

# **Vulkanismus und Gesteinsbildung im Lichte neuer erdwissenschaftlicher Hypothesen**

Von H. Wieseneder, Wien

Vortrag, gehalten am 23. November 1977

In den letzten 20 Jahren wurden die Erdwissenschaften durch spektakuläre Forschungsergebnisse grundlegend revolutioniert. Dieser Fortschritt ist bedingt durch die Ausdehnung der geophysikalischen und geologisch-petrologischen Forschungen auf die Ozeanbecken. Die Synthese dieser Forschungsergebnisse präsentiert sich in der Hypothese des "Sea Floor Spreading" und der Plattentektonik. In diese Hypothesen sind allerdings Forschungsergebnisse von nahezu 100 Jahren eingegangen. Besonders das Werk A. WEGENER's (1915) ist hervorzuheben. Seine Hypothese der Kontinentalverschiebungen ist, wenn auch in stark veränderter Form, in die Plattentektonik eingegangen. Des großen österreichischen Geologen O. AMPFERER (1906) sei hier gedacht, dessen „Ver-

schluckungszonen“ weitgehend den Subduktionszonen der Sea Floor Spreading Hypothese entsprechen.

Ein Blick auf die Weltkarte (Fig. 1) läßt die wesentlichen geologischen Strukturelemente der Erde erkennen. Die zentralozeanischen Schwellensysteme mit einer Länge von über 40.000 km, einer mittleren Höhe über den Ozeanböden von 2,5 km und einer durchschnittlichen Breite von 1300 km an der Basis sind die bedeutendsten mor-

### DIE WICHTIGSTEN PETROTEKTONISCHEN EINHEITEN DER ERDE

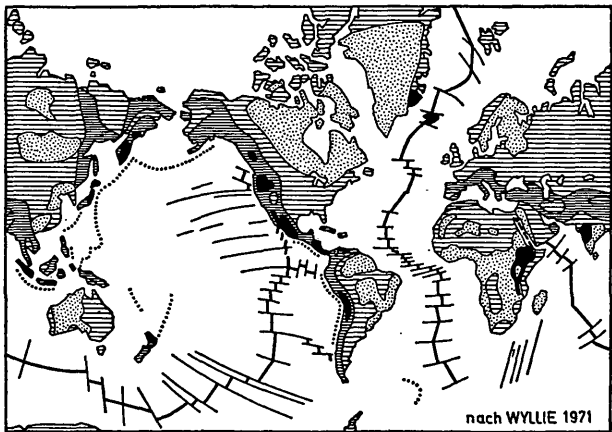


Fig. 1



phologischen Gebilde der Erde überhaupt. Tiefseetröge und Inselgirlanden (Aleuten, Kamtschatka, Kurilen, Japan, Philippinen, Sunda Archipel, Kermadec- und Tonga-Graben sowie die westlich von Nord- und Südamerika gelegenen Tiefseegräben) sind vorwiegend an die küstennahen Regionen des Pazifischen Ozeans gebunden. Im Atlantik wird nur der Kariben- und der Scotia-bogen, und im Mittelmeer der Kykladenbogen von Tiefseegräben begleitet. Das jungmesozoisch-tertiär gefaltete alpidische Gebirgssystem zwischen den euroasiatischen und den afrikanisch-indischen Kontinentalmassen gelegen, sowie das gleichalte zirkumpazifische Gebirgssystem spielen in dem hier behandelten Thema eine wichtige Rolle. Die angeführten Gebiete der Erde sind zugleich die wichtigsten Zonen seismischer und vulkanischer Aktivität.

Die meisten ozeanischen Inseln bestehen aus tätigen oder erloschenen Vulkanen. Petrographisch setzen sie sich aus Basalten und Differentiationsprodukten basaltischer Schmelzen zusammen. Auch die zentralozeanischen Rücken und der Untergrund der Ozeanböden bestehen vorwiegend aus Basalten. Basaltischer Vulkanismus ist aber auch in Kontinentalgebieten weit verbreitet. Besonders eindrucksvoll sind die riesigen, ganze Länder überflutenden Basaltmassen aus dem Mesozoikum und Känozoikum. Hierher gehören die eine Fläche von ca. 300.000 km<sup>2</sup> einnehmenden kretazisch-

eozänen Dekkan Basalte Indiens. Sie bestehen aus einer Vielzahl von Basaltdecken, die aus tiefreichenden Spalten gefördert wurden. Von ähnlichen Dimensionen sind die Basalte der Columbia-Snake River Ebenen von Washington, Oregon und Idaho in Nordamerika. Weitere Beispiele sind die jurassischen Stormberg Laven Südafrikas, die triassischen „Traps“ von New Jersey, die jurassischen Paraná Basalte Südamerikas und die gewaltigen Basaltmassen Sibiriens. Als rezente Bildungen sind so große Mengen vulkanischer Gesteine nicht bekannt. Ihre Entstehung hängt mit dem Zerbrechen und Auseinanderdriften eines oder zweier Großkontinente (Pangaea) am Ende der Paläozoikums zusammen.

An tektonische Störungszonen und Gräben im Bereich der Kontinente, z. B. Oslograben, Rheingraben, Böhmisches Mittelgebirge, Ostafrikanisches Grabensystem, sind ebenfalls, und zwar meist alkalibetonte Vulkangebiete gebunden. In sehr typischer Weise tritt am Ende der Orogenese von Faltengebirgen, und zwar auf der Innenseite der Gebirgsbögen, alkalibetonter Vulkanismus auf. Ein Beispiel hierfür ist der burgenländisch-steirische mio-pliozäne Vulkanbogen, der bis zum Platten-see in Ungarn reicht.

Ausschließlich im Bereich der konsolidierten kontinentalen Kruste kommen magmatische Gesteine vor, die offensichtlich in großer Tiefe gebildet wurden und durch vulkanische, teilweise

explosionsartig ablaufende Prozesse bis an die Oberfläche oder bis nahe an diese gelangen. Bei den Gesteinen handelt es sich um Kimberlite (Glimmerperidotite), die als Muttergesteine der unter hohem Druck gebildeten Diamanten besonders interessant sind, ferner um extrem kalireiche Vulkanite sowie um die vorwiegend aus Karbonaten bestehenden Carbonatite.

### Basalte

Die weitaus vorherrschenden vulkanischen Gesteine sind Basalte; die meisten anderen Vulkanite können durch Differentiationsvorgänge aus basaltischen Magmen abgeleitet werden. Es gibt vier charakteristische Basalttypen, die für bestimmte Gesteinsprovinzen typisch sind. Ihre mineralogisch-petrologische Kennzeichnung läßt sich am besten an der von TILLEY und YODER (1962) entworfenen Tetraederdarstellung erläutern (Fig. 2). Basalte, deren Zusammensetzung in die Pyramide Cpx-En-Ab/An-SiO<sub>2</sub> fällt, sind an SiO<sub>2</sub> übersättigt; sie enthalten Quarz oder SiO<sub>2</sub>-reiches Glas und Orthopyroxen. Olivin fehlt oder steht mit der Grundmasse in Reaktionsbeziehung. Solche Gesteine werden nach einem Vorkommen im Tholeyer Tal des Saar-Nahe Gebietes als Tholeiite bezeichnet. Diese Gesteine sind besonders in den großen Basaltdecken der Kontinente weit verbreitet, fehlen aber auch im ozeanischen Bereich nicht.

## BASALTTETRAEDER nach TILLEY-YODER (1962)

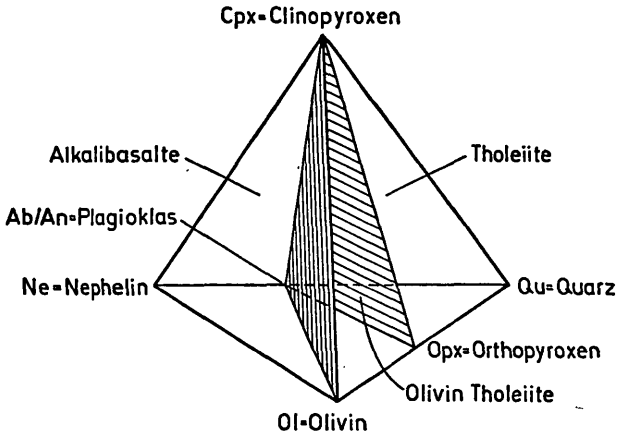


Fig. 2

Basalte, deren Zusammensetzung in die Pyramide Ab/An-Fo-En-Cpx fällt, werden als Olivin-Tholeiite bezeichnet. Die Koexistenz von Orthopyroxen und Olivin ist für sie kennzeichnend. Mit niedrigem  $K_2O$ -Gehalt und einer an Chondrite erinnernden Spurenelementverteilung sind sie für die ozeanischen Tiefseeböden charakteristisch. Chondrite sind Meteorite, die aus Chondren (Kügelchen) aufgebaut sind und als besonders ursprüngliches Material des Sonnensystems gelten. Basalte mit einem  $Al_2O_3$ -Gehalt zwischen 15% und 18% werden als aluminiumreiche Basalte (high alumina basalts) bezeichnet. Der hohe Al-

Gehalt geht auf einen höheren Gehalt an Anorthit reichen Plagioklasen zurück. Solche Gesteine sind aus dem ozeanischen und aus dem kontinentalen Bereich bekannt. Gesteine, deren mineralogische Zusammensetzung in die Pyramide Cpx-Fo-Ab/An-Ne fällt, enthalten Olivin, Clinopyroxen, Plagioklase und Foide. Hier werden also Alkalibasalte, Tephrite und Basanite dargestellt. Plagioklasfreie Nephelinite und Leucitite fallen in das Dreieck Ne-Ol-Cpx.

### Das Erdinnere

Das Verständnis der vulkanischen Vorgänge und ihrer Beziehungen zu den neuen globalen erdwissenschaftlichen Hypothesen erfordert einige Grundkenntnisse des Aufbaues der Erde, die sich aus geophysikalischen Untersuchungen ergeben. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der von einem Erdbebenherd ausgehenden Erdbebenwellen hängt vor allem von der Dichte des durchlaufenen Materials ab. Von einem Stoßherd gehen Primär-(P-)Wellen aus, denen mit halber Geschwindigkeit Sekundär-(S-)Wellen folgen. Primärwellen sind den Schallwellen vergleichbar (Verdichtungs- und Verdünnungswellen). Die Sekundärwellen verhalten sich ähnlich wie Lichtwellen (Schwingungsrichtung senkrecht zur Fortpflanzungsrichtung). Weitere Wellenarten bleiben hier außer Betracht. Die Fortpflanzungsgeschwin-

digkeit der Erdbeben-(P-)Wellen beträgt in der kontinentalen Kruste um 6 km/Sek., im Erdmantel zwischen 8 und 12 km/Sek. Die Analyse des seismischen Verhaltens der Erde hat zur Auffindung von zwei Hauptdiskontinuitäten geführt; und zwar zu der im kontinentalen Bereich in 33 km Tiefe und im ozeanischen Bereich 8 km unter dem Ozeanboden gelegenen MOHOROVIČIĆ-Diskontinuität, und zu der in 2900 km Tiefe gelegenen WIECHERT-GUTENBERG-Diskontinuität. An diesen Grenzen ändern sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Erdbebenwellen sprunghaft; sie trennen das Erdinnere in Kruste, Mantel und Kern. Die kontinentale Kruste besteht vor allem aus Granitoiden, Migmatiten, Gneisen und Metamorphiten, die in der Tiefe von Dioriten und Gabbros bzw. deren metamorphen Äquivalenten abgelöst werden.

Anhaltspunkte über die Zusammensetzung des Erdmantels ergeben Einschlüsse in Alkalibasalten und Kimberliten, von denen man annehmen darf, daß sie aus großer Tiefe stammen. Auch die Dichte des Erdmantels, die sich wieder aus der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen ableiten läßt, ergibt Hinweise auf seine mögliche petrographische Zusammensetzung. Da die an Peridotit- und Eklogitproben gemessenen Fortpflanzungsgeschwindigkeiten von seismischen Wellen jenen im Erdmantel entsprechen, wird ange-



nommen, daß ähnliche Gesteine den Erdmantel zusammensetzen. Schwächere Unstetigkeitsflächen in 410 km, 650 km und in 1000 km Tiefe werden mit der Umwandlung von locker in dichter gepackte Mineralphasen erklärt; z. B. die Umwandlung von rhombischem Olivin in eine kubische Modifikation.

Aus der von CAVENDISH zum ersten Male bestimmten Gravitationskonstanten läßt sich die mittlere Dichte der Erde mit ca. 5,52 berechnen. Da die Dichte der Krusten -und vermuteten Mantelgesteine wesentlich geringer ist, muß die Dichte des Erdkerns bedeutend höher sein als der oben genannte Wert. Nimmt man an, daß die Eisenmeteorite Teile des Kernes eines zerstörten Planeten sind, so ist der Schluß naheliegend, daß der Erdkern vorwiegend aus nickelhaltigem Eisen besteht. Dies ist auch deshalb wahrscheinlich, weil bei dieser Annahme die integrierte Dichte der Erde ihrer Durchschnittsdichte entspricht.

Im Erdkern ist in 5150 km Tiefe eine weitere Unstetigkeitsfläche nachgewiesen worden, an der die Laufzeitgeschwindigkeit der P-Wellen absinkt, und die Transversalwellen erlöschen. Da sich letztere nur in festen Medien fortzupflanzen vermögen, wird angenommen, daß der durch die oben genannte Diskontinuität begrenzte äußere Erdkern schmelzflüssig ist. Strömungsvorgänge in dieser Zone sind mit großer Wahrscheinlichkeit Ursache des Magnetfeldes der Erde.

## Die Entstehung basaltischer Schmelzen

Da nach der geophysikalischen Forschung der Erdmantel aus festem Gesteinsmaterial besteht, müssen Gesteinsschmelzen sekundär in der Tiefe gebildet werden. Es gibt nach heutigen Vorstellungen keine Magmen im Erdinneren, die noch auf die Zeit der Entstehung unseres Planeten zurückgehen. Schon BOWEN (1928) hat eine partielle Aufschmelzung von Peridotiten als Quelle basaltischer Magmen angenommen.

Mehrere Autoren gehen von einem hypothetischen Gestein, Pyrolith, als Ausgangsmaterial der Basaltschmelzen aus. Nach RINGWOOD (1975) besteht es aus einem Teil Olivin-Tholeiit- und drei Teilen Peridotitsubstanz. Diese Annahme ist erforderlich, da die als Peridotite bekannten Gesteine zu wenig Al, Ca und Na enthalten, um bei der partiellen Aufschmelzung basaltische Magmen zu ergeben. Der postulierte Pyrolith würde aus den Mineralen Olivin, Orthopyroxen, Clinopyroxen und einem Al-reichen Mineral bestehen. In Abhängigkeit vom Druck bzw. von der Tiefe wäre dies bis in ca. 30 km Tiefe (10 kb) Plagioklas, zwischen 30 und 60 km Tiefe (10—27 kb) Spinell und bei noch höheren Drücken pyrop-reicher Granat. Auch die Pyroxene ändern mit zunehmendem Druck ihre Zusammensetzung, insbesondere wird Al, in Clinopyroxenen auch Na, in das Kristallgitter aufgenommen. Auch die an

sich geringen Wasserdampfdrücke beeinflussen die Mineralgleichgewichte.

Der Chemismus der bei der partiellen Aufschmelzung entstehenden Schmelzen hängt von der Mineralogie des Ausgangsmaterials, der Aufschmelztiefe, der Aufschmelzrate und von der Fraktionierung und Fraktionierungstiefe beim Aufstieg des Magmas ab. Unter Fraktionierung versteht man die Abscheidung von bereits auskristallisierten Mineralen in der aufsteigenden Schmelze. CARMICHAEL et al. (1974), RINGWOOD (1975) haben in zahlreichen Experimenten partielle Aufschmelzungs- und Fraktionierungsvorgänge untersucht. Partielles Aufschmelzen in geringer Tiefe führt zur Bildung von Quarz-Tholeiiten, in mittleren Tiefen führt der gleiche Vorgang zur Entstehung von Olivin-Tholeiiten, und in großen Tiefen zur Bildung von Alkali-Olivinbasalt-Schmelzen. Die Fraktionierung von Olivin-tholeiitischen Schmelzen führt nach Experimenten von RINGWOOD (1975) zu ähnlichen Ergebnissen. In geringer Tiefe werden durch die gravitative Absonderung von Olivin die Restschmelzen Quarz-Normativ. Fraktionierung in mittleren Tiefen führt zu Al-reichen Olivinbasalt-Magmen, während die Fraktionierung bei hohen Drücken die Entstehung von Alkalibasalt-Magmen begünstigt. In welchem Ausmaß partielle Aufschmelzung und Fraktionierung an den an der

Erdoberfläche auftretenden Vulkaniten beteiligt sind, ist eine noch in Diskussion befindliche Frage.

Als Ort der Entstehung der basaltischen Schmelzen wird eine geophysikalisch nachgewiesene Zone mit reduzierter seismischer Geschwindigkeit im oberen Erdmantel angenommen. Diese Zone liegt im ozeanischen Bereich in ungefähr 60 km Tiefe, im kontinentalen Bereich ist sie weniger gut ausgebildet und in ca. 200 km Tiefe nachgewiesen. Sie ist unter der Bezeichnung "low velocity layer" bekannt. Die Reduktion der seismischen Geschwindigkeit wird auf die Gegenwart eines magmatischen „Films“ zwischen den Mineralkörnern zurückgeführt. Dieser „Film“ wäre das Ergebnis der partiellen Aufschmelzung. Die Aufschmelzung erfordert eine Erhöhung der Temperatur und einen hohen Energieaufwand. Obwohl der Erdmantel aus festem Material besteht, werden von Geophysikern schon seit langem Konvektionsströmungen im Erdmantel postuliert. Solche sind als plastischer Fluß auch in kristallisierten Medien möglich. Auch die tektonischen Bewegungsvorgänge in tieferen Schichten der Erdkruste lassen sich als plastischer Fluß beschreiben. Konvektionszellen im Erdmantel sind nach H. HESS von bananenförmiger Gestalt, mit einem Längsdurchmesser von 10.000 bis 20.000 km und einem Querdurchmesser von 3000 bis 6000 km. Durch den aufsteigenden Ast einer solchen Zelle wird heißes Material aus tieferen Niveaus in höhere transportiert. Die da-

durch bedingte Druckentlastung führt zur Erniedrigung des Schmelzintervalls und damit zu einer teilweisen Aufschmelzung von Mantelmaterial.

### Das Werden der Ozeanböden

Für die Entwicklung der globalen Tektonik war das Studium der magnetischen Eigenschaften der Gesteine von entscheidender Bedeutung. Schon lange ist bekannt, daß den in Gesteinen, besonders Basalten, auftretenden akzessorischen Eisenmineralen (vor allem Magnetit) die Orientierung des herrschenden Magnetfeldes aufgeprägt wird, sobald die Temperatur von ca.  $500^{\circ}\text{C}$  (CURIE-Punkt) unterschritten wird. Ist das geologische Alter des Gesteins bekannt, so ist auch die Lage des Magnetfeldes für die Zeit der Gesteinsentstehung aus einer Schmelze zu ermitteln. Magnetische Minerale in Sedimentgesteinen zeigen die Tendenz, sich bei der Sedimentation ihrer Form nach zu orientieren. Bereits 1906 fand BRUHNES Gesteine, die, verglichen mit dem heutigen Magnetfeld, invers magnetisiert waren. Damals schenkte man dieser grundlegenden Entdeckung kaum Aufmerksamkeit. Inzwischen haben Untersuchungen ergeben, daß das Magnetfeld der Erde in mehr oder weniger regelmäßigen Zeitabständen von einigen Hunderttausend bis zu Millionen Jahren umgepolt wird. Auch in der Zwischenzeit sind die Magnetpole nicht fix, sondern wandern, was durch die Änderung der Deklination im Laufe

eines Menschenlebens leicht festgestellt werden kann. Ursache dieser spektakulären Erscheinungen sind wahrscheinlich Strömungsvorgänge im metallisch-geschmolzenen äußeren Erdkern.

Messungen magnetischer Anomalien von Schiffen aus brachten eine weitere Überraschung. Es zeigte sich, daß langgestreckte Anomalien annähernd parallel zu den ozeanischen Rücken existieren. Diese sind, wie Untersuchungen ergaben, abwechselnd normal und invers gepolt. Aus Bohrproben vom Boden der Weltmeere ergab sich, daß das geologische Alter an der Basis der ozeanischen Sedimente mit der Entfernung von den zentralen Rücken zunimmt, ohne aber, daß bisher Schichten älter als Jura festgestellt werden konnten. Diese Beobachtungen führten zu der grundlegenden Erkenntnis, daß die Ozeane geologisch junge Gebilde sind (Beginn der Juraperiode vor 195 Mill. Jahren). Im Gegensatz dazu sind die Kerne der Kontinente alt (nachgewiesenes Höchstalter 3,7 bis 3,9 Mrd. Jahre). Die Synthese dieser Forschungsergebnisse führte zur Aufstellung der "Ocean Floor Spreading Hypothese" durch DIETZ (1961) und Harry HESS (1962). Nach dieser Hypothese sind die ozeanischen Rücken der Ort der Entstehung neuer ozeanischer Kruste. Für den größten Teil der Länge wird der Mittelatlantische Rücken von einem ca. 30 km breiten Grabensystem durchzogen. An Brüchen quillt Lava auf und bildet beim

Abfließen neuen Ozeanboden. Die Lava wird entsprechend der Richtung des herrschenden Magnetfeldes zur Zeit der Abkühlung magnetisiert. Aus früher Dargelegtem ergibt sich, daß die aktiven ozeanischen Rücken über aufsteigenden Ästen der Konvektionszellen liegen. Der neugebildete Ozeanboden wandert unter der Wirkung des Konvektionsstromes in der Tiefe vom Rücken weg. Wenn nach einiger Zeit eine Umpolung des Magnetfeldes eintritt, so bewirkt dies, daß der nachfolgende Streifen Ozeanboden invers magnetisiert wird. Da sich dieser Prozeß periodisch wiederholt, entstehen streifenförmige Magnetmuster am Ozeanboden. Das geologische Alter der unmittelbar über der Basaltzone abgelagerten Sedimente und ihre Distanz von den aktiven Rücken erlaubt es, die Geschwindigkeit der sich „ausbreitenden“ Ozeanböden mit 1 bis 20 cm/Jahr zu bestimmen.

### **Subduktionszonen und Plattentektonik**

Es ist naheliegend, anzunehmen, daß es Prozesse geben muß, durch die die driftende ozeanische Kruste wieder der Tiefe zugeführt wird. Aus einer Reihe von Gründen werden die Tiefseegräben, die mit Inselbögen und dem pazifischen Küstentyp zusammen vorkommen, als Zonen des Abtauchens der ozeanischen Kruste betrachtet. Charakteristisch ist die vulkanische und seismische Aktivität dieser Zonen. Die Erdbebenherde liegen auf einer gegen den Kontinent tauchenden Fläche,

die als BENIOFF-Zone bezeichnet wird. Die Zone der abtauchenden ozeanischen Kruste, der Prozeß wird durch den absteigenden Ast der Konvektionszelle hervorgerufen, wird als Subduktionszone bezeichnet. Das charakteristische Gestein der Inselbögen ist der Andesit, der von wechselnden Mengen von Basalt, Dazit und Rhyolith begleitet wird. Ein Kranz aktiver, meist andesitische Laven und Tuffe fördernder Vulkane rings um den Pazifischen Ozean beweist dies. Etwas anders liegen die Verhältnisse in Japan: dort ist der mit Subduktionszonen verknüpfte Vulkanismus vorwiegend basaltisch. KUNO (1959) hat den Zusammenhang zwischen der Tiefe der Magmenherde, der Subduktionszonen und der Art der geförderten Vulkanite beschrieben. Von E nach W lassen sich mit zunehmender Tiefe der BENIOFF-Zone zunächst tholeiitische- dann Alreiche und schließlich alkalibetonte Basalte fördernde Vulkanreihen unterscheiden. Diese petrographische Abfolge erklärt KUNO mit der zunehmenden Tiefe der Magmenentstehung.

Aus der Kontinentalverschiebungshypothese und dem Sea Floor Spreading Konzept entstand zwischen 1962 und 1968 das Modell der Plattentektonik, an dessen Entwicklung vor allem WILSON (1963), VINE (1966), Mc KENZIE und PARKER (1967) beteiligt waren. Nach plattentektonischen Vorstellungen besteht die Lithosphäre aus ungefähr 20 rigiden Platten von 100 bis



150 km Mächtigkeit. Die darunter befindliche Astenosphäre verhält sich plastisch und ist Träger der Konvektionszellen. Die Platten bestehen aus ozeanischer Kruste und dem relativ starren Teil des oberen Erdmantels. Die Kontinente sind Teile von Platten und werden bei Bewegungsvorgängen passiv mitgeschleppt. Hier liegt der Unterschied zur Kontinentaldrift-Hypothese WEGENER's, der ein Driften der Kontinente als Schollen im basaltischen Sima annahm. Kontinentalränder können, müssen aber nicht Plattengrenzen sein; das erstere gilt vorwiegend für die Pazifischen, das letztere für die Atlantischen Küstenzonen. Eine Plattengrenze ist zum Beispiel der Westrand des nordamerikanischen Kontinentes, die Platte selbst reicht aber bis zur mittelatlantischen Schwelle.

Bei Plattenkollisionen sinkt eine Platte unter Ausbildung eines Tiefseegrabens in den Erdmantel ein. Die Verbindung des Absinkens der Kruste mit Vulkanismus bereitet theoretisch gewisse Schwierigkeiten, da gerade dort, wo ein oberflächennahes und daher kühleres Krustenelement in die Tiefe taucht, Magma durch partielles Aufschmelzen entstehen soll. OXBURGH und TURCUTTE (1968) versuchten diese Schwierigkeit mit der Annahme zu überwinden, daß Reibungswärme alsbald den Abkühlungseffekt übertönt. Was immer die künftige Forschung zu diesem Problem ergeben wird, die regionale Assoziation von Inselgirlanden, Tiefseegräben, BENIOFF-Zonen und

andesitischem Vulkanismus weisen auf genetische Zusammenhänge.

Aktiver Vulkanismus ist auch außerhalb aktiver ozeanischer Rücken und Subduktionszonen weit verbreitet. Um diese vulkanischen Aktivitäten im Rahmen der neuen Hypothesen zu erklären, führte WILSON (1965) die "hot spot" oder "plume" Hilfhypothese ein. Es wird ein diapirartiger Aufstieg von Mantelmaterial als Ursache der im ozeanischen und kontinentalen Bereich verstreuten Vulkanzentren angenommen, die nicht an aktive Rücken oder Subduktionszonen gebunden sind. Die Gruppe der Hawaii-Inseln im Pazifischen Ozean sind das Musterbeispiel für die Entwicklung und Anwendung dieser Hypothese. Die Schildvulkane dieser Inselgruppe bestehen jeweils aus älteren tholeiitischen und jüngeren alkalibetonten Basalten. Die vulkanischen Aktivitäten lassen eine zeitliche Abfolge erkennen, und zwar werden die Vulkanbauten in ESE-licher Richtung immer jünger. Dies wurde von WILSON (1965) mit dem Wandern der Pazifischen Platte über einen stationären "hot spot" erklärt. Besondere Aufmerksamkeit verdient die Gruppe der Kanarischen Inseln in diesem Zusammenhang. Die Inseln liegen zwischen dem 27° und 29° N und sind über eine WE-Distanz von 400 km verteilt. Die östlichsten Inseln Fuerteventura und Lanzarote liegen noch auf dem kontinentalen Schelf; die Inseln westlich von Gran Canaria set-

zen direkt über ozeanischer Kruste auf. Das Alter der Schildvulkane nimmt von E nach W ab und beträgt auf Gran Canaria 16 bis 12 Mill. Jahre, auf Gomera 12 bis 5 Mill. Jahre und auf La Palma 2 Mill. Jahre. Diese Zeitfolge ließe sich durch die Bewegung der Afrikanischen Platte über eine stationäre Hitzezone im Erdmantel erklären.

Besondere Verhältnisse sind von der Insel Island bekannt, die dem Mittelatlantischen Rücken direkt aufsitzt. Nach THORARINSSON (1967) sind ungefähr ein Drittel der rezenten und pleistozänen Laven Rhyolite oder intermediär. Dies ist ungewöhnlich, da das häufigste Gestein der Ozeanrücken Olivintholeit ist. Eine Erklärung wäre möglich, durch die Annahme einer Fraktionierung in geringer Tiefe oder durch Assimilation eines Bruchstückes kontinentaler Kruste. Für die Erklärung der sehr komplizierten Isotopengeochemie dieser Insel nehmen BAILEY und NOE NYGAARD (1976) und HART et. al. (1973) die Aktivität eines Mantel plume an.

### **Vulkanismus, Plutonismus und Gebirgsbildung**

Vom petrologischen Gesichtspunkt sind besonders die mit der Gebirgsbildung zusammenhängende Entstehung granitischer bis tonalitischer Batholithe, der andesitische Vulkanismus, Ophiolithzonen, Glaukophanschieferfazies und Eklogite von Interesse. Grundsätzlich ist die Entstehung der Faltengebirge an Subduktionszonen gebunden.

Eine wesentliche Voraussetzung für die Entstehung der Falten- und Deckengebirge ist die Beteiligung kontinentaler Kruste an einer oder an beiden kollidierenden Platten. Das erste ist in den zirkumpazifischen Gebirgen, das zweite in den alpidischen Gebirgszonen der Fall. Infolge der relativ geringen Dichte der Sedimente und der Gesteine der kontinentalen Kruste werden sie in den Subduktionszonen gar nicht oder nur wenig in die Tiefe verbracht. Durch die Raumeinengung infolge der Kollision der Platten und durch Abgleichungsvorgänge kommt es zu Faltungen und Überschiebungen, wie sie durch die Tektonik in Faltengebirgen seit langem nachgewiesen sind.

Für die Ostalpen hat OXBURGH (1972) ein interessantes plattentektonisches Modell vorgeschlagen, das einige Fragen des geologischen Baues der Ostalpen besonders gut zu erklären vermag. So wie schon vorher STAUB (1924) und KOBER (1955) sieht OXBURGH (1972) in dem Zusammenprall der durch das Mittelmeer des Mesozoikums (Thetis) getrennten Kontinente (Platten) die Ursache für die Entstehung der Alpen. Die nördliche Platte wird durch die Böhmisches Masse und ihre unter die Nordalpen reichende Fortsetzung repräsentiert. Die Gneiskuppeln der Tauern stellen wahrscheinlich den alpin deformierten Südrand dieser Platte dar. Nach OXBURGH (1972) wird bei der Kollision ein ca. 10 km mächtiger

Keil abgespalten und über die nördliche Einheit transportiert. Dieser Keil würde die ostalpinen Einheiten umfassen. Der größere Teil der südlichen Platte wird subduziert. Der zwischen den Platten befindliche Ozeanboden und seine Sedimente teilweise ebenfalls „verschluckt“ und metamorphosiert. Der subduzierte Teil der südlichen Platte wird in der Tiefe partiell aufgeschmolzen und gibt das Magma für die periadriatischen Massive (Tonalite bis Granite). Hierher gehören Adamello, Presanello, Brixener Massiv, Rieserferner Masse, Predazzo, Cima D'Asta und die Intrusivmassen von Eisenkappel und vom Bachern.

DIETRICH (1976) hat ein detailliertes plattentektonisches Modell für die Ostalpen entwickelt. Der wesentliche Unterschied zu OXBURGH's Vorstellungen besteht darin, daß er eine Unterfahrung der südlichen Platte durch die nördliche annimmt. Wir können hier nicht näher auf diese Arbeit eingehen, zumal sie auch gesicherte Ergebnisse der Geologie der Ostalpen ignoriert.

Die wahrscheinlichste plattentektonische Interpretation der Ostalpen hat TOLLMANN (1978) erarbeitet. Da diese Arbeit erst nach der Drucklegung unseres Vortrages erschien, kann sie nicht mehr berücksichtigt werden.

Das tektonisch Tiefste erscheint in den Ostalpen in mehreren tektonischen Fenstern. Es sind dies von W nach E: das Unterengadiner Fenster, das Tauern Fenster und die Rechnitzer Serie am

Alpenostrand. Die in diesen Fenstern mit Kalkphylliten vorkommenden Serpentine, Peridotite, Gabbros, Grünschiefer, Prasinite und Spilite sind wahrscheinlich von jungmesozoischem Alter und können auf Grund geochemischer Indizien als Bruchstücke ozeanischer Kruste aufgefaßt werden. Das Vorkommen metamorpher Radiolarite und Manganvererzungen, die als ursprüngliche Manganknollen gedeutet werden können (TROMMSDORFF: mündliche Mitteilung), scheinen große Tiefe des ursprünglichen Meeresraumes anzudeuten. Von HORNINGER (1956) wurde eine Manganparagenese an der Drossensperre bei Kaprun beschrieben. Ein zweites Vorkommen liegt nach diesem Autor an der Moosersperre. Ähnliche Manganparagenesen hat MEIXNER (1935, 1951) aus dem Unterostalpin vom Schwarzsee bei Tweng in den Radstädter Tauern beschrieben. Vermutlich gleichalt mit den genannten Vorkommen sind Mn-Vererzungen im Jura der nördlichen Kalkalpen, die von GERMANN (1972) untersucht wurden. Nimmt man an, was wahrscheinlich ist, daß die Entstehung der Mangananreicherung in allen Zonen gleichzeitig erfolgte, so ergäbe dies Tiefseebedingungen für den unteren und mittleren Jura.

Das Abtauchen der verhältnismäßig kühlen ozeanischen Kruste führt zu einer Gesteinsmetamorphose unter hohem Druck bei relativ niedrigen Temperaturen. Dabei wird die Entstehung

von Mineralassoziationen mit Glaukophan „Blauschieferfazies“ und von Eklogiten begünstigt. Tatsächlich gibt es sowohl in den alpidischen Gebirgen als auch in den zirkumpazifischen Faltenketten zahlreiche Vorkommen derartiger Gesteine, die ursprüngliche Subduktionszonen markieren. In den Ostalpen sind solche Vorkommen besonders aus dem Gebiet südlich vom Großvenediger und aus der Rechnitzer Serie bekannt. MILLER (1977), KOLLER (1978).

### **Die kontinentale Kruste**

Die vorgeologische Geschichte der Erde, das ist der Zeitraum ihrer Entstehung als selbständiger Körper vor 5,55 Mrd. Jahren bis zum Erscheinen der ältesten radiometrisch datierbaren Gesteine vor 3,7 bis 3,9 Mrd. Jahren, ist in erster Linie durch geochemische Überlegungen aufzuhellen. Die erste Kruste der Erde ist wahrscheinlich basaltischer Natur gewesen. Da auch heute noch tholeiitische Basalte geringe Mengen granitähnlicher Differentiate liefern, ist es wahrscheinlich, daß auch das Material der kontinentalen Kruste aus dem Mantel stammt. Allerdings ist es nicht möglich, die großen Granit-Granodiorit-Tonalitmassive und Migtitareale, die den Hauptteil der kontinentalen Kruste aufbauen, als unmittelbare Differentiate des Erdmantels aufzufassen. Jedenfalls scheint ein wesentlicher Teil der kontinentalen Kruste bereits

in präarchaischer und archaischer Zeit entstanden zu sein. In den späteren Abschnitten der Erdgeschichte wurde die sialische Kruste bei gebirgsbildenden Prozessen wiederholt verjüngt, wobei auch juveniles aus dem Erdmantel stammendes Material der langsam wachsenden Kruste einverleibt wurde.

Eine Antwort auf die Frage zu finden, warum die kontinentale Kruste nur lückenhaft entwickelt ist, ist schwierig. VENING-MEINESZ (1952) dachte, daß bei der Trennung von Erdmantel und Erdkern nur eine einfache Konvektionszelle wirksam war, die die leichten Elemente und Silikate über dem aufsteigenden Ast derselben an die Oberfläche brachte. Dieser Vorgang könnte in der Folge zur Bildung eines Protokontinentes geführt haben. Eine Entwicklung der kontinentalen Kruste in mehreren Stufen wird von SHAW (1977) vorgeschlagen. Das Archaikum ist durch die Aggregation und Evolution von Protokontinenten und Inselbögen in enger Verbindung mit ozeanischer Kruste gekennzeichnet. Die Gesteinsassoziationen des Archaikums ( $> 2,5$  Mrd. Jahre) unterscheiden sich nach ENGEL et. al (1974) von jenen jüngerer Perioden der Erdgeschichte durch das verbreitete Auftreten ultrabasischer Kissenlaven und unreifer Wacken. Die großen Volumina ultrabasischer und basischer Gesteine sowie von Quarzdioriten und Trondhjemiten weisen auf stei-



le thermische Gradienten hin. Die Grünsteingürtel und ihre Ultrabasilaven wurden vermutlich zwischen Fragmente einer sialischen Protokruste plaziert. Diese Verhältnisse sind besonders gut im Grünsteinbelt Rhodesiens entwickelt.

Auch das Proterozoikum gibt der Petrologie noch manches Rätsel auf. Das verbreitete Auftreten von Anorthositmassiven, die sich zu einem Gürtel auf der Nord- und zu einem zweiten auf der Südhalbkugel zusammenschließen lassen, gehört hierher. Ihre Entstehung fällt mit dem "Greenville Ereignis" (1,0 bis 1,1 Mrd. Jahre) zusammen. Anorthosite können durch Differentiation aus basischen Schmelzen entstehen. Ihre Bildung unter heutigen Bedingungen ist kaum möglich, sie sind auf das Präkambrium beschränkt. Für das späte Proterozoikum sind die weit verbreiteten gebänderten Hämatit-Quarzgesteine typisch. Das Eisen stammt aus der terrestrischen Verwitterung unter den Bedingungen einer noch reduzierenden Atmosphäre, vielleicht aber auch aus vulkanischen Exhalationen. Ausgedehntes Driften zwischen dem "Greenville Ereignis" und dem Perm scheint nicht stattgefunden zu haben, da sich die Zusammenhänge phanerozoischer und paläozoischer (kaledonisch-variskischer) Gebirgsbildungen noch deutlich erkennen lassen. Erst die postpermische Zeit deutet durch eine einzigartige Fragmentation und durch Driften der Platten über große Entfernungen, die Bildung neuer Ozean-

becken und Inselbögen sowie weltweiter Faltengebirge, einen prinzipiell neuen Abschnitt der Erdgeschichte an.

#### Ausgewählte Literatur

- AMPFERER, O., 1906: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jahrb. Geol. Reichsanst., Wien*, **56**, 539—622.
- BAILEY, C. J. and NOE NYGAARD, 1976: Chemistry of Miocene plume tholeiites from northwestern Iceland. *Lithos*, **9**, 185—201.
- BOWEN, N. L., 1928: *The evolution of the Igneous Rocks*, Princeton University Press, Princeton, N. J.
- BRUHNES, B., 1906: Recherches sur le direction d'animation des roches volcaniques. *J. Phys. Radium, Paris*, **5**, 705—714.
- CARMICHAEL, I. S. E., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN, 1974: *Igneous Petrology*. Mc Graw Hill, New York etc.
- DIETRICH, V. J., 1976: Plattentektonik in den Ostalpen. *Geotektonische Forschungen. H. 50*, Stuttgart, Schweizerbart, 1—84.
- DIETZ, R. S., 1961: Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, **190**, 854—857.
- ENGEL, A. E. J., S. P. ITSON, C. G. ENGEL, D. W. STICKNFY and F. J. CRAY, 1974: Crustal Evolution and Global Tectonics: A Petrogenetic View. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 843—858.
- GERMANN, K., 1972: Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. *T.M.P.M.*, **3. F.**, **17**, 123—150.
- HART, S. R., J. G. SCHILLING and J. G. POWELL, 1973: Basalts from Iceland and the Reykjanes Ridge:

- Isotope Geochemistry. *Nature*, (Phys. Sci.), **246**, 104—107.
- HESS, H. H., 1962: History of the Oceanic Basins. Aus: A. COX, 1973: Plate Tectonic and Geomagnetic Reversals. Freeman & Co. San Francisco, 23—38.
- HORNINGER, G., 1956: Manganminerale vom Mooserboden bei Kaprun. T.M.P.M., 3. F., 5, 48—69.
- KOBER, L., 1955: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl., Deuticke, Wien.
- KOLLER: Die Bildung eines Alkali amphibolites in Metagabbros der Bernstein-Rechnitzer-Schieferinsel, Penninikum. T.M.P.M. 3. F. **25**, 107—116.
- KUNO, H., 1959: Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, **20**, 37—76.
- McKENZIE, D. P. and R. L. PARKER, 1967: The North Pacific: an example of tectonics of a sphere. *Nature*, **216**, 1276—1280.
- McKENZIE, D. P., 1969: Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, **18**, 1—32.
- MEIXNER, H., 1935: Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee bei Tweng in den Radstätter Tauern (Salzburg). *N. Jb. Miner. Beil. Bd.* **69**, 500—514.
- MEIXNER, H., 1951: Piemontit aus Osttirol und Romeit aus den Radstädter Tauern, eine Notiz zu tauernmetamorphen Mangan-Vorkommen Osttirol und Salzburgs. *Monatsh., N. Jb. Min. Stuttgart*, 174—178.
- MILLER, C. H., 1977: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. T.M.P.M., 3. F., **24**, 221—227.
- OXBURGH, E. R. and D. L. TURCOTTE, 1968: Problem of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. *Nature*, **218**, 1041—1043.

- OXBURGH, E. R., 1972: Flake Tectonics and Continental Collision. *Nature*, **239**, 201—204.
- RINGWOOD, A. E., 1975: Composition and Petrology of the Earth's Mantle, Mc. Graw-Hill, Inc. U.S.A.
- SHAW, D. M., 1976: Development of the Early Continental Crust, aus: *The Early History of the Earth*. Ed. B. F. WINDLEY. J. Wiley & Sons, London 1976.
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, **52**, (N. F. 82), Bern.
- THORARINSSON, S., 1967: Some Problems of Volcanism in Iceland. *Geol. Rundsch.* **57**, 1—20.
- TOLLMANN, A., 1976 (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. österr. geol. Ges.* **69**, 291—351, Wien.
- VENING MEINESZ, F. A., 1952: The origin of continents and oceans. *Geol. Mijnbouw.*, **31**, 373—384.
- VINE, F. J., 1966: Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science*, **154**, 1405—1415.
- WEGENER, A., 1915: Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig.
- WILSON, J. T., 1963: Hypothesis of earth's behavior. *Nature*, **198**, 925—929.
- WILSON, J. T., 1965: Evidence from oceanic islands suggesting movement in the earth, aus: P. M. S. BLACKETT, E. BULLARD and S. K. RUNCORN, eds.: A symposium on continental drift. *Roy. Soc. London, Phil. Trans., ser. A* **258**, 145—167.
- WYLLIE, P. J.: 1971: *The Dynamic Earth*. John Wiley & Sons, New York etc.
- YODER, H. S. and C. E. TILLEY, 1962: Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *J. Petrol.*, **3**, 342—532.