ouljjean Marokkos (Neotyrrhenian Europas) äquivalent. Die 5 m- und 1—2 m-Terrasse wären mit dem Mellahian (Flandrian in Europa) vergleichbar.

Diese Einstufung verschieden alter Vulkanfolgen auf Grund der sie betreffenden Meeresterrassen ist ähnlich den Arbeiten der letzten Jahre, mit denen eine Alterseinstufung der verschiedenartigen Vulkanfolgen der Liparischen Inseln mit Erfolg versucht wurde (H. PICHLER, u. a.).

Die östlichen Canaren sind einander in ihrem Aufbau sehr ähnlich und sie bilden zweifellos eine Einheit: Sie sitzen der W-Flanke eines Sedimenttroges, der der afrikanischen W-Küste entlangzieht, auf. Postoberkretazisch folgt die vulkanogene Basalserie mit Förderung von Magmatiten aus tieferen Krustenteilen, also mit magmatischer Tiefenaktivität. Die Plateaubasalte (Tafellandbasalte) erweisen sich als Torton und Postorton. Dann

erst folgt der jüngere, quartäre bis rezente Vulkanismus mit Laven- und Aschenkegeln, mit Lavafeldern, seit den Plateaubasalten immer „olivin-basaltischen Bahnen“ folgend. Morphologisch sind Lanzarote und Fuerteventura Schollen, Tafelreste mit verschiedenartigem Vulkanbesatz; viele Einzelvulkane sind an verschiedene Bruchzonen gebunden.

Die etwa 100 km westlicher gelegene Insel *Gran Canaria* der zentralen Canaren zeigt schon morphologisch einen ganz anderen Charakter: Zentralvulkan mit fast kreisförmigem Umriss, etwa 45 km Durchmesser, von den Purpurarien durch ein an die 2000 m tiefes Meeresbecken getrennt, vom westlicher gelegenen Teneriffa durch an die 3000 m tiefe Meeresteile. Gran Canaria erreicht in 2500 m Wassertiefe bereits 90 km Durchmesser! Das Relief der Insel wird durch mächtige pyroklastische Serien geprägt, die der Erosion stark anheim fallen.

Mesozoische Sedimentserien und älteste Vulkanformation (Basis-Komplex) sind auf Gran Canaria nicht vertreten. Das geologische Kartenbild der Insel erscheint auf den ersten Blick sehr einfach. Durch eine klare NW—SE-verlaufende Linie getrennt im SW-Teil der Insel ältere Plateaubasalte, im NE-Teil jüngere Plateaubasalte, im Zentrum trachytisch—phonolithische Vulkanit-Serien. Diese NW—SE-gerichtete Linie wurde von J. BOURCART & E. JÉRÉMINÉ (1937) als Verwerfung mit 700—800 m Sprunghöhe gedeutet, bestätigt von H. HAUSEN, die Gran Canaria in zwei Hälften teilt: Die abgesunkene NE-Hälfte mit den jüngeren Tafellandbasalten (Neo-Canaria) und eine ältere SW-Hälfte (Paläo-Canaria). Diese große Störung wird von H.-U. SCHMINCKE (1968) aber auch von J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. 1968 abgelehnt. H.-U. SCHMINCKE betont, daß die Rekonstruktion des miozänen, basaltischen Schildvulkanes schon ein topographisch stark differenziertes Vulkangebäude ergab. Hervorgehoben wird die morphologische Depression des Arguineguin—Maspalomas-Bereiches. Vermutlich lag schon im mittleren Miozän die NE-Hälfte der Insel wesentlich tiefer als die SW-Hälfte. Das Vorherrschen jüngerer Gesteine im NE der Insel lasse sich wahrscheinlich auf ein E-NE-Wandern der Eruptionszentren im Laufe der geologischen Geschichte Gran Canarias erklären, was auch von J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. bestätigt wird.

H.-U. SCHMINCKE gibt nun ein zu H. HAUSEN ziemlich gegensätzliches Bild der geologischen Entwicklung von Gran Canaria:

a) Schildvulkan aus Alkali-Olivin-Basalten von Hawaii-Typus; entspricht der Basaltischen Serie I (nach J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a.); Tafelfolge dünn-schichtiger subaerischer, alkaliner basaltischer Ergüsse (1000 m mächtig); gefördert aus Spalten, z. T. mit einigen mehr salischen Übergangsgliedern; nach diesen Eruptionen folgte eine Erosionsperiode.

b) Caldera-Einsturz mit gleichzeitiger Ignimbriteruption; an die 100 km<sup>3</sup> Ignimbrite wurden gefördert, eine Menge, die auf keiner der anderen Inseln des Archipels erreicht wird.

c) Im Inneren der Caldera wird ein neuer trachytisch-phonolithischer Vulkan gebildet, der jetzt allerdings abgetragen ist. Er zeigt einen älteren Syenitkern und ein jüngeres Trachytring-Gangsystem. Die Förderung der Phonolithe endete vor 9 Mio. von Jahren.

J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. (1968) sprechen von einem trachytisch-syenitischen Komplex, der den Beginn eines zweiten vulkanischen Zyklus markiert; das Material entstamme einem subvulkanischen Komplex. Es folge die phonolithische Serie, die die finale Effusiv-Phase des subvulkanischen Komplexes repräsentiere. In bestimmten Bereichen ist eine Erosionsdiskordanz zwischen den trachytischen und den phonolithischen Serien zu beobachten; sonst bestünden alle Übergänge, vor allem bei Tuff-Förderung. Die phonolithische Serie umfaßt auch Aschenströme und phonolithische Bimssteinlager.

d) Später und mehr östlich Eruptionen von Roque-Nublo-Agglomerat und Alkalibasalten, welche die älteren Barrancos (Erosionsschluchten) z. T. einebnen.

Nach J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. (1968) wird der dritte vulkanische Zyklus von der Prä-Roque-Nublo-Serie eingeleitet; es handelt sich um basaltische wie tephritische Ergüsse und um sedimentäres Material. Letzteres entspräche den Sedimenten der Las Palmas Terrasse (Vindobonien, Mittelmiozän); diese wurde schon 1825 von L. v. BUCH entdeckt. Es folgt nach den gleichen Autoren die Roque Nublo-Serie, wobei es sich um verfestigte vulkanische Konglomerate handelt, gefördert in „nuée ardente“-Eruptionen; in einigen Bereichen bestünde ein schrittweiser Übergang zur Prä-Roque-Nublo-Serie. Am Rande der Roque Nublo-Serie kommt es zur Intrusion (in Domen) von maximal alkalinen und mehr salischen Serien (Ordanchite, Hauynophyre).

e) Die NE-Hälfte der Insel zeigt quartären bis rezenten Basalt-Vulkanismus.

Nach J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. (1968) wird Zyklus IV auf Gran Canaria von der Basaltischen Serie II eingeleitet: Alkaline, basaltische Laven, gefördert aus großen Stratovulkanen mit Parsitärkegeln, heute schon stark abgetragen. Die Basaltische Serie III ist durch zylindrische, gut erhaltene Kegel mit kleineren Lavaergüssen charakterisiert. Die Basaltische Serie IV ist prähistorischen Alters.

Das Netz von Gängen mit Intrusiven wäre nicht so schön wie auf Fuerteventura, Gomera oder La Palma (im Basalkomplex). Gänge sind auf Gran Canaria in den Basaltischen Serien I, in der Phonolithischen Serie, in den Prä-Roque-Nublo- und in den Roque Nublo-Serien vertreten, besonders schön in der trachytischen Serie entwickelt.

Das Besondere an der Geologie Gran Canarias ist also der trachytisch-phonolithische Zentralvulkan (mit dem ordanchitischen Paroxysmus), der sich vor dem Mittel-Miozän bildete. Diese Serien müssen durch spezielle Differentiationsvorgänge aus dem alkalibasaltischen Stamm-Magma her-

vorgegangen sein. Die Basis dieses großen Zentralvulkans bilden im SW die prämiozänen Plateaubasalte; es folgen die post-mittelmiozänen Plateaubasalte und die jüngeren Basalt-Vulkane, wie wir sie auch von den Pupurarien kennen. Gran Canaria zeigt keine Anzeichen einer rezenten vulkanischen Tätigkeit.

Das Konzept der „Caldera“ als vulkanotektonische Erscheinung geht auf die Studie von L. v. BUCH über die Canarischen Inseln zurück. Die großen Calderen von Tejeda und Tirajana werden von J. M<sup>a</sup>. FUSTER vollkommen richtig als Caldera-ähnliche Depressionen bezeichnet. Wir möchten bekräftigend hinzufügen, daß es sich nicht um vulkanotektonische Erscheinungen handelt, sondern um eindrucksvolle Erosionskessel; das gleiche dürfte auch bei der Caldera de Taburiente auf der Insel La Palma der Fall sein. Dieser vulkanologisch-geologische Fachausdruck leitet sich von dem spanischen Wort Caldera = Kessel ab. Daher ist diese Bezeichnung auf den spanischen topographischen Karten und im spanischen Alltags-Sprachgebrauch rein beschreibend und nicht im geologischen Sinne verwendet; es sollte daher vor allem auf den Canarischen Inseln nicht zu einer Verwischung und nicht zu einer Verwechslung des geologischen Caldera-Begriffes mit dem spanischen Wort für Kessel (= Caldera) kommen.

Knappe 100 km NW von Gran Canaria liegt die größte Insel des Canarischen Archipels, T e n e r i f f a ; sie hat die Form eines NE-gerichteten, gleichschenkeligen Dreiecks, beherrscht durch einen trachytisch-phonolithischen Zentralvulkan mit dem Doppelkegel des Pico de Teide und Pico Viejo, der den Plateaubasalten aufgesetzt ist, die in den Dreiecksschenkeln erhalten sind.

Ein sedimentärer und ein plutonischer Basalkomplex (älteste Vulkanformation), dem die vulkanischen Serien auflagern, sind nicht aufgeschlossen, — wie auf Gran Canaria; dieser Umstand ist daher für die zentralen Canaren besonders kennzeichnend. Auf den W-Inseln ist dieser Basalkomplex wieder vorhanden (siehe die Abb.); liegt er in den Zentralinseln tiefer? Von J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. (1968) wird er auf Grund von Xenolith-Funden in der Tiefe vermutet.

Die alten basaltischen Serien (Tafellandbasalte, Plateaubasalte), aufgeschlossen im Anaga-Gebirge, im Tenogebiet, im Bereiche von Bandas des Sur und in der Cumbre de Pedro Gil, sind auch auf Teneriffa die tiefste, erschlossene vulkanische Serie. Diese Basalte zeigen nach J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. (1968) keine große Variationsbreite; oft sind Trachybasalte zu beobachten. Die tiefere Serie I ist von einem dichten Netzwerk von Gängen durchzogen. Explosiv-Serien könnten die Grenze zur Serie II bilden. Diese ist durch das starke Auftreten von Pyroklastikas gekennzeichnet; in ihrem Hangenden wären Vulkankegel zu beobachten, die in ihren eigenen Lavaergüssen „ersticken“. Auch die Serie II zeigt viele sich kreuzende Gänge. Miozäne Sediment-Zwischenlagen sind von Teneriffa noch nicht bekannt geworden. In den Plateaubasalten Teneriffas und Gran Canarias sind auch paläosolare Bildungen zu beobachten.

Die Cañadas-Serien treten nicht nur im alten Zentralgebäude auf; es gehören auch die saureren Serien dazu, die in Erosionsdiskordanz über den alten basaltischen Serien liegen. Die unteren Cañadas-Serien (300 m mächtig) sind auf der ganzen Insel weit verbreitet. Die Zusammensetzung der einzelnen Lavaströme ist sehr heterogen und reicht von Basalten bis zu Phonolithen; häufig sind Zwischenschaltungen explosiver Fazies (Bimssteine). In einem langsamen Prozeß wird der Zentralvulkan der Cañadas aufgebaut. Die oberen Cañadas-Serien zeigen nach J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. (1968) vor allem Phonolithe, peralkaline Trachyte und zwischengeschaltete Trachybasalte. In dieser Serie läge eine Klimax von ignimbritischem und eutaxitischem Material (H.-U. SCHMINCKE & D. A. SWANSON 1967); dieses wird aber von J. M<sup>a</sup>. FUSTER mehr im Sinne von Aschenströmen gedeutet.

Die nun folgende trachytisch-trachybasaltische Serie hätte einen Übergangscharakter und wird immer weniger alkalisch; die Lavaergüsse sind nicht besonders mächtig. Diese Serie baut den Großteil des Cañadas-Komplexes auf.

Die Basaltische Serie III (J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a. 1968) ist mit der vorhergehenden Serie durch Übergänge verbunden und auf der ganzen Insel weit verbreitet. Diese Serie wurde in einer Periode großer Aktivität gefördert. Es fehlen Gänge, Diskordanzen und Paläosol-Bildungen. Gleichzeitig beginnt die Caldera-Bildung der Cañadas. Die Förderung der Basaltischen Serie III fällt auch zeitlich mit den Initialphasen des neuen Zentralvulkans (Teide—Pico Viejo-Komplex) zusammen.

In diesen Initialphasen des neuen Zentralvulkans (subrezent) wurde saureres Material gefördert, das zuerst die große Caldera erfüllte. Von einigen Autoren werden auch 2 Calderen postuliert, die ineinander übergreifen. Außerhalb der Cañadas werden noch Basalte III gebildet. Der Doppelvulkan des Teide/Viejo liegt in exzentrischer Position zur früheren Caldera; innerhalb der Caldera bildet sich nun der Pico-Vulkan in 3 Phasen: 1) Zwei Stratovulkane (Viejo und Teide) mit Phonolithen, Trachyphonolithen und vor allem glasigen Varietäten. 2) Adventiv-Kegel. 3) Schwarze, glasige Laven (Obsidian) des El Pitón. Die Förderprodukte dieser 3 Phasen sind Trachyte, Trachybasalte, Phonolithe und auch Bimssteine. Der Teide steht heute im Fumarolen-Stadium (Bildung von Alunit und Schwefel). Der Teide soll noch im 15. Jht. (Tagebuch des Chr. Columbus und andere Quellen) tätig gewesen sein.

Außerhalb der Caldera de las Cañadas (12 x 17 km), die vor allem explosiv gebildet worden sein soll, wurde in den Malpais basaltische Lava (Basalte IV) gefördert. Diese rezente basaltische Serie ist durch Aa-Lava gekennzeichnet; die Eruptions-Tätigkeit war stark explosiv (strombolianischer Charakter).

Die Eruptionen auf Teneriffa zeigen in den letzten 500 Jahren eine etwa 100jährige Periodizität. Letzter Ausbruch: 1909 am Mte Chinyero in 1500 m Höhe (nordwestlich des Teide), mit der Förderung von 66 Mio. m<sup>3</sup> basaltischen Vulkaniten.

Folgende Plutonite sind als Xenolithe, aus Wasserstollen-Aufschlüssen und aus verhältnismäßig jungen fluviatilen Ablagerungen verschiedener Barrancos bekannt geworden: Es handelt sich um alkaline plutonische Manifestationen, ähnlich der syenitisch-trachytischen Formation auf Gran Canaria, — im weiteren Sinne einem subvulkanischen Stockwerk zuzuordnen: Nephelin-Syenite (würden den Phonolithen der Cañadas-Serie entsprechen); Gabbro-Fragmente und Xenolithe aus Duniten und Pyroxeniten (ähnlich wie auf Lanzarote, aber viel seltener) könnten auf ein „plutonisches Basement“ hinweisen, wobei aber dieses Material aus tieferen Erdkrustenteilen oder aus den Mantelzonen abzuleiten wäre.

Die Canarische petrographische Provinz zeigt nach H. Hausen eine Aufspaltung in einen basischen und in einen salischen Ast; Übergangstypen wären selten. Auf der Insel La Palma scheint salisches Material nicht vertreten zu sein. Die Canarischen Vulkanite sind Atlantisch, zählen aber zu den Na-Serien nach P. Niggli. „Contrasted differentiation“ wäre bestimmend. Die mittelatlantischen Provinzen weisen alle Na-alkalische Serien auf, aber mit Absinken der Alkalinität in Richtung Capverden; Alkali-Basalte, Subbasalte und gewöhnliche Basalte wären kennzeichnend, wobei die beiden ersten Gruppen auf Teneriffa konzentriert erscheinen.

Wir sehen, daß auf Teneriffa über den Plateaubasalten, ähnlich wie auf Gran Canaria, auch zeitlich, ein trachytisch-phonolithischer Zentralvulkan aufgebaut wurde; doch reicht die Förderung dieser salischen Differentiate auf Teneriffa bis in die Gegenwart (zum Unterschied von Gran Canaria!), während außerhalb des Zentralvulkanes bis in die Gegenwart basaltische Laven gefördert werden. Basis-Komplex und sedimentäre Serien sind nicht erschlossen. Doch die älteste und jüngste Geschichte von Teneriffa ist ähnlich wie auf allen Inseln der Canaren. Nur der Mittelabschnitt des vulkanischen Geschehens ist durch salische Differentiate charakterisiert und es erhebt sich die Frage nach dem Warum, nach dem Anstoß zu dieser Differentiation, nach der Motorik, die dieses Geschehen bestimmt und auslöst.

Wenn wir uns nun den westlichen Canaren zuwenden, so kommen wir hier in Bereiche, die in der geologischen Untersuchung ausgesprochen stiefmütterlich behandelt worden sind. Doch scheint die Arbeitsgruppe des Institutes „L. Mallada“ jetzt auch schon auf den westlichen Inseln tätig zu sein.

Gomera liegt nur einige Zehner von Kilometern westlich von Teneriffa. Nach C. GAGEL 1910 ist im N der Insel ein altes, stark zersetztes „Grundgebirge“, ähnlich dem von La Palma und Fuenteventura, aufgeschlossen; der übrige Teil der Insel wäre den albasaltischen Gebieten von Teneriffa gleich.

C. GAGEL scheint durch neuere Studien von A. CENDRÉRO UCEDA (1967, 1971) bestätigt:

Der Basal-Komplex (älteste vulkanische Formation) wird in einen älteren, plutonischen basischen Komplex (Gabbros, Peridotite, Pyroxenite), etwa 1000 m mächtig, und in eine jüngere submarine Serie (basische Laven, detritäre kieselige und kalkige Sedimente) gegliedert. Viele Gänge ver-

schiedenen Alters und verschiedener Zusammensetzung durchschlagen diese Serie; das Netzwerk dieser Serie kann so dicht sein, daß nur 50 Prozent des Muttergesteins übrig bleiben. Die Sedimente werden als Ablagerungen der kontinentalen Plattform Afrikas angesehen; große Ähnlichkeiten mit den „flyschoiden“ Serien Fuerteventuras werden festgestellt. Genauere Daten fehlen aber noch, vor allem solche über Vorhandensein oder Nichtfinden von Mikrofauna und solche über die lithologische Abfolge. Erschwerend ist jedenfalls die starke Veränderung dieser Sedimente durch die verschiedenen Ganggefölgenschaften. Sicherlich aber ein erster, sehr wichtiger Hinweis, daß auch in den W-Inseln mit sedimentären Serien im Basis-Komplex gerechnet werden kann; in den zentralen Inseln aber nicht, da der Basale Komplex nicht erschlossen ist. Da die Westinseln der Canaren bei den bisherigen Untersuchungen meist nur gestreift wurden, ist bei nunmehrigen, anscheinend systematischen Aufnahmen mit weiteren Daten über diese Serie, die im Liegenden des Basal-Komplexes steckt, zu rechnen, vor allem auch auf der Insel La Palma.

Im Hangenden des Basal-Komplexes liegt mit Diskordanz eine trachytisch-phonolithische Serie, z. T. auch in alkalinen Intrusionen vertreten. Darüber folgt in Diskordanz subaerisch die Serie der alten Basalte (Basaltische Serie I i. S. von J. M<sup>a</sup>. FUSTER u. a.), den Tafelland- (H. HAUSEN) oder Plateau-Basalten (P. ROTHE) entsprechend; ein tieferer Teil wurde durch polygene Agglomerate (mit Diskordanz) von einem höheren getrennt, der mit oberem Miozän—unterem Pliozän (12—8 Mio. Jahre) eingestuft wird. Darüber folgen jeweils mit Diskordanzen die mehr salische „Seria de los Roques“ und die subrezenten Basalte (500—1000 m mächtig), mit Ergüssen und Pyroklastiten (mittleres—oberes Pliozän). Alle diese Folgen werden mit der Basaltischen Serie I auf der Insel Fuerteventura parallelisiert; pleistozäner und jüngerer Vulkanismus (Basaltische Serien II, III und IV) sind demnach auf Gomera nicht vertreten.

Die kleine Insel H i e r r o liegt etwa 50 km SW von Gomera; sie zeigt nach P. ROTHE 1966 mehr oder weniger flach lagernde Basalte (jüngere Plateau-Basalte) mit begrabenen Tuff-Kegeln, wahrscheinlich der Basaltischen Serie II der jüngsten spanischen Nomenklatur entsprechend; nach dem Übersichtskärtchen in A. CENDRÉRO UCEDA 1971 sind auf Hierro und auch auf La Palma keine „alten Basalte“ (Basaltische Serie I) vertreten. Auf die jüngeren Plateau-Basalte folgen nach P. ROTHE 1966 jüngere Basalte, z. T. ein Relief der älteren Serien ausfüllend; jüngstes sind Vulkane mit erhaltenen Kraterformen.

Die größte der westlichen Canarischen Inseln, L a P a l m a, weist eine herzförmige Gestalt mit nach S weisender Spitze auf. Ihre Mitte nimmt die tiefeingesenkte Caldera de Taburiente (9 km Durchmesser) ein; in ihrem SE-Rand ist sie Ausgangspunkt für den meridionalen Zug der Cumbre Nueva und der Cumbre Vieja, dem Cordilleren-Rückgrat der Insel, das an der S-Spitze im 657 m hohen Vulkan San Antonio endet. La Palma

wurde, wie auch Hierro und Gomera, nicht für den Vulkanologen-Kongreß 1968 dargestellt; es liegt also keine neuere geschlossene Bearbeitung mit Übersichtskarte vor; wohl wurden einige Einzelarbeiten und Detailkarten publiziert; meist wird La Palma in den Arbeiten, die die anderen (zentralen und östlichen) Inseln des Archipels betreffen, nur gestreift.

Nach P. ROTHE (1966) gibt es ein „Grundgebirge“, also einen Basal-Komplex; diese älteste Vulkanformation (K. KREJCI-GRAF) wird mit den Sockelgesteinen von Fuerteventura verglichen.

Dieser Basalserie liegt nun ein Geröllhorizont auf, unter dem marine Kalke mit Korallen und Balanen gefunden wurden (Mittel-Miozän). In diese Konglomerate eingeschaltet und vor allem in ihrem Hangenden finden sich dann die (obermiozänen) jüngeren Plateau-Basalte. Jünger sind natürlich Vulkane mit gut erhaltenen Oberflächenformen; der basaltische Vulkanismus dauert bis in die Gegenwart an.

P. GASTESI, A. HERNÁNDEZ-PACHECO & M. MUNOZ (1966) haben einige Serien der Caldera de Taburiente mehr petrographisch untersucht; besonders berücksichtigt wurde der „Basale Komplex“ mit ultrabasischen und basischen Plutoniten (Dunite und Gabbros) und einem sehr dichten Gangsystem mit großer Variationsbreite; es folgen die „Series de la pared“ (Lavafolgen) mit „konglomeratischen“ Basalten und Pyroklastiten. Die jüngsten Serien sind die „Formaciones post-Caldera“ mit Konglomeraten (z. T. sedimentär) und Pyroklastiten.

F. MACHADO (1963) untersuchte vor allem die jüngsten Eruptionsfolgen der Insel; er betont aber, daß die Caldera de Taburiente eine Erosions-Caldera wäre, also ein Erosionskessel, da in und aus ihr kein neuer Vulkan entstand, aus ihrer Entstehung kein neues vulkanisches Geschehen resultierte.

Folgende Eruptionen fanden in historischer Zeit auf der Insel La Palma statt: April/Mai 1585 (Dauer 2,7 Monate), 30. 9./1.10. 1646 (Dauer: 2,6 Monate), 13. 11. 1677—21. 1. 1678, 4. 10.—3. 12. 1712 und 24. 6.—31. 7. 1949. Jede dieser Eruptionsperioden erbrachte 20—30 Mio. m<sup>3</sup>, mit einem maximalen Ausfluß von etwa 500.000 m<sup>3</sup> je Tag. Die Viskosität der 1949er Aa-Laven lag in der Größenordnung von 10<sup>6</sup> poises; ein subsequenter Pahoe-Ausfluß hatte eine Viskosität von 10<sup>3</sup> poises. Die seismischen Schwärme, die die Eruptionen begleiteten, waren nicht besonders intensiv; die Herdtiefe für den stärksten Stoß (1949) wird bei nur 1,2 km Tiefe vermutet; dies könnte einer seichten Lage der Magma-Kammer entsprechen. Die Bruchrichtungen werden mit SW—NE (Canaren-Haupttrichtung), bzw. NNW—SSE und N—S angegeben.

Die letzten Eruptionen auf den Makaronesen sind wie folgt verteilt: La Palma — 1949; Fogo (Capverden) — 1951; Faial (Azoren) — 1957/58.

Vielleicht sollten wir die regionalen Charakteristika und geologischen Fakten der Canarischen Inseln noch einmal kurz überschauen:



Die Canarischen Inseln zeigen atlantische Förderprodukte, welche ozeanische Räume, aber auch anorogene Kontinentalschollen (Kratogene, Kratone) charakterisieren. Jedenfalls liegen sie heute am Rande des afrikanischen Kontinentes zum Ozean; sie liegen aber auch im Vorland des Mittelerranen Orogens, das mit den Atlasketten an den Atlantik herankommt; (siehe auch die tektonische Übersichtsskizze in der Abb.). Das überregionale W—E-Streichen dieses Orogens wird durch das gleiche Streichen der Flexur saharienne, der Fuge zwischen Orogen und afrikanischem Schild, noch unterstrichen, auf die die Canarische Hauptrichtung (NE—SW) annähernd senkrecht steht. Die Canaren sind Reste, erhaltene Bruchschollen eines früher einheitlichen Bereiches, was ja auch schon H. HAUSEN vertreten hat.

Dieser Archipel zeigt folgende Bauelemente: Einen Basal-Komplex, der auch sedimentäre Serien beinhaltet; weiters flach liegende Plateau-Basalte mit vielen dünnmächtigen Lavaergüssen; auf den Zentralinseln 2 große trachytisch-phonolithische Zentralvulkane; und einen quartären bis rezenten Vulkanismus, über alle Inseln verteilt (vielleicht mit Ausnahme von Gomera), mit gut erhaltenen Vulkanbauten.

In Fuerteventura lagert dieses Grundgebirge Flyschserien auf, die wahrscheinlich dem NW-Flügel eines max. 9000 m tiefen Sedimenttroges im Bereiche der Spanischen Sahara angehören. Die Serien reichen von Oberjura (?) bis maximal in die Oberkreide (ähnlich wie auf Maio/Capverden). Ähnliche Sedimentserien, wahrscheinlich viel bescheidener aufgeschlossen, wurden in letzter Zeit auch aus Gomera bekannt, also westlich der beiden Zentralinseln gelegen.

Erst über diesen Sedimentserien (postoberkretazisch) setzt das magmatische Geschehen ein, das sich im Basalkomplex manifestiert. Zusammengesetzt aus submarinen (?) Lavaergüssen und aus Intrusionen (Gabbros, Peridotite, etc.), die tieferen Krusten- oder höheren Mantel-Zonen entstammen sollen; tiefreichende Bruchzonen am NW-Rand des afrikanischen Kontinentes, die aber am Festlande nicht erschlossen sind, ermöglichen die Förderung dieser Gesteine; Bruchzonen, tiefentektonische Vorgänge, die in aktueller Deutung im Zusammenhang mit dem Ozean-Zergleiten (ocean floor spreading) gesehen werden könnten.

Die nächste Tatsache ist, daß fast alle Inseln Plateau-Basalte (Tafelland-Basalte) zeigen, die sicher verschiedenen Alters sind, am ehesten begründet im Wandern der Eruptionszentren. Inmitten dieser Plateau-Basalte liegt eine durch verschiedenaltriges Miozän charakterisierte Phase (La Palma, Gran Canaria, Fuerteventura und Lanzarote). Die Plateau-Basalte, mit ihren dünnmächtigen, vielhundertfach wiederholten Ergüssen, dürften wohl subaerischer Entstehung sein; der Bildungsbereich könnte in Nähe des Meeresspiegels gelegen haben; wiederholte Eruptionspausen sind evident. Im Gefolge von Undationen kommt es zu marinen Transgressionen. Bei den älteren Plateau-Basalten kann mit Spaltenergüssen gerechnet werden,

bei den jüngeren Plateau-Basalten vielleicht auch mit flachen Schildvulkanen von Hawai-Typus. Ältere Plateau-Basalte sollen nach P. ROTHE nur auf Gomera, Teneriffa und Gran Canaria verbreitet sein.

Die Zentralinseln, Teneriffa und Gran Canaria zeigen große Zentralvulkane aus trachytisch-phonolithischen Serien mit zugehörigem subvulkanischem Stockwerk; ihre Förderung setzt auf Gran Canaria nach den älteren Plateau-Basalten ein und reicht zeitlich etwa an die Las Palmas-Terrasse (Helvet) heran. Auf Teneriffa scheint der trachytisch-phonolithische Vulkanismus erst über den jüngeren Plateau-Basalten einzusetzen. Der Cañadas-Kegel wird aufgebaut; er wird durch Caldera-Bildung zerstört und der junge Teide-Kegel bildet sich, vielleicht bis in das 15. Jht. tätig. Teneriffa zeigt, daß der trachytisch-phonolithische Vulkanismus bis in die Gegenwart dauert und daneben, außerhalb des Zentralvulkans, auch noch basaltischer Vulkanismus existiert.

Der junge basaltische Vulkanismus (Quartär—Gegenwart) ergreift alle Canarischen Inseln (ausgenommen vielleicht Gomera); er zeigt Strato-vulkane, Schlackenkegel und Lavaergüsse, je jünger, desto besser erhalten, in jüngster Zeit vor allem von strombolianischem Charakter; dieser junge basaltische Vulkanismus (Basaltische Serien III u. IV, vielleicht auch II der spanischen Nomenklatur) ist zweifellos Folge tektonischer Bewegungen, die das Basaltplateau (oder den Bereich der großen Schildvulkane) am Rande NW-Afrikas, (mit diesem zweifellos mehrmals im Neogen verbunden, zerstückeln. Das hat ja H. HAUSEN auch so ganz ähnlich gesehen.

Die Canaren zeigen in den Plateau-Basalten ähnliches, einheitliches, wohl zeitlich leicht verschiedenes Geschehen; in der Zeit der jungen Basalte sind die Canaren wieder einheitlich gestaltet; nur Teneriffa und Gran Canaria zeigen mit ihrem Phonolith-Vulkanismus eigene Wege für einen bestimmten Zeitraum, für eine bestimmte Phase, in die auch die Transgression des marinen Miozäns zeitlich hineinfallen könnte. Dieses recht einheitliche Geschehen, zeitlich immer wieder unterbrochen, nimmt nicht Rücksicht auf den Sockel, der nur die Ost-Canaren unterlagern soll; er nimmt nicht Rücksicht auf die postulierte ozeanische Entstehung der übrigen Inseln. Dies erscheint uns auch darin bekräftigt, daß die Plateau-Basalte, wie die jüngeren Basalte der Ost-, Zentral- und West-Canaren petrochemisch ziemlich uniform sind. Außern sich also postulierte Unterschiede des Tiefenbaues nicht im vulkanischen Geschehen des Archipels, so sind auch die Aussagen der Oberflächengeologie der Canaren bescheiden, da sie nur „bescheidene Reste einstiger Pracht“ sind und die Zusammenhänge, die sie trennenden Zonen etc. unter dem Atlantik liegen und nicht beobachtbar sind. Vielleicht sollen wir noch anführen, daß die Vulkanite der südatlantischen Inseln nach R. C. MITCHELL-THOMÉ 1970 ebenfalls monotone Gesteins-Vergesellschaftungen mit Basalten, Phonolithen und Trachyten aufweisen; die radiometrischen Messungen zeigen Werte bis etwa 18 Mio. Jahre; es liegen also die Canarischen Inseln auch im Spektrum dieser Daten.

Wandern der Eruptionszentren spielt im vulkanischen Geschehen und so auch im Canarischen Archipel eine große Rolle; F. MACHADO vertritt auch für den jüngsten Vulkanismus ein Wandern, der in seinen Zyklen im 18., 19. und 20. Jht. immer ein Ausgehen von den Canaren zeigt; er greift dann auf die Capverden (Fogo) über, um jeweils auf den Azoren zu enden. Diese Zyklen könnten von Langperioden-Komponenten der Erdzeiten abhängig sein.

Sucht man für die geologische Situation der Canaren Vergleichsobjekte, so bietet sich wohl vor allem der Bereich Ostafrikas an. Ostafrika mit seinen Riftvalleys, die im Sinne der ocean floor spreading-Theorie das beginnende Zerreißen, Zergleiten Ostafrikas anzeigen, aber auch den zugehörigen Magmatismus noch im unmittelbaren, beobachtbaren Zusammenhang aufweisen.

Vor allem ab Dogger kommt es an den ostafrikanischen Küsten zu wiederholten marinen Transgressionen, unterbrochen von Regressionen, die z. T. das Geschehen im angrenzenden Tafelbereich widerspiegeln. An der Wende Kreide—Tertiär scheint die Bildung des ostafrikanischen Grabenbruch-Systems zu liegen, mit seinem westlichen Ast, mit der magmatisch besonders reich ausgestatteten Grabenzone und mit der östlichen Störungzone, die den Küstenabbrüchen entspricht.

Ab Oberkreide gibt es nun Arealergüsse, natürlich mit Pausen, mit Unterbrechungen; diese Ergüsse gehen von den Bruchzonen aus. An diesen Bruchzonen werden bis zu 100 km breite Zonen staffelförmig etliche hundert Meter und noch mehr abgesenkt. Von diesen Spalten ausgehend ergießen sich oft und oft rasch weithin fließende Laven auf die afrikanische Tafel, auf das ostafrikanische Hochland und in die taphrogenetisch betroffenen Grabenzonen. Die Gesteinsserien gehören mit wenigen Ausnahmen der atlantischen Magmenprovinz an; die Variationsbreite liegt zwischen Basalten, Trachyten und Phonolithen, in mehrfacher zyklischer Wiederholung. Eine Zyklik, deren Motorik von der Taphrogenese des ostafrikanischen Bruchsystems bestimmt wird. In den jüngsten Stadien werden nun die Grabenränder, aber auch die Graben-Tiefzonen mit zahlreichen, kleineren Vulkanbauten besetzt. Die Ränder der Grabenzonen werden von z. T. mit diesen parallelen, im Hochland liegenden Störungszonen begleitet; andere Bruchsysteme stehen senkrecht auf die Grabensysteme (generell W—E), gehen von diesen aus. Und gerade diese Störungssysteme, die etliche Zehner von Kilometern von den mobilen Grabenrändern abliegen, sind wieder mit Vulkanbauten besetzt; an ihnen, vor allem an Kreuzungspunkten, liegen auch die ostafrikanischen Großvulkane, die Einzelgänger sind, — ähnlich den Zentralvulkanen auf Teneriffa und Gran Canaria. Mt. Kenya, Mt. Elgon und Kilimanjaro stehen im „Respektabstand“ zum Riftvalley. Es sind große Stratovulkane, Zentralvulkane, deren Entstehung etwa an der Tertiär/Quartär-Grenze einsetzt und z. T. bis in die Gegenwart andauert. Der Mt. Kenya zeigt Folgen, die von Basalten über

Rhombenporphyre, Trachyte und Phonolithe wiederum bis zu Basalten in den jüngsten Parasitär-Kegeln reichen. Auch der Kilimanjaro zeigt mehr salische Folgen mit Trachybasalten, Rhombenporphyren, Phonolithen bis zu Nephelin-Rhombenporphyren. Auch zeigen diese Riesenvulkane, z. B. Mt. Kenya und Kilimanjaro subvulkanische Stöcke von Nephelinsyeniten. Auch soll nicht unerwähnt bleiben, daß das Präkambrium des ostafrikanischen Hochlandes, das die Riftvalleys begleitet, von Ringstrukturen mit Intrusionen von Alkalisyeniten und Karbonatiten gekennzeichnet wird.

Die Grabenbruchsysteme bedingen also Arealergüsse; die Spaltenergüsse der Plateau-Basalte der Canaren könnten vielleicht auf ähnliche, tiefen-tektonisch aktive Zonen zurückgeführt werden, deren Tätigkeit nur aus den Gegebenheiten des Basalkomplexes abgeleitet werden kann. Wir sehen aber in Ostafrika, daß solche Arealergüsse subaerisch, also kontinental sind. Wir sehen dort auch die mehr salischen Riesenvulkane bis 100 km abgelegen von den taphrogenen Zonen; das könnte auch auf Teneriffa und Gran Canaria der Fall sein; nur sind dort die Bruchsysteme nicht zu beobachten. Auch soll nicht verschwiegen werden, daß dem Bereiche der Canaren die starke seismische Aktivität, wie für das ostafrikanische Grabensystem typisch, anscheinend fehlt. Das ostafrikanische Grabensystem bedingt aber die Motorik und gibt die Initiative für ein magmatisches Geschehen; gerade dieser Umstand bietet uns für den Canarischen Archipel recht ansprechende Vergleichsmöglichkeiten. Der Magmatismus in den kontinentalen Schollen und in seinen Randbereichen folgt also großen, weit- und tiefreichenden, aber auch lange dauernden Bruchvorgängen, die aber keine Abhängigkeit von und keinen Zusammenhang mit der orogenen Zyklik zeigen: Gleichförmiges, länger anhaltendes Geschehen, das sich in einer bestimmten Variationsbreite abspielt und kaum für größere Überraschungen sorgt.

Anders im Orogen: Hier bestimmt die orogene Zyklik, die vom Geosynklynal-Stadium über die orogenen Phasen bis zur Kratogenisierung reicht. Gerade an diese letzten epirogenen Phasen mit ihren Hebungsvorgängen und Bruchzerstückelung ist der junge, subsequente und finale Magmatismus (vor allem Vulkanismus) gebunden, so auch in den Apennin-Ketten. Die Schollenabbruchstektonik vor allem des Tyrrhenischen Rücklandes spielt da die entscheidende Rolle.

Die Verhältnisse der süditalienischen Vulkangebiete hat zuletzt H. PICHLER 1970 überzeugend dargestellt. Entlang der W-Seite des Apennin zieht von der Toscana bis zum Golf von Neapel eine Kette jungmagmatischer Bereiche, die Toscanische-, die Romanische- und die Campanische Provinz, die noch in Einzel- und Sonderbereiche untergliedert werden können. Weiter im S liegt der Monte Vulture, der einzige Vulkanbereich, der im Vorland der Apennin-Ketten liegt. An der Innenseite des Kalabro-Peloritanischen Massives liegen, der N-Küste Siziliens vorgelagert, die Aolischen Inseln. Im südlichen Vorland der sizilianischen Orogenzonen liegt die Sizi-

lianische Provinz mit Ätna, den Monti Iblei und den älteren südostsizilianischen Vulkanbereichen, sowie mit den Vulkan-Inseln Pantelleria und Linosa, die in der Straße von Tunis gelegen sind.

Diese spätorogenen Vulkangebiete wurden vor allem etwa an der Tertiär/Quartär-Grenze aktiv und reichen z. T. bis in die Gegenwart. Der Vulkanismus wird ganz allgemein von der Toscana gegen S immer jünger, wobei aber auch hier Ausnahmen die Regel bestätigen.

Die älteren, toscanischen Magmatite (Pliozän—Altquartär) zählen generell zur Kalkalkali-Reihe, während die jüngeren Magmatite der Romanischen und Campanischen Provinz der mediterranen Sippe mit K-Vormacht angehören. In diesen Bereichen spielen regionale Anatexis, Assimilation von Sedimentiten, sowie Filtrations-Differentiation oder auch pneumatolytische Differentiation eine große Rolle. Die große Gesteinsvariabilität kann so erklärt werden. Kleine Magmenreste haben so ihre eigenständige Entwicklung.

Die Äolischen Inseln zeigen einerseits stark- bis mittelpazifischen, andererseits — dies gilt für Stromboli und Vulcano — schwach pazifischen bis mittelmediterranen Charakter; in der ersten Gruppe rechnet man mit sekundären Magmen anatektischer Herkunft, in der zweiten Gruppe mit hybriden Schmelzen. So wird auch der Kontrast von normalen zu reversen Ausscheidungsfolgen (auf Vulcano und Stromboli) verständlich.

Dieses im Orogen in Erscheinungsbild, zeitlichem Auftreten, Lithologie, Ausscheidungsfolge und Chemismus so bunte magmatische Geschehen, wie es noch die Äolischen Inseln zeigen, steht im starken Gegensatz zur wenige Zehner von Kilometern weiter südlich liegenden Sizilianischen Provinz: Hier liegen im sizilianischen Vorland die Abkömmlinge von primären, basaltischen subkrustalen Schmelzen der atlantischen Provinz. Fast alle übrigen mittel- und süditalienischen Vulkangebiete entstammen Magmen sialisch-anatektischer Entstehung. Das mediterrane Stamm-Magma hätte nach H. PICHLER latitischen Chemismus.

Die sizilianische Provinz zeigt wieder die Einförmigkeit des Vorland-Vulkanismus; ähnliche Laven werden seit der Trias (aus Bohrungen der Ölfelder Gela und Ragusa bekannt) gefördert, wobei sich die vulkanische Tätigkeit des Ätna-Bereiches von der Trias bis in die Jetztzeit von S nach N verlagert; diese Nordverlagerung des vulkanischen Geschehens im Vorland geht der Verengung im Apennin-Orogen und dem Vorschub der Deckenelemente nach außen (nach S) parallel.

Was wir im Bereiche Siziliens und der Äolischen Inseln im Kleinbereiche sehen, können wir auch im überregionalen Vergleich Süditalienische Vulkane — Canarische Inseln sehen. Dieser Vergleich, eine Erinnerung an Altbekanntes, sollte vor allem die Möglichkeiten und die Gesetzmäßigkeiten des magmatischen Geschehens in diesen beiden Bereichen in Form einer Inventarübersicht bringen.

**Literaturhinweise:**

- Agostini, L., Aguilar, M., Bravo, T., Castañón, A., Coelle, J., Cendréro, A., Fúster, J. Ma., Hernández-Pacheco, A., Lopez-Ruiz, J. & Sánchez Ceia, V.: Geologische Karte der Insel Fuerteventura, 1:100.000. — Inst. geol. y min. de Esp., Madrid (1968).
- Aguilar, M., Bravo, T., Castañón, A., Coello, J., Fúster, J. Ma., Herrero, F., Pignetelli, R. & Sánchez-Soria, P.: Geologische Karte der Insel Lanzarote, 1:100.000. — Inst. geol. y min. de Esp., Madrid (1968).
- Alonso, D. U., Araña, V., Brandle, L., Fúster, J. Ma., Hernández-Pacheco, A., Navarro, M. & Rodríguez Badiola, E.: Geologische Karte der Insel Gran Canaria 1:100.000. — Inst. geol. y min. de Esp., Madrid (1968).
- Alonso, U., Araña, V., Brandle, J. L., Bravo, T., Cendréro, A., Coello, J., Fúster, J. Ma., Hernández-Pacheco, A., Martín, M. & Navarro, J. M.: Geologische Karte der Insel Teneriffa, 1:100.000. — Inst. geol. y min. de Esp., Madrid (1968).\*)
- Abdel-Monem, A., Watkins, N. D. & Gast, P. W.: K-Ar-Geochronology and Paleomagnetic Studies of the Volcanism on the Canary Islands. — Geol. Soc. of America, 1967 Meeting, New Orleans 1967.
- Araña, V.: Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). — Estud. Geol. Inst. „L. Mallada“, Madrid 27 (1971) 2, S. 95—135, 42 Abb., 2 K., 75 Lit.
- Benitez-Padilla, S.: Sintesis geológica del Archipiélago Canario. — Estud. Geol. Inst. „La Mallada“, Madrid 5 (1945).
- Blumenthal, M. M.: Rasgos principales de la geología de las islas Canarias con datos sobre Madeira. — Bol. Inst. Geol. Min. de Esp., Madrid 72 (1961), S. 5—127.
- Bourcart, J. & Jérémime, E.: La Grande Canarie. Étude géologique et lithologique. — Bull. volcanol., Ser. II, Napoli 2 (1937), 1—77, 8 Taf., 1 K.
- Bourcart, J.: Géologie des Iles Atlantides. — Mém. Soc. Biogéogr., Paris 8 (1946), 9—40.
- Bravo, T.: Geografía general de las Islas Canarias. — Tomo I und II. — Goya Edic., Santa Cruz de Tenerife 1954 bzw. 1964.
- Buch, L. v.: Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln (mit Atlas). — Druck d. Königl. Akad. Wsch., Berlin (1825), 201 S.
- Burri, C.: Petrochemie der Kapverden und Vergleich des kapverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlandes. — Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt., Basel 40 (1960) 1.
- Calderón y Arana, S.: Edad geológica de las Islas Atlánticas y su relación con los continentes. — Bol. Soc. Geogr., Madrid 5 (1884) 9, 377—399.
- Cendréro Uceda, A.: Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de la Gomera (Canarias). — Estud. Geol., Inst. „L. Mallada“, Madrid 27 (1971) 1, S. 3—73, 54 Abb., 1 K., 74 Lit.
- Choubert, G. & A. Faure Muret: Carte tectonique de l'Afrique, 1:15.000.000. — Unesco, Paris 1968.
- Dittler, E. & A. Köhler: Mineralogisch-petrographische Notizen vom Pico de Teide. — Cbl. f. Min., A, Stuttgart (1967) 4.
- Driscoll, E. M., Hendry, G. L. & Tinkler, K. J.: The geology and geomorphology of Los Ajachus, Lanzarote. — Geol. Journ., Liverpool 4 (1965) 2, 321—334.
- Fernandez-Navarro, L.: Iles Canaries. — Exkurs. A 7, XIV. Congr. géol. Internat., Madrid (1926), 122 S.

\*) Es gibt von einigen der Canarischen Inseln auch einige geologische Karten 1:50.000, erschienen im gleichen Institut.

- Fritsch, K. v. & Reiss, W.: Geologische Beschreibung der Insel Teneriffa. — Verl. Wurster & Co., Winterthur 1868, 496 S.
- Fritsch, K. v.: Über die ostatlantischen Inselgruppen. — Ber. Senck. Natf. Ges., Frankfurt/M (1870), 72—113.
- Furon, R.: Esquisse structural provisoire de l'Afrique. 1 : 10,000,000. — Congr. Géolog. Internat., Assoc. Serv. Géolog. Africains, Paris 1958.
- Furon, R.: Géologie de l'Afrique. — 2e éd. — Verl. Payot, Paris (1960), 400 S. 32 Abb.
- Fúster, J. Ma., Garcia Cacho, L., Hernández-Pacheco, A. & Muñoz-García, M.: Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria. — Inst. „L. Mallada“, Madrid 1968.
- Fúster, J. Ma., Fernández Santín, S. & Sagredo, J.: Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote. — Inst. „L. Mallada“, Madrid 1868, 177 S., 64 Fig., 11 Tab. (m. engl. Übersetzung).
- Fúster, J. Ma., Araña, V., Brande, J. L., Navarro, M., Alonso, U. & Aparicio, A.: Geología y volcanología de las islas Canarias. Tenerife. — Inst. „L. Mallada“, Madrid (1968), 218 S., 107 Abb., 11 Tab., 86 Lit. (m. engl. Übersetzung).
- Fúster, J. Ma., Cendréro A., Gastesi, P., Ibarrola, E. & Lopez Ruiz, J.: Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Fuerteventura. — Inst. „L. Mallada“, Madrid (1968); m. engl. Übersetzung.
- Gagel, C.: Die mittelatlantischen Vulkaninseln. — Handb. Reg. Geol., Verl. Winter, Heidelberg 7 (1910) 10, 1—32, 18 Abb.
- Gastesi, P., Hernández-Pacheco, A. & Muñoz, M.: Las rocas holocristallinas de la Caldera de Taburiente, Isla de la Palma (Canarias). — Est. geol. Inst. „L. Mallada“, Madrid 22 (1966) 1/2, 113—134, 22 Abb., 2 Beil., 20 Lit. (m. engl. Zusammenf.).
- Gastesi Bascuñana, P.: El complejo plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). — Estud. Geolog., Inst. „L. Mallada“, Madrid 25 (1969) 1/2, S. 1—51, 50 Abb., 9 Tab., 43 Lit. (m. engl. Zusammenf.).
- Hartung, G.: Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. — N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Natw., Zürich 15 (1857) 4, 1—168, 11 Taf.
- Hausen, H.: Contributions to the Geology of Tenerife. — Soc. sci. Fenn., Comm. phys.-math., Helsinki 18 (1956) 1, 1—254, 33 Abb., 7 Taf., 1 K., 110 Lit.
- Hausen, H.: On the Geology of Fuerteventura. — Soc. sci. Fenn., Comm. phys.-math., Helsinki 22 (1958) 1, 1—211, 16 Taf., 11 Abb., 1 K. (1 : 300.000), 49 Lit.
- Hausen, H.: On the Geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipelago). — Soc. sci. Fenn., Comm. phys.-math., Helsinki 23 (1959) 4, 1—116, 12 Abb., 7 Taf., 1 K., 21 Lit.
- Hausen, H.: New Contributions to the Geology of Gran Canary (Gran Canaria). — Soc. sci. Fenn., Comm. phys.-math., Helsinki 27 (1962) 1, 1—418, 37 Fig., 18 Taf., 1 K. (1 : 200.000), 72 Lit.
- Ibarrola Muñoz, E.: Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales. — Estud. Geolog., Inst. „L. Mallada“, Madrid 26 (1970) 4, S. 337—399, 64. Abb., 50 Tab., 78 Lit. (m. engl. Zusammenf.).
- Jérémine, E.: Contribution à l'étude pétrographique des trois Iles de l'archipel Canarien—Tenerife, La Palma, Gran Canaria. — Bull. Soc. France minér., Paris 56 (1933) 4/5, 189—261, 4 Taf. etc.
- Klug, H.: Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. — Habil-Schr., Kiel (1965), 222 S.
- Krejci-Graf, K.: Die mittelalterlichen Vulkaninseln. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Wien 57 (1964) 2, 1965, 401—421, 57 Lit.

- Kubiena, W. L.: Materialien zur Geschichte der Bodenbildung auf den Westkanaren (unter Einschluß von Gran Canaria). — VI. Congr. Soc. du Sol, Paris 5 (1956) 38, 241—246, 2 Fig.
- Lecointre, Tinkler & Richards: The marine Quarternary of the Canary Islands. — Acad. Nat. Sci. of Philadelphia, Philadelphia 119 (1967) 8, 325—349.
- Lotze, F.: Das Bauschema der Insel Gran Canaria (Kanarische Inseln). — N. Jb. f. Geol. u. Pal., Mon. H., Stuttgart (1970) 12, S 701—704, 3 Lit.
- Lyell, Ch.: Elements of Geology. — 6th Ed. — Verl. John Murray, London (1865), 794 S., 770 Abb.
- Machado, F.: Sequências eruptivas des Canárias, Cabo Verde e Açores. — Bol. Soc. Geol. Portugal, Lisboa 16 (1966), 11—18, 2 Fig., 2 Taf., 7 Lit.
- Machado, F.: Erupções da ilha de La Palma (Canárias). — Bol. Mus. e Lab. Miner. e Geol., Fac. Cienc., Lisboa 9 (1963) 2, 143—156, 4 Abb., 2 Tab., 4 Taf., 11 Lit.
- Martel, M.: Genesis des Archipelago Canario. — Est. Geol. Inst. „L. Mallada“, Madrid 7 (1951).
- Matznetter, J.: Die Kanarischen Inseln. Wirtschaftsgeschichte und Agrar-geographie. — Peterm. Geogr. Mitt., Erg. H., Gotha 266 (1958), 192 S., 22 Abb., 5 Taf.
- Medwenitsch, W.: Zur Geologie der süditalienischen Vulkane. Exkursionsführer. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Wien 59 (1966) 1, 1967, S. 1—120, 31 Abb., 25 Photos.
- Mitchell-Thomé, R. C.: Geology of the Southatlantic Islands. — Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1970.
- Navarro, J. M., Aparicio, A. & Garcia Cacho, L.: Estudio de los depósitos sedimentarios de Tafira a Las Palmas. — Estud. Geolog., Inst. „L. Mallada“, Madrid 25 (1969) 3/4, S. 235—248, 1 Tab., 15 Abb., 1 K., 20 Lit.
- Pichler, H.: Italienische Vulkan-Gebiete I (Somma-Vesuv, Latium, Toscana) und II (Phlegräische Felder, Ischia, Ponza-Inseln, Roccamarina). — Samml. Geol. Führer Bd. 51 u. 52, Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin/Stuttgart (1970); Bd. I: 258 S., 48 Abb., 9 Tab., 9 Taf.; Bd. II: 186 S., 50 Abb., 8 Tab., 6 Taf.
- Rittmann, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. 2. Aufl. — (Enke), Stuttgart (1960).
- Rothe, P.: Zum Alter des Vulkanismus auf den östlichen Kanaren. — Soc. Sc. Fenn., Comm. Phys. math., Helsinki 31 (1966) 13, 1—80, 12 Abb., 2 Fig., 5 Tab., 1 K., 110 Lit.
- Rothe, P.: Petrographische Untersuchungen an Basalten und Trachyandesiten. Ein Beitrag zur Vulkan-Stratigraphie von Lanzarote (Kanarische Inseln, Spanien). — N. Jb. f. Min., Mh., Stuttgart (1967), 71—84, 9 Abb., 2 Tab., 12 Lit.
- Rothe, P.: Mesozoische Flyschablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura. — Geol. Rsch., Stuttgart 58 (1968) 1, 314—332, 8 Abb., 27 Lit.
- Rothe, P. & Schmincke, H.-U.: Contrasting Origins of the Eastern and Western Islands of the Canarian Archipelago. — Nature, London 218 (1968), 1152—1154, 2 Abb. (20 Lit.).
- Rothpletz, A. & Simonelli, V.: Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. — Z. Dt. Geol. Ges., Berlin 42 (1890), 677—736, 2 Taf.
- Sagredo Ruiz, J.: Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramaficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura. — Est. Geol. Inst. „L. Mallada“, Madrid 25 (1969) 3/4, S. 189—233, 2 Taf., 17 Tab., 37 Abb., 49 Lit. (m. engl. Zusammenf.).
- Sangil, M. M.: Genesis del Archipelago Canario. — Inst. „L. Mallada“, Madrid 13 (1951), 69—79.
- Sapper, K.: Vulkankunde. — Stuttgart (1927), 424 S., 32 Fig., 30 Taf., 4 K.



- Schmincke, H.-U. & Swanson, D. A.: Eine alte Caldera auf Gran Canaria. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Stuttgart (1966), 260—269, 6 Abb., 21 Lit.
- Schmincke, H.-U.: Cone sheet swarm, resurgence of Tejada caldera and the early geologic history of Gran Canaria. — Bull. volc., Napoli 31 (1967), 153—162, 1 Abb., 14 Lit.
- Schmincke, H.-U.: Faulting versus Erosion and the Reconstruction of the Mid-Miocene Shield Volcano of Gran Canaria. — Geol. Mitt., Aachen 8 (1967) 1, 1968, 23—50, 26 Abb., 26 Lit.
- Schmincke, H.-U.: Pliozäne, subtropische Vegetation auf Gran Canaria. — Naturwiss., Berlin/Heidelberg/N. York, 55 (1968) 4, 185—186, 6 Lit.
- Simony, O.: Die Canarischen Inseln, insbesondere Lanzarote und die Isletas. — Schr. Ver. Verbr. Natw. Kenntn., Wien 32 (1892), 325—398, 10 Taf.
- Smulikowski, K., Polanski, A. & Tomkiewicz, M.: Contribution à la pétrographie des Iles Canaries. — Arch. Mineral. Soc. Sci. Varsovie, Warszawa 15 (1945), 57—145, 10 Abb.
- Staub, R.: Über Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos. — Ecl. geol. Helv., Basel 20 (1926) 2, 275—288, 2 Taf.
- Tinkler, K. J.: Volcanic chronology of Lanzarote (Canary Islands). — Nature, London 209 (1966) 5028, S. 1122—1123, 1 Fig.
- Vuagnat, M.: Sur la présence de laves sous-marines dans le soubassement de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canaries). — Arch. Sci., Genève 14 (1961) 1, 143—148.
- Watkins, N. D., Richardson, A. & Mason, R. G.: Paleomagnetism of the Macaronesian Insular Region; The Canary Islands. — Earth & Planet. Sci. Lett. 1 (1966), 225—231.
- Wolff, F. v.: Der Vulkanismus. — II. Bd., Spez. Teil, 2. Teil, 1 Lfrg, der Atlantische Ozean. — Stuttgart (1931), 829 S, 89 Abb., 2 Taf.
- Zeuner, F. E.: Lines costeras del pleistoceno en las Islas Canarias. — An. Est. Atlant., Madrid/Las Palmas 4 (1958), 9—16, 2 Tab.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Juli 1971

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1970

Band/Volume: [63](#)

Autor(en)/Author(s): Medwenitsch Walter

Artikel/Article: [Zur Geologie und regionalen Stellung der Canarischen Inseln. 160-184](#)