

*Profil 7: 235-264; 21 Abb., 2 Tab.; Stuttgart 1994*

## **Der älteste kalkalkaline Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica. Marine Pyroklastika der Formation Loma Chumico (Alb bis Campan)**

**The oldest calc-alkaline island arc volcanism in Costa Rica. Marine tephra deposits  
from the Loma Chumico Formation (Albian to Campanian)**

CLAUDIO CALVO<sup>1</sup> & ANGELA BOLZ<sup>1</sup>

### **Abstract**

This paper presents evidence for an Albian to Campanian explosive calcalkaline island arc volcanism in Costa Rica. The evidence comes from the Loma Chumico Formation, which is an island arc sedimentary succession within the Upper Nicoya Complex. It is composed of radiolarite, clayey radiolarite, siliceous limestone, radiolarian claystone, black shale, and tephra as well as epiclastic deposits. Three main facies of tephra deposits can be distinguished: pyroclastic flows, fallout deposits, and tuffaceous hemipelagic sediments. Tephra deposits principally consist of volcanogenic material but may contain minor amounts of non-volcanic components. Glass shards are composed by highly vesicular pumice fragments, fragments of broken bubble walls and shards with perlitic cracks. Pumice shards include particles with tabular, subparallel vesicles as well as particles with subspherical vesicles. These features indicate that vitric shards were generated by vesiculation of silicic magma in a subaerial environment. Crystal fragments and phenocrysts comprise plagioclase, K-feldspar, quartz, pyroxene and minor amounts of hornblende and biotite. Co-magmatic lithic clasts are dominated by recrystallized trachyte/latite fragments and polycrystalline quartz grains. We interpret this fabric as the product of a low-grade metamorphic overprint. The explosive volcanic activity corresponds to a magmatic arc, which probably was located in the area of the present Cordillera de Tilarán. The tephra deposits indicate a highly differentiated rhyodacitic magma composition. The Albian to Campanian sedimentary succession reveals that calc-alkaline volcanic activity was continuous. This in turn leads to the conclusion that the Farallón Plate was equally continuously subducted beneath southern Central America since at least the Albian. In combination with Sick's paleomagnetic data, which prove that the Upper Nicoya Complex was formed in an equatorial position, the volcanic activity recorded by the Loma Chumico Formation points to an in-situ origin of the oceanic crust under the proto-Caribbean seaway.

### **Zusammenfassung**

Wir präsentieren die Hinweise für einen im Zeitraum Alb bis Campan existierenden explosiven kalkalkalinen Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica. Die Evidenz liefern die marinen Tephraablagerungen der Formation Loma Chumico. Die Formation Loma Chumico stellt eine Inselbogen-Sedimentsequenz innerhalb des Oberen Nicoya-Komplexes dar. Sie besteht aus Radiolariten, tonigen Radiolariten, radiolarienreichen Tonsteinen, Kieselkalken und kohlenstoffreichen Sedimenten (Schwarzschiefer) sowie Tephra- als auch epiklastischen Ablagerungen. Wir unterscheiden drei Haupttypen von Tephraablagerungen: (1) pyroklastische Ströme, (2) Falltephraablagerungen und (3) tuffitische hemipelagische Sedimente. Sie bestehen aus vulkanischen Glaspartikeln (meist farblosen hochblasigen Bims- und Blasenwandscherben sowie Scherben mit perlitischen Sprüngen), Kristallen (Plagioklas, K-Feldspat, Quarz, Pyroxen, untergeordnet Hornblende und Biotit), Lithoklasten und nicht-vulkanogenen Komponenten. Die Gefüge und Zusammensetzung der Komponenten zeigen, daß diese Förderprodukte durch die pyroklastische Fragmentierung eines sauren Magmas entstanden sind. Sie resultierten überwiegend aus subaerischen explosiven Vulkanausbrüchen in einem magmatischen Bogen. Dieser Bogen befand sich im Bereich der heutigen Cordillera de Tilarán. Die Pyroklastika der Formation Loma Chumico dokumentieren eine kontinuierliche vulkanische Tätigkeit. Dies läßt die Schlußfolgerung zu, daß die Farallón Platte mindestens seit dem Alb ununterbrochen unter Südzentralamerika subduzierte. In Kombination mit den paläomagnetischen Daten von Sick (1989), die zeigen, daß der Nicoya-Komplex in der Nähe des Äquators entstand, legt dieser Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica weiterhin eine in-situ-Entstehung der ozeanischen Kruste der Proto-Karibik nahe.

<sup>1</sup>Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart

## INHALT

- 1 EINLEITUNG
- 2 UNTERSUCHUNGSMETHODEN
- 3 INDIZIEN FÜR KALKALKALINEN INSELBOGEN-VULKANISMUS IN SEDIMENTSEQUENZEN
- 4 DIE FORMATION LOMA CHUMICO (OBERER NICOYA-KOMPLEX)
- 5 DIE MARINEN PYROKLASTIKA
  - 5.1 Alter der Tephraablagerungen
  - 5.2 Terminologie und Definitionen
  - 5.3 Petrographische Charakterisierung der Hauptkomponenten
    - 5.3.1 Vulkanische Glaspartikel
    - 5.3.2 Kristallfragmente
    - 5.3.3 Lithoklasten
    - 5.3.4 Matrix
  - 5.4 Tephra-Ablagerungen und ihre Sedimentologie
    - 5.4.1 Pyroklastische Schuttstromablagerungen
    - 5.4.2 Pyroklastische Fallablagerungen und verstreute Tephrapartikel
    - 5.4.3 Andere umgelagerte Tephraablagerungen
- 6 DISKUSSION
  - 6.1 Tektonischer Rahmen und Zusammensetzung des eruptierten Magmas
  - 6.2 Eruptions- und Fragmentierungsmechanismen
  - 6.3 Lokalisation der Eruptions-Zentren
  - 6.4 Beziehung zum Nicoya-Komplex
  - 6.5 Indizien für kalkalkalinen Inselbogen-Vulkanismus innerhalb des Nicoya-Komplexes
  - 6.6 Ist der Inselbogen-Vulkanismus des Nicoya-Komplexes primitiv?
  - 6.7 Der Nicoya-Komplex, Teil der karibischen Basaltprovinz?
  - 6.8 Der älteste kalkalkaline Inselbogen-Vulkanismus in Panamá und Nicaragua
- 7 SCHLUSSFOLGERUNGEN
- DANKSAGUNG
- LITERATUR

## 1 EINLEITUNG

Wann beginnt in Costa Rica der Inselbogen-Vulkanismus? und woher stammen die ältesten Vulkaniklastika der Formation Loma Chumico? sind zwei Fragen von entscheidender Bedeutung für die Entwicklung des Nicoya-Komplexes und vor allem für die Entwicklung der westlichen karibischen Plattengrenze.

Um beide Fragen beantworten zu können, haben wir die marinen pyroklastischen Gesteine der Formation Loma Chumico vulkanologisch und sedimentologisch untersucht. Marine Tephraablagerungen sind in allen Sedimentsequenzen der Formation Loma Chumico weit verbreitet. Sie kommen manchmal assoziiert mit vulkanischen Epiklastika vor. Das Alter der Tephraablagerungen, das vorwiegend anhand von Radiolarien aus den Tuffiten und ihren assoziierten Tiefseesedimenten bekannt ist (vgl. BAUMGARTNER et al., 1984; DEWEVER in AZÉMA et al., 1985), reicht von Alb bis Campan. Weitere kretazische Tephraablagerungen in Südzentralamerika treten in Tiefseesedimenten der Bohrung El Ostional 1 in Nicaragua und in den Tiefseesedimentsequenzen der Formationen Sabana Grande (Costa Rica), Changuinola und Ocú (Panamá) auf.

Die starke Aussagekraft der pyroklastischen Sedimente und ihre zunehmende Bedeutung für die Abschätzung der vulkanischen Tätigkeit und die Bestimmung des tektonischen Rahmens beweisen zahlreiche Untersuchungen des DSDP in allen

Ozeanbecken der Welt.

Obwohl große Mengen vulkanischer Förderprodukte von aktiven Eruptionszentren direkt in den benachbarten Sedimentbecken abgelagert werden, bleiben die pyroklastischen Gesteine der an Land aufgeschlossenen marinen Sequenzen immer noch unberücksichtigt. Die Mehrzahl der sedimentologischen Untersuchungen von Tiefseesedimentsequenzen konzentriert sich auf die Fazies-Analyse von epiklastischen Vulkaniklastika, d.h. Sedimenten, die aus der Erosion fester Gesteine entstehen. Ein Beispiel dafür sind die Tiefseesedimentsequenzen des Costa Rica-Bogens, in denen bisher keine marine Tephraabfolge identifiziert wurde. Die Sequenzen wurden von mehreren Autoren anhand von modernen sedimentologischen Methoden untersucht. Erstaunlicherweise existiert aber bis jetzt keine Beschreibung irgendeiner pyroklastischen Schuttstromablagerung oder Abfolge weder in kretazischen noch in paläogenen Sequenzen.

Dies liegt daran, daß die Untersuchung von marinen pyroklastischen Gesteinen nicht nur eine sedimentologische Untersuchung, sondern vor allem eine mikrofazielle und petrografische Charakterisierung der Komponenten erfordert. Da derartige Gesteine diagenetisch stark verändert auftreten und ihre Komponenten manchmal dieselbe Zusammensetzung besitzen wie die epiklastischen Vulkaniklastika, ist die mikroskopische Untersuchung besonders entscheidend.

## 2 UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Weil pyroklastische Gesteine aus einzelnen Partikeln bestehen, die wie Sedimentpartikel transportiert und abgelagert werden können, ist ihre Erforschung nicht nur eine Frage der Vulkanologie sondern auch der Sedimentologie.

Unsere Untersuchung der marinen pyroklastischen Gesteine der Formation Loma Chumico umfaßt daher eine sedimentologische Fazies- und Mikrofazies-Analyse und eine petrografische Charakterisierung der Komponenten.

Innerhalb der Formation Loma Chumico haben wir folgende Ablagerungen untersucht (s. Abb. 1): (1) Sequenz Loma Chumico (Typlokalität der Formation), (2) Sequenz Río Morote, (3) Sequenz Quebrada Mozotal (Cerro Barbudal), (4) Sequenz Cerro Piedra Blanca und Cerro Guayacán, (5) Sequenz Manzanillo und (6) Sequenz Bahía Murciélago.

Unsere Untersuchung konzentriert sich vor allem auf die grobkörnigen Tephraablagerungen. Grund dafür ist die Tatsache, daß diese Ablagerungen sedimentologisch pyroklastischen Schuttstromablagerungen - Abhangsedimenten - entsprechen, die die Lokalisation der Eruptionszentren erlauben.

Insgesamt haben wir 30 verschiedene Gesteinsproben aus diesen Lokalitäten mikrofazial und petrografisch untersucht. Beide Analysen erfolgten mittels eines Polarisations-Mikroskops. Um die kleinen farblosen Glaspartikel identifizieren zu können, haben wir ein stark vergrößerndes Objektiv (45- und 63-fach) verwendet in Kombination mit einer gering geöffneten Aperturirisblende - unter ungekreuzten Nicols.

## 3 INDIZIEN FÜR KALKALKALINEN INSELBOGEN-VULKANISMUS IN SEDIMENTSEQUENZEN

Den frühesten Beleg eines kalkalkalinen Vulkanismus in Costa Rica meinten KUIJPERS (1979) und LUNDBERG (1982) auf der Halbinsel Nicoya in Tiefseesedimenten des Campan gefunden zu haben. Nach KUIJPERS treten ab dieser Zeit in Radiolariten, Kalken und Sandsteinen zahlreiche andesitische Fragmente (kantige Hornblende- und zonierte Plagioklaskristalle) auf. Ähnliche Detritusarten sowie Tuffzwischenlagen identifizierte ebenfalls LUNDBERG im Süden der Halbinsel Nicoya. Im Backarc-Bereich Nord-Panamas hatten schon FISCHER & PESSAGNO (1965) in der Sedimentsequenz des Flusses Changuinola (Obercampan bis Maastricht) andesitische Vulkanite und Vulkaniklastika gefunden.

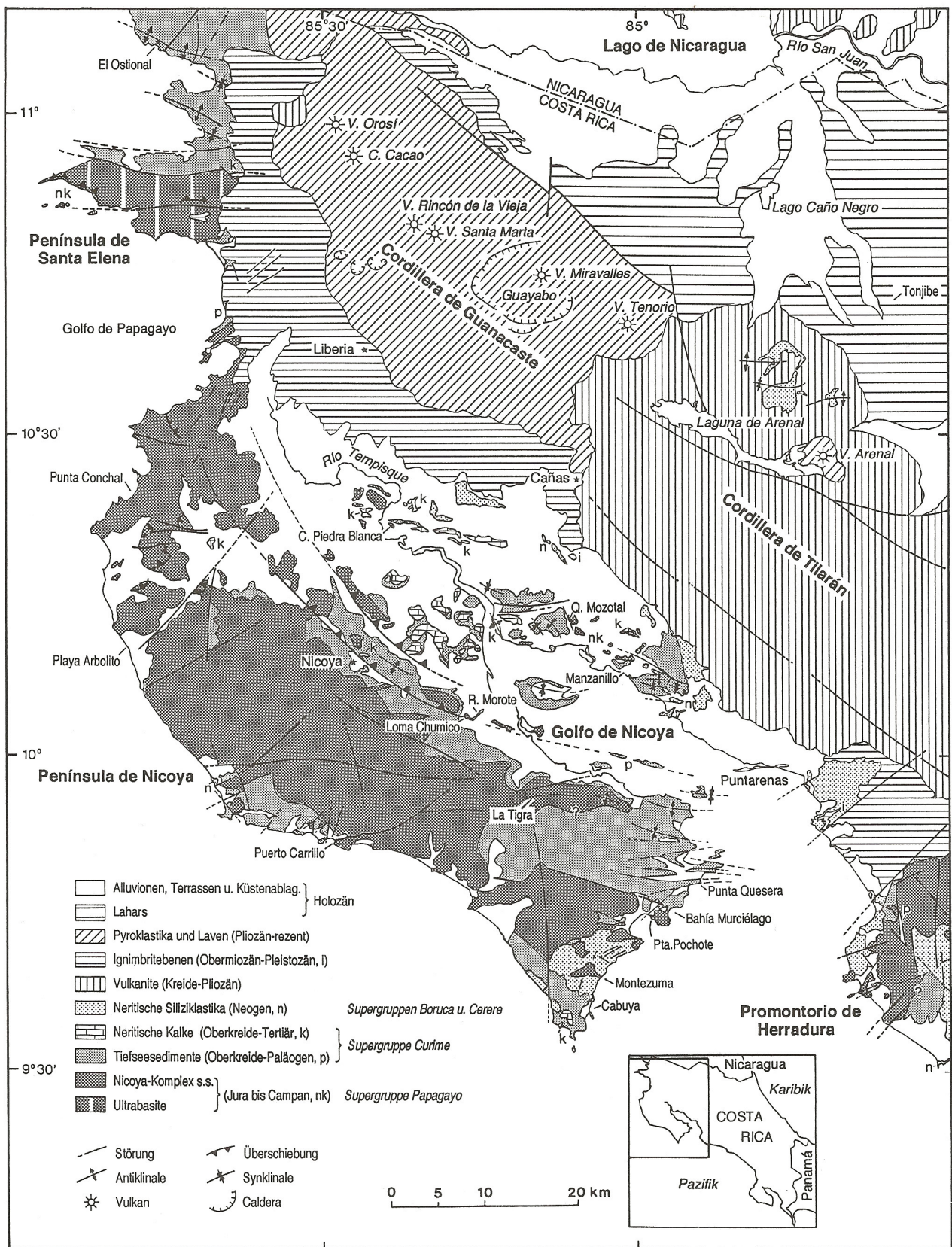
Basierend auf diesen Indizien interpretierten

oben genannte Autoren und andere wie BAUMGARTNER et al. (1984), daß der süd-zentralamerikanische Inselbogen seit dem Campan entstand. Die Vermutung unterstützte nochmals LUNDBERG (1991) mit einer detaillierten Herkunftsanalyse der Sandsteine der Halbinsel Nicoya. Er kommt zu folgenden Ergebnissen: (1) die Sandsteine des Nicoya-Komplexes bestehen überwiegend aus basaltischen Lithoklasten, (2) andesitisches Material (Tuffe und Detritus) erscheint zum ersten Mal in den campanen Sedimenten der Formation Sabana Grande und (3) der andesitische Detritus setzt sich aus andesitischen Lithoklasten, Glasfragmenten, Hornblende-, Biotit- und zonierten Plagioklas-Kristallen zusammen.

Für Tournon (1984), Seyfried & Sprechmann (1986), Seyfried, Astorga & Calvo (1987), Astorga (1987) und Sick (1989) trat der kalkalkaline Vulkanismus noch später - im Maastricht - als Nachfolger des primitiven Inselbogen-Vulkanismus des Oberen Nicoya-Komplexes (cf. Wildburg, 1984) auf. Wildburg vermutete, daß der "primitive" Vulkanismus vom Campan bis ins Obermaastricht dauerte. Baumgartner (1987, 1990) behauptete allerdings, daß dieser mindestens seit dem Cenoman, vor dem "emplacement" des Nicoya-Komplexes, aktiv war.

Die älteren Vulkaniklastika der Formation Loma Chumico (Alb-Campan) - die in der Analyse von LUNDBERG unberücksichtigt bleiben - brachten Azéma, Tournon & Sornay (1979), Baumgartner (1987) und Seyfried et al. (1991) mit einem älteren Inselbogen-Vulkanismus in Verbindung. Seyfried et al. korrelierten ihn mit dem "primitiven". Während Baumgartner diesen Vulkanismus als Folge einer Nord-Süd orientierten Subduktion südlich des Chortis Blockes betrachtet. Im Gegensatz dazu werden die Vulkaniklastika der Formation Loma Chumico von anderen Autoren als Produkte eines ozeanischen Intraplatten-Magmatismus interpretiert, nämlich als Folge eines "sea-mound"-Vulkanismus (Sick, 1989) oder als Folge des karibischen Paläoplateau-Vulkanismus (Astorga, 1990).

In diesem komplizierten Zusammenhang sind die einzelnen Beobachtungen von Romanes (1912), Gursky (1989) und LUNDBERG (1991) sehr kontrovers. Nach Romanes bestehen die Mineralpartikel der Sandsteine im Río Morote aus angularem Quarz, vielen frischen Plagioklasen, grüner Hornblende und Augit. Diese Zusammensetzung entspricht einer Inselbogen-Herkunft. Er betrachtet außerdem die Sedimente der Sequenz des Río Morote als "*marine ashes*". Andererseits identifizierten Gursky und sogar LUNDBERG in basaltischen Areniten des Nicoya-Komplexes vereinzelt Hornblende- und Quarz-Kristalle, die auch auf andere Liefergebiete hindeuten können als ausschließlich auf den Nicoya-Komplex. Welche Herkunft haben



ccab94

Abb. 1 Geologische Karte von Nordwest-Costa Rica. Sie basiert auf geologischen Karten von DENGO (1962), Mapa Geológico de Costa Rica (1968), ULLOA (1977), CASE & HOLCOMBE (1980), PROTTI (1981), RIVIER (1983), BAUMGARTNER et al. (1984), AZÉMA et al. (1985), CHINCHILLA (1989), DENYER (1988), SEYFRIED et al. (1991), unveröffentlichten Karten (Maßstab 1:10.000) der Informes de Campañas Geológicas der Universidad de Costa Rica, unveröffentlichten Karten der Autoren und einem Lansatbild des Instituto Geográfico Nacional, Maßstab 1: 400.000.

nun die Vulkaniklastika der Formation Loma Chumico? und in welcher Beziehung stehen sie zum Nicoya-Komplex?

#### 4 DIE FORMATION LOMA CHUMICO (OBERER NICOYA-KOMPLEX)

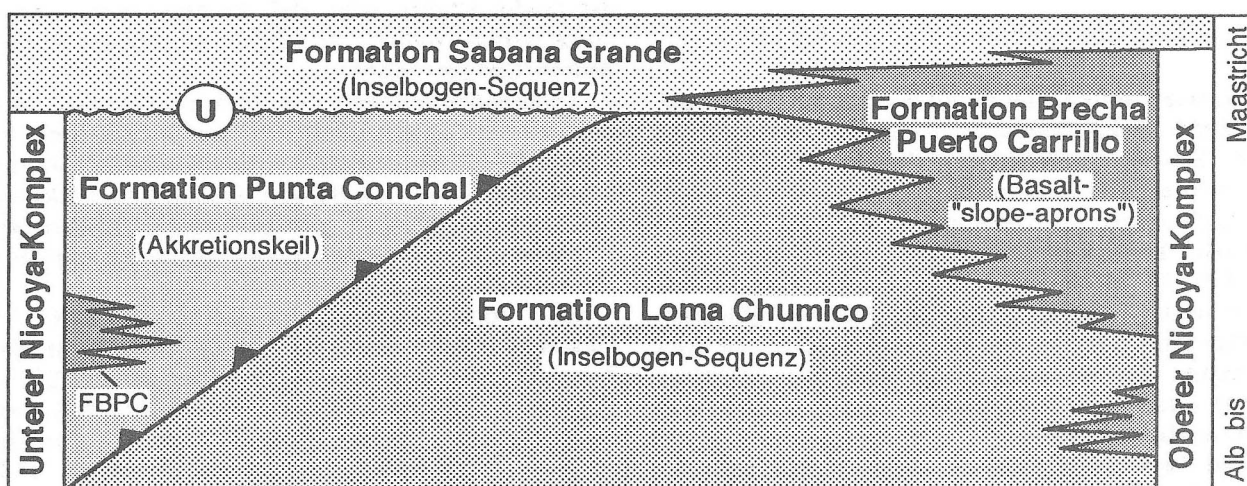
Die Formation Loma Chumico ist eine marine Inselbogen-Sedimentabfolge innerhalb des Oberen Nicoya-Komplexes (Abb. 2). Sie besteht aus Radiolariten, organisch-kohlenstoffreichen Sedimenten ("Schwarzschiefer"), Tuffiten, Kieselkalken und vulkaniklastischen Turbiditen mit grobkörnigen Einschaltungen von Areniten und Brekzien (cf. ROMANES, 1912; AZÉMA et al., 1979; PROTTI, 1981; ARRIETA, 1986; ASTORGA, 1987, 1990; GURSKY, 1989; SEYFRIED et al., 1991). Andere hier identifizierte Ablagerungen umfassen pyroklastische Schuttstrom- und Tephraablagerungen, tuffitreiche Radiolarite, tonige Radiolarite und radiolarienreiche Tonsteine. Diese Sedimente überlagern und verzahnen sich mit Pillow-Basalten, massigen Basalten und Basaltbrekzien des Oberen Nicoya-Komplexes (s. Abb. 2).

Die Gesteine der Einheit Loma Chumico treten nur in gering mächtigen Vorkommen besonders im zentralen und südöstlichen Teil der Halbinsel Nicoya auf. Wichtige Sequenzen liegen im Bereich Río

Morote, Loma Chumico, Isla Berrugate, Ciudad Carmona, Cerro Santa Rita, Quebrada Mozotal (Cerro Barbudal), Bahía Murciélago, Cerro Piedra Blanca (Alto Tempisque) und Manzanillo südlich von Las Juntas (s. Abb. 1).

In der Typlokalität Loma Chumico datierten AZÉMA, TOURNON & SORNAY (1979) und DEWEVER (in AZÉMA et al., 1985) erstmals die Sedimente des Albs und interpretierten sie als die "vulkano-sedimentäre Serie" eines Inselbogens. Im Osten der Halbinsel Nicoya, zwischen Jicaral und Nandaime, kartierte PROTTI (1981) die Vorkommen der Loma Chumico-Abfolge. Dabei beobachtete er, daß diese einzelnen Sedimentvorkommen eine unabhängige Einheit innerhalb des Nicoya-Komplexes bilden. Er nannte die Einheit Loma Chumico, welche ASTORGA (1987) später als Formation einordnete.

Charakteristisch für die Einheit Loma Chumico ist - neben den Intrusiva - ihre starke Deformation. Sie zeichnet sich durch Meter- bis Dekametermächtige Faltenstrukturen aus (s. PROTTI, 1981; ASTORGA, 1987). Die Intrusivgesteine sind Diorite und Basalte. Sie treten als Sills und Gänge innerhalb der Magmatite des Oberen Nicoya-Komplexes (DENGO, 1962; KUIJPERS, 1979) und der Formation Loma Chumico auf (PROTTI, 1981; ASTORGA, 1990). Nach PROTTI entstanden die Deformation und die Intrusionen durch die tektonische Phase am Ende der Kreide.



ccab 94

Abb. 2: Stratigraphische Darstellung der sedimentären Abfolgen innerhalb des Nicoya-Komplexes. Sie umfaßt die Formationen Punta Conchal, Brecha Puerto Carrillo und Loma Chumico, die der Supergruppe Papagayo (cf. BAUMGARTNER et al., 1984) zugeordnet werden. Die Formation Loma Chumico stellt eine Forearc-Sequenz dar. Das Alter dieser Tiefseesedimente umfaßt den Zeitraum Alb bis Campan. Die Formation Punta Conchal, verändert nach GURSKY (1984), besteht aus akkretierten radiolaritischen Sequenzen verschiedenen Alters (cf. BAUMGARTNER, 1987). Die Formation Brecha Puerto Carrillo (FBPC), verändert nach SPRECHMANN (1982), umfaßt Vulkaniklastika basaltischer Natur innerhalb sowohl des Oberen Nicoya-Komplexes als auch des Unteren. Diese Abfolgen einschließlich der Magmatite des Nicoya-Komplexes werden von Tiefseesedimenten der Formation Sabana Grande unkorntform oder diskordant überlagert. Die Grenze ist durch eine deutliche Diskordanz (U) des Campans markiert. In Basement-nahen Bereichen verzahnt sich die Formation Sabana Grande noch bis ins Maastricht mit Basaltaprons der Formation Brecha Puerto Carrillo.

Bohrungen von geringer Teufe der costaricanischen Erdölfirma RECOPE haben im Osten der Halbinsel Nicoya die Beobachtung von PROTTI bestätigt. In allen Bohrungen wurden mächtige Sequenzen der Formation Loma Chumico angetroffen. In der Bohrung Morote No 1 erbohrte man 630 m Sediment der Einheit Loma Chumico, ohne dabei das Basement erreicht zu haben (ARRIETA, 1986). Dies ist bisher die größte bekannte Mächtigkeit der Formation Loma Chumico. In den gewonnenen Sedimenten erkannte ASTORGA (1990) drei Zeitabschnitte maximaler Verbreitung von Schwarzschiefern. Er korrelierte sie mit den weltweit anoxischen Ereignissen und nimmt die Sedimente des Untercampans als die jüngsten Ablagerungen der Formation an. Die Ablagerungen des Campans stuften BAUMGARTNER et al. (1984) in die von ihnen neudefinierte *Formation Lutita Sílicea Bahía Murciélago* ein. Sie treten im Bereich der Bahía Murciélago und nordwestlich von Bahía Garza auf. Der Kontakt zu den hangenden Sedimenten der Formation Sabana Grande ist konkordant (s. Abb. 2). Er ist durch einen Wechsel von kieseliger zu karbonatischer Fazies markiert. PROTTI (1981) beschreibt den Kontakt im Osten der Halbinsel als diskordant. Nach unserer Meinung handelt es sich um eine synsedimentäre Deformation – Rutschungen, die von einer nichtdeformierten Sequenz der Formation Sabana Grande überlagert werden.

## 5 DIE MARINEN PYROKLASTIKA

Marine Tephraablagerungen, die auf große plinianische Vulkanausbrüche an Land zurückzuführen sind (SCHMINCKE, 1988), bilden einen wichtigen Bestandteil aller Sedimentsequenzen der Formation Loma Chumico. Die Tephralagen sind sehr verschiedenartig und umfassen ein großes Faziespektrum (s. Tab. 1). Es reicht von feinkörnigen Glastuffiten über mittel- und grobkörnigen Kristall-/lithischen Tuffen bis zu Tuffbrekzien. Sedimentologisch entsprechen sie pyroklastischen Fließstrom- (Ignimbrite) und Falloutablagerungen sowie Schutt- und Turbiditablagerungen.

Die Tephraablagerungen bestehen aus vulkanischen Glaspartikeln, komagmatischen Lithoklasten, zerbrochenen Kristallen, grünen Partikeln, sedimentären Intraklasten und pelagischem Schlamm sowie Mikrofossilien - vor allem Radiolarien-Skeletten. Der Glasanteil setzt sich aus einer farblosen bis leicht grünen Mischung von Blasenwandscherben, kleinen Bimssteinfragmenten und feiner Asche zusammen. Die komagmatischen Lithoklasten umspannen verschiedene Tuffklasten und Trachytfragmente. Die Kristallfraktion besteht aus frischen, zum Teil zerbrochenen Plagioklas-, K-Feldspat- und Quarz-Kristallen sowie Einspreng-

lingen. Sie besitzen manchmal Glaseinschlüsse und -einbuchtungen sowie rundgeschmolzene Ränder, die auf ihre explosiv vulkanische Herkunft hinweisen. Daneben treten Pyroxen, Amphibol (meist grüne Hornblende), Biotit und opake Minerale auf.

Juvenile Pyroklasten - Glaspartikel und Kristalle - beschränken sich nicht nur auf die Tephraablagerungen, sondern sind auch in Sandsteinen und Brekzien sowie in Hemipelagiten weit verbreitet. Viele Tiefseesedimente der Formation Loma Chumico, die bis jetzt als kieselige Lutite und Kalke galten, entsprechen überwiegend stark entglasten tuffitischen Hemipelagiten. Schwarzschiefervorkommen führen ebenfalls über 15% Glaspartikelrelikte.

### 5.1 Alter der Tephraablagerungen

Das Alter der Tephraablagerungen ist vorwiegend aus Datierungen von radiolarienreichen Tuffiten und ihren assoziierten hemipelagischen Sedimenten bekannt. Die ältesten Tephralagen und vulkaniklastischen Epiklastika treten in der Typlokalität Loma Chumico und im Río Morote auf (s. Abb. 1). Das Alter der Sedimente ist hier aufgrund von Ammoniten- und Radiolarien-Bestimmungen eindeutig Alb (vgl. AZÉMA et al., 1979; DEWEVER in AZÉMA et al., 1985). Die Datierung von DEWEVER erfolgte direkt anhand von Radiolarien aus den Tuffiten. Das Vorkommen von *Theocampe* cf. *urna* (FOREMAN) in weiteren Tufflagen in der Nähe des Dorfes Morote zeigt, daß die Ablagerung dieser vulkanischen Produkte im Bereich Morote bis in das Santon/Campan reicht.

Tephraablagerungen des Santon/Campans sind im Alto Tempisque (Cerro Piedra Blanca) und in Manzanillo (Cerro Grande) zu beobachten. In beiden Lokalitäten werden die Sedimentsequenzen, in denen die Tufflagen auftreten, von pelagischen Kalken der Formation Sabana Grande (Obercampan-Maastricht) überlagert.

Eine hohe Konzentration an Tephra tritt in Sequenzen des Untercampans auf. Hervorragende Beispiele dafür sind die Ablagerungen an der Bahía Murciélago, in der Quebrada Mozotal am Fuß des Cerro Barbudal, an der Basis des Cerro Guayacán im Alto Tempisque-Gebiet sowie im Nord- und Nordost-Bereich der Bahía Garza (Loma Rempujo und Quebrada Cacao).

### 5.2 Terminologie und Definitionen

Für die Untersuchung der Tephraablagerungen haben wir im wesentlichen die Terminologie von FISHER & SCHMINCKE (1984) und SCHMINCKE (1988) verwendet - mit zusätzlichen Ergänzungen. Vulkaniklastika ist ein allgemeiner Begriff für alle klastischen Gesteine, die vorwiegend aus vulkanischen Partikeln bestehen, unabhängig von ihrer Entstehung und ihrem Ablagerungsprozeß. Vulkan-

klasika umfassen sowohl Pyroklastika als auch Epiklastika. Pyroklastika heißen Gesteine oder lockere Auswurf-Produkte eines aktiven Vulkans. Marine Tephraablagerungen sind Auswurfprodukte, die direkt im Meer abgelagert oder durch Erosion und weitere Umlagerung ins Meer transportiert werden und eingeschaltet in marinen Sedimenten vorkommen. Pyroklastische Ablagerungen, die erodiert und durch Schutt- und Turbiditströme ins Tiefwasser umgelagert werden, bezeichnet man auch als umgelagerte submarine Tuffe. Sie unterscheiden sich von Pyroklastika s.s., da sie nicht unbedingt Produkte eines relativ gleichzeitigen Vulkan-Ausbruches darstellen, sondern sie können der Umlagerung älterer Ablagerungen entsprechen. Umgelagerte Pyroklastika führen einen bedeutenden Anteil an nichtvulkanischen Komponenten, zum Beispiel sedimentäre Lithoklasten und Intraklasten ("rip-up"-Klasten), Mikrofossilien und pelagische oder hemipelagische Schlammatrix.

Epiklastika oder epiklastische Ablagerungen bestehen überwiegend aus Detritus s.s. - Erosionsprodukte, die durch Verwitterung und Erosion fester Gesteine entstehen. In einem Inselbogen bestehen Epiklastika im wesentlichen aus vulkanischem Detritus. In diesem Fall stellen Epiklastika auch vulkaniklastische Ablagerungen dar.

SCHMINCKE (1988) verwendet die Begriffe "submarine vulkaniklastische Ströme und Ablagerungen" im weitesten Sinne als Synonym für submarine pyroklastische Ströme.

Subaquatische pyroklastische Ströme (FISKE, 1963; FISKE & MATSUDA, 1964; YAMADA, 1984; FISHER, 1984 u.a.) - hier auch marine Ignimbrite genannt - entsprechen einer besonderen Art von marinen Pyroklastika. Sie besitzen eine bestimmte Faziesausbildung und eine hochdifferenzierte Zusammensetzung. Sie bestehen aus Glasscherben, Bimssteinfragmenten, Kristallen und Lithoklasten, untergeordnet treten Fossilien und Intraklasten auf. Manchmal weisen sie Verschweißungsgefüge auf. Solche Pyroklastika werden direkt mit explosiven subaerischen und flachmarinen Eruptionen in Verbindung gebracht (vgl. YAMADA, 1984).

Umgelagerte Pyroklastika umspannen sowohl die sogenannten umgelagerten und epiklastischen submarinen Tuffe als auch verstreut in anderen Sedimenten auftretende Pyroklasten.

### 5.3 Petrographische Charakterisierung der Hauptkomponenten

Die markanten Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung aller pyroklastischen Ablagerungen erlauben die detaillierte Gesamtcharakterisierung der Komponenten. Wir ordnen sie in vier Gruppen ein: (1) vulkanische Glaspartikel, (2) Kristallfragmente sowie Einsprenglinge, (3) Lithoklasten und (4) Matrix.

#### 5.3.1 Vulkanische Glaspartikel

Glaspartikel sind überall in den Sedimenten der Formation Loma Chumico zu finden. Sie bilden Hauptbestandteil aller Tuffablagerungen. In Sandsteinen und Brekzien gehören sie zu den akzessorischen Komponenten. Dabei treten sie als detritische, das heißt umgelagerte, zum Teil gealterte Partikel und auch als kleine frische Fallpartikel vorwiegend dispers in der hemipelagischen Schlammatrix auf. Verstreute Glaspartikel sind ebenfalls charakteristische Nebenkompenten in den hemipelagischen Sedimenten der Formation Loma Chumico.

Die Glaspartikel sind farblos und hochblasig. Sie weisen einen niedrigen Bruchindex auf, der unter 1,550 liegt. Diese Eigenschaften kennzeichnen felsische - saure - vulkanische Gläser (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Das hochblasige Gefüge zeigt, daß diese Partikel durch Entgasung hochdifferenzierter Magmen entstanden. Die Glaspartikel weisen eine neomorphe Erhaltung auf. Unter gekreuzten Nicols erkennt man, daß sie sich aus Mineralen der Zeolith-Gruppe zusammensetzen. Die Zeolithe stellen Produkte der marinen Entglasung dar. Die Rolle der Glaspartikel in der diagenetischen Entwicklung der Sedimente ist entscheidend. Weil alle Glaspartikel vollständig entglast vorkommen, ist eine direkte Bestimmung ihrer ursprünglichen chemischen Zusammensetzung nicht möglich. Aus der Beziehung Farbe und Form gegen Bruchindex und SiO<sub>2</sub>-Gehalt (SCHMINCKE, 1981) kann man jedoch auf einen ursprünglichen SiO<sub>2</sub>-Gehalt von über 65 Gew.% schließen.

Diese Glaspartikel entsprechen subaerisch eruptiertem sauren Tephramaterial, das aus großen plinianischen Vulkanausbrüchen an Land resultierte (vgl. FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Gemäß ihrer Form kann man in den marinen Sedimenten der Formation Loma Chumico - wie bei subaerisch abgelagerten Pyroklastika - vier Hauptarten von Glaspartikeln unterscheiden: (1) Blasenwandscherben, (2) kleine Bimssteinfragmente und gealterte Glaspartikel: (3) hydratisierte Glaspartikel und (4) gealterte Bimssteinfragmente.

#### Blasenwandscherben

Blasenwandscherben entsprechen Fragmenten von zerbrochenen Blasen. Sie umfassen zwei Arten: (1) Konkave, sichelförmige sowie doppelkonkave Fragmente, manchmal im Querschnitt Y-förmig. Die Y-förmigen Scherben stellen Wandzwickel-Relikte von drei zerbrochenen benachbarten Blasen dar (s. Abb. 9, 10). (2) Meist längliche, dünne, zum Teil leicht gebogene Scherben, die aus zerbrochenen Glaswänden von großen flachen Blasen und/oder von röhrenförmigen Bimssteinfragmenten hervorgegangen sind (s. Abb. 9).

Der Bestandteil an Glasscherben in feinkörnigen Tuffiten ist sehr hoch. Er kann 30 bis maximal 80% erreichen. So ein hoher Anteil läßt sich schon aus dem charakteristischen Scherbengefüge dieser Gesteine erkennen. Kleine Glasscherben treten auch häufig verstreut in Kieselkalken und Schwarzschiefern auf. Das sind Fallpartikel, die sich zusammen mit Radiolarien und Foraminiferen als pelagischer Regen abgelagerten. Die Länge der Scherben beträgt 20  $\mu$  bis 0,5 mm. Die Blasenwand- und Zwickelscherben entstehen aus niedrig-viskosen, rhyolithischen Magmen über 850°C Temperatur (IZETT, 1981).

Die pyroklastischen Stromablagerungen der Quebrada Mozotal und einige der feinkörnigen, tuffitischen Sandsteine von Manzanillo führen außerdem rotfarbige Glasscherben, die eine fortgeschrittene Diagenese aufweisen (s. Abb. 5). Ihre rote Farbe geht auf die Oxidation des Eisens zurück.

#### Bimssteinfragmente

Diese Partikel - auch Bimssteinscherben oder Bimspartikel genannt - bestehen aus farblosem, vulkanischen Gesteinsglas. Sie zeichnen sich durch ihr charakteristisches hochschaumiges Gefüge aus. Häufig weisen sie Fließgefüge auf. Bimssteinfragmente sind in allen Sedimenten der Formation Loma Chumico vorhanden. In Tuffablagerungen gehören sie, neben Glasscherben, quantitativ zu den Hauptkomponenten. Ihr Anteil erreicht bis zu 30%. Die Korngröße beträgt zwischen 0,2 und 1 mm. Der Blasendurchmesser schwankt zwischen 10 und 20  $\mu$ . Große Blasen erreichen jedoch 40 bis 50  $\mu$  Durchmesser. Einige Bimssteinpartikel führen

resorbierte Feldspat- und Quarz-Einsprenglinge. Die Kristalle sind in hochblasigem Glas eingeschlossen (s. Abb. 3). Dieses Gefüge belegt eindeutig die explosiv-vulkanische Herkunft vieler Kristalle.

Bimssteinfragmente kommen auch als "grüne Partikel" vor. Das sind Partikel, in deren Blasenräumen sich marine authigene, grüne Tonminerale abgelagerten. Daneben treten vollständig "glaukonitisierte" Partikel auf (s. Abb. 8,10). Anhand der Blasenform unterscheidet man zwei Partikelarten: (1) Bimssteinfragmente mit parallel bis subparallel angeordneten, röhrenförmigen Blasen, deren Länge/Durchmesser-Verhältnis über 10 liegt, und (2) Bimssteinfragmente mit sphärischen und subsphärischen - hülsenförmigen - Blasen (s. Abb. 8, 3). Die erste Partikelart weist auf hohe Dampfdruck-Bedingungen beim Ausbruch hin, während im Gegensatz dazu die zweite niedrigen Dampfdruck anzeigt (EWART, 1963). Die Bimssteinpartikel entwickeln sich aus hoch-viskosen, rhyolithischen Magmen unter 850°C Temperatur (IZETT, 1981).

Zwischen Blasenwandscherben und Bimssteinfragmenten kommen häufig viele Übergangsformen vor. Es handelt sich um Glasscherben mit vereinzelt Blasen oder nichtvollständig erhaltenen - zerbrochenen - Blasen (s. Abb. 4,7,5). Diese Glasscherben besitzen konkave bis doppelkonkave Oberflächen - Blasenwandrelikte - und führen maximal ein bis drei meist große Blasen. In Bimssteintuffiten treten eigenartige Glaspartikel auf, die nur aus einer röhrenförmigen und mit authigenen Tonmineralen ausgefüllten Blase bestehen (s. Abb. 10).

Abb. 3 Bimssteinfragment mit Hochplagioklas-Einsprenglingen. Die idiomorphen Kristalle zeigen Glaseinschlüsse (Ge). Die Kristalle sind in hochschaumiges Glas eingeschlossen. Die Hohlräume der Gasblasen sind mit grünem Smektit ausgefüllt. - Verschweißter bimsreicher Glastuff aus der Quebrada Mozotal bei Barbudal (Untercampan oder älter). Probe BB-1/2. Ungekr. Nicols.

Abb. 4 Zerbrochener Plagioklas-Einsprengling (P) und Hornblendekristall (Hbl) in einer Glasmatrix verschweißst. Die Matrix enthält Glasscherben und komplett erhaltene Gasblasen (Gb). - Verschweißter Glastuff aus der Quebrada Mozotal bei Barbudal (Untercampan oder älter). Probe BB-1/2a. Ungekr. Nicols.

Abb. 5 Rote Blasenwandscherben mit dünnen Zeolith-Säumen, Quarz- und Pyroxenkristalle (Q, Px) in Glasmatrix eingeschlossen. Die Matrix besteht aus farblosen Glasscherben und authigenen Tonmineralen - Entglasungsprodukte. Probe BB-1/2c. Ungekr. Nicols.

Abb. 6 Gealterte Glaspartikel mit perlitischen Sprüngen ausgefüllt mit grünem Smektit. Sie stellen Erosionsprodukte aus dem meteorischen Bereich dar, die zusammen mit anderen juvenilen Partikeln als Schuttmaterial ins Tiefwasser umgelagert wurden. Cerro Piedra Blanca, Alto Tempisque, Probe TB-4/2. Ungekr. Nicols.

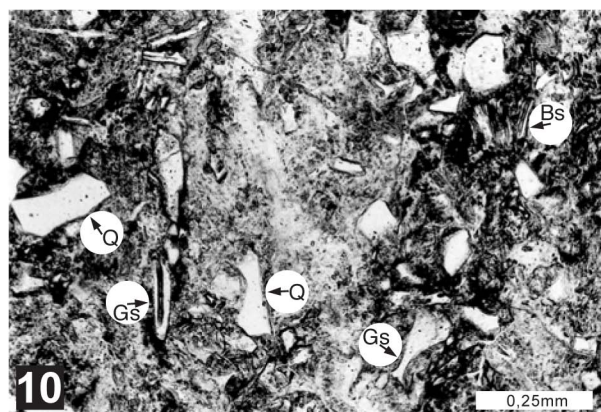
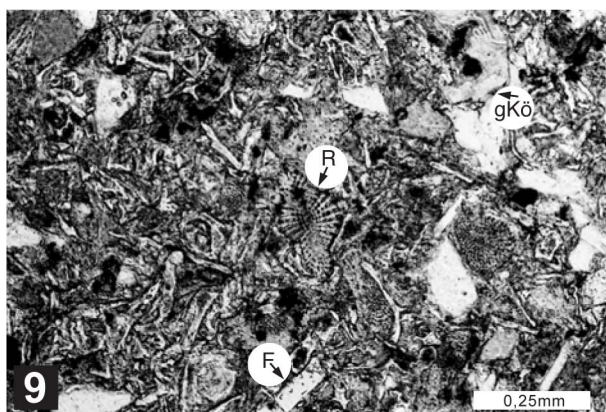
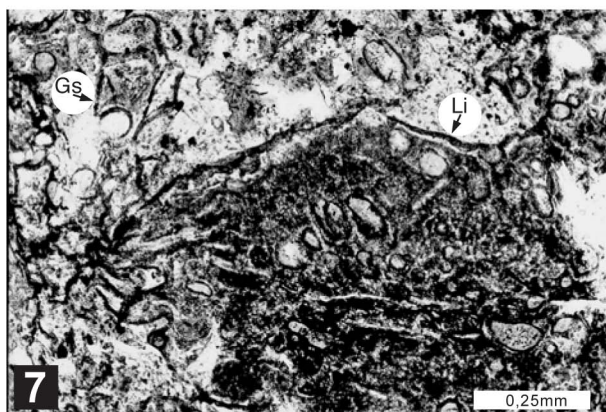
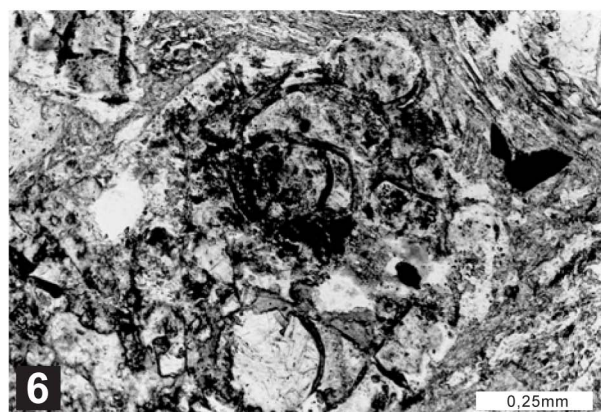
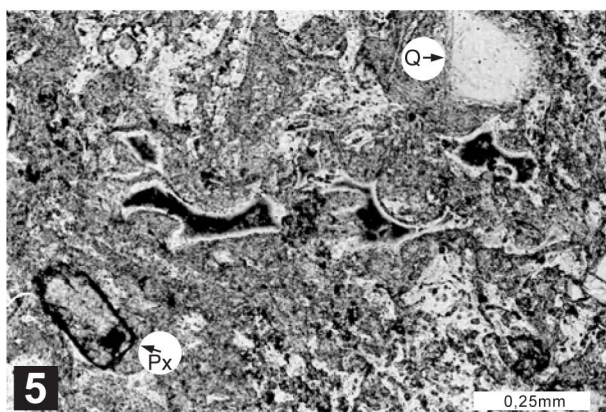
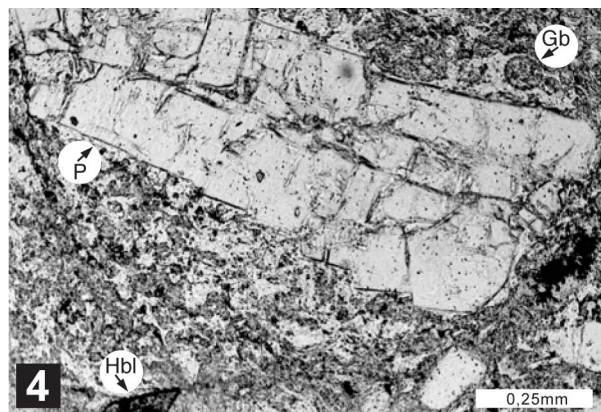
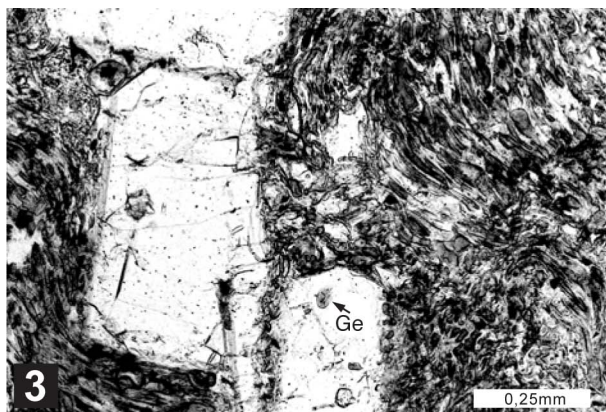
Abb. 7 Lithischer Tuff mit blasigen Ignimbritfragmenten (Li) und Glasscherben (Gs). Manzanillo (Cerro Grande). Probe PB-1/10. Ungekr. Nicols.

Abb. 8 Bimssteinfragment mit röhrenförmigen Blasen ausgefüllt mit grünem Smektit. Bimssteintuffit zwischengeschaltet in Schwarzschiefern der Typlokalität Loma Chumico (Alb). Probe SB-2/5. Ungekr. Nicols.

Abb. 9 Glasscherben Tuffit mit Radiolarienskeletten. Das Gestein besteht aus dünnen länglichen Blasenwandscherben, Feldspatkristallen (F), grünen Körnern (gKö) und Radiolarien. Bildmitte (R) *Pseudoaulophacus floresensis* PESSAGNO des Campans. Manzanillo. Probe PB-2/7. Ungekr. Nicols.

Abb. 10 Bruchstückhafter Tuffit mit Quarzkristallen (Q), farblosen Blasenwandscherben (Gs), Bimsscherben (Bs) und Glasscherben mit einzelnen röhrenförmigen Blasen. Diese Komponenten werden von einer tonigen entglasten Matrix gestützt. Falltephralagen zwischengeschaltet in Schwarzschiefern der Typlokalität Loma Chumico (Alb). Probe SB-2/6. Ungekr. Nicols.





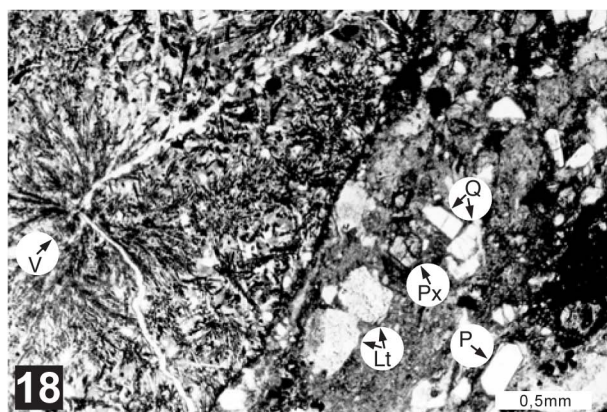
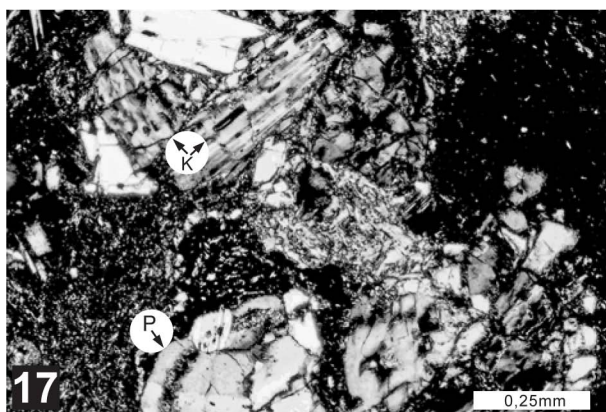
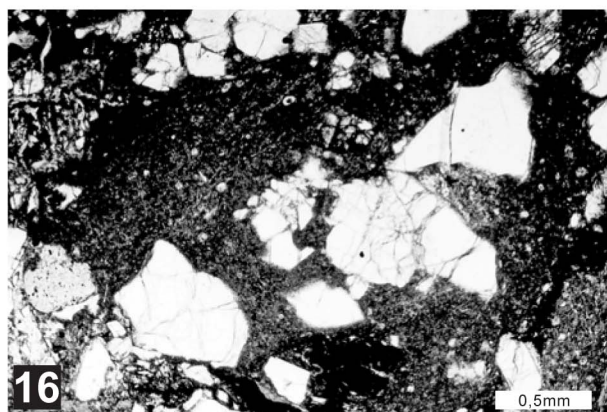
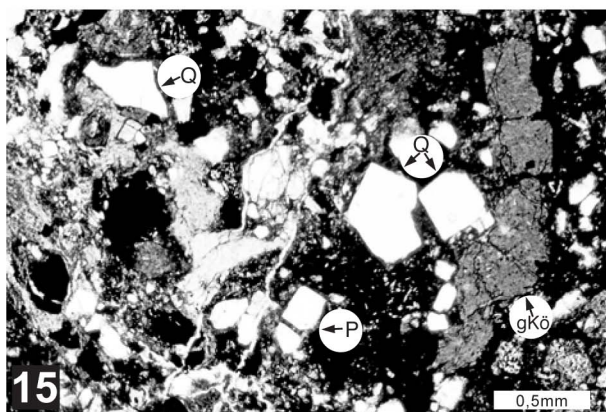
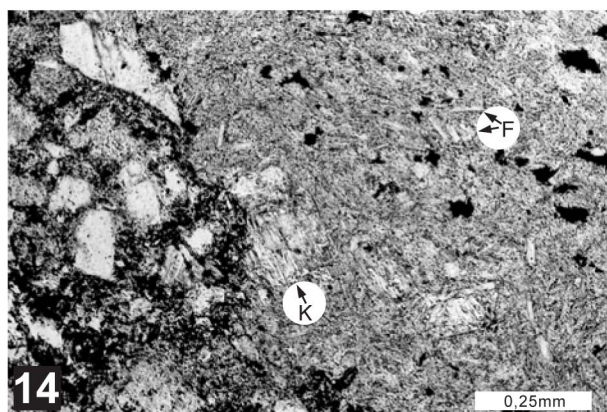
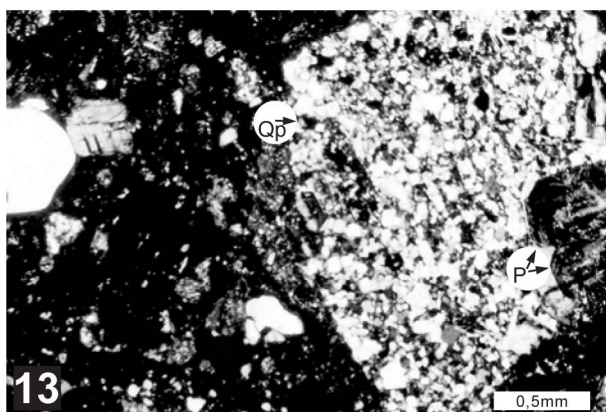
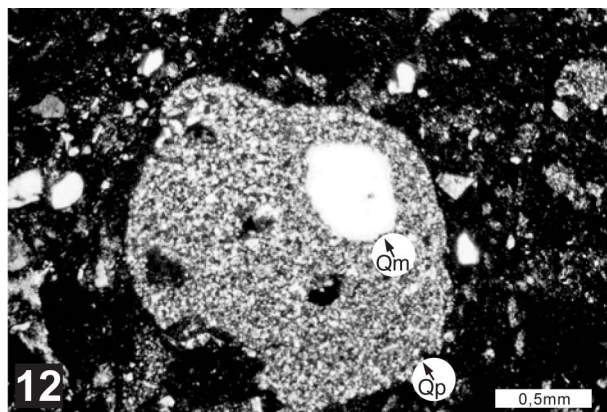
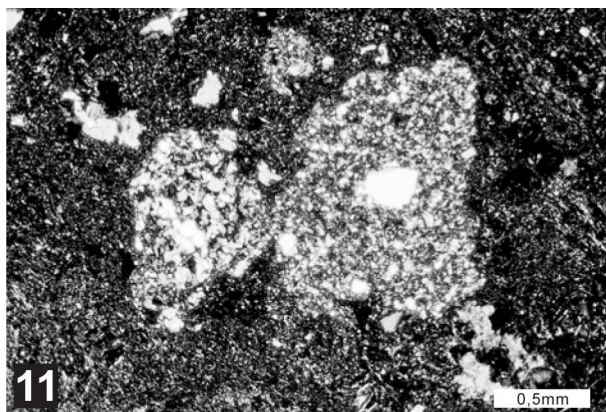


Abb. 11 Rekristallisierte Tuff-Fragmente (Metavulkanitklasten) als komagmatische Lithoklasten innerhalb der pyroklastischen Schuttstromablagerungen von Manzanillo (Cerro Grande). Probe-PB-1/3. Gekr. Nicols.

Abb. 12 Rekristallisiertes Tuff-Fragment mit rundresorbiertem Quarzkristall (Qm). Der monokristalline Quarz (Qm) - primärmagmatischer Natur - liegt in einer zu polykristallinem Quarz (Qp) umgewandelten Matrix. Manzanillo (Cerro Grande). Probe PB-1/3. Gekr. Nicols.

Abb. 13 Kantiges rekristallisiertes Tuff-Fragment mit stark zonierten Plagioklas-Einsprenglingen (P) - primärmagmatischer Natur - eingeschlossen in polykristalliner Quarzmatrix. Qp kommt als Endprodukt der Entglasung der felsischen Glasmatrix vor. Bahía Murciélago. Probe BM-3/6 . Gekr. Nicols.

Abb. 14 Detail eines Trachyt/Latitfragments. Das Fragment besteht aus Perthit-Einsprenglingen (K) und einer aus subparallel eingeregelteten Feldspatmikrolithen (F) bestehenden Grundmasse. Bahía Murciélago. Probe BM-3/6. Ungekr. Nicols.

Abb. 15 Quarz-Feldspat-führender Sandstein mit Inselbogen-Herkunft. Er besteht aus Quarz-, Feldspat- und Pyroxenkristallen sowie grünen Körnern. Die frischen kantigen Kristalle entsprechen pyrogenen Kristallen, die aus der Erosion von kristallführenden Tuffen und Bimsflößen entstanden sind. Río Morote. Probe SB-1/7. Ungekr. Nicols.

Abb. 16 Fragment eines Quarzporphyrs (Ignimbrit) in grobkörnigem Sandstein. Es zeigt zerbrochene, in einer grauen Aschenmatrix eingebettete Einsprenglinge. Río Morote. Probe SB-1/7. Ungekr. Nicols.

Abb. 17 Perthit- (K) und stark zonierte Plagioklaskristalle in Sandsteinen des Río Morote. Probe SB-1/4 . Gekr. Nicols.

Abb. 18 Gemischt basaltisch/rhyodazitischer Grobsandstein. Links im Bild großer Klast eines Tholeiitbasaltes des Nicoya-Komplexes mit Pyroxen-Variolen (V). Diese Verwachsungen sind besonders kennzeichnend für Gesteine aus dem Inneren eines tholeiitischen Lavastroms (FLOYD, WINCHESTER & CASTILLO, 1992). Rechts im Bild die kalkalkalinen Produkte, unter ihnen erkennt man: Bruchstücke und idiomorphe Kristalle von Quarz (Q), Pyroxen (Px) und Plagioklas (P) und kleine rekristallisierte Tuff-Fragmente (Lt). Río Morote. Probe SB-1/5. Ungekr. Nicols.

#### Gealterte Glaspartikel

Sie entsprechen subaerisch eruptierten und abgelagerten Tephrapartikeln differenzierter Zusammensetzung, die durch Erosion oder pyroklastische Ströme - als mitgerissene Klasten - ins Meer umgelagert wurden. Sie besitzen eine fortgeschrittene Diagenese und umfassen zahlreiche hydratisierte Glaspartikel und Bimssteinfragmente.

#### Hydratisierte Glaspartikel

Diese farblosen Glaspartikel zeichnen sich durch konzentrische Sprünge - kugel- bis zwiebelschalenförmige Risse - aus, die kennzeichnend sind für felsische Gläser (s. Abb. 6). Diese Strukturen werden manchmal mit neugebildeten grünen Tonmineralen ausgefüllt. Die Größe der Partikel schwankt zwischen 0,2 und 1 mm. Die perlitischen Sprünge entwickeln sich durch H<sub>2</sub>O-Aufnahme, welche die beginnende Alteration der felsischen Gläser im meteorischen Bereich widerspiegelt (SCHMINCKE, 1988). Daher sind sie wichtige Indikatoren für ein terrestrisches Milieu.

#### Gealterte Bimssteinpartikel

Neben hydratisierten Glaspartikeln kommen in den Pyroklastika und auch in den Epiklastika der Formation Loma Chumico andere detritische, hochblasige Glaspartikel vor. Es handelt sich um gut gerundete oder durch Kompaktion stark gepresste Bimssteinfragmente. Ihre Blasen sind mit gelb-, braun- oder grünfarbenen Tonmineralen ausgefüllt. Einige Partikel besitzen sehr irreguläre Blasen mit dicken Wänden. Ihre Korngröße liegt normalerweise zwischen 0,2 und 2,5 mm. Wenn die Bimssteinpartikel stark verwittert auftreten, ist ihre Natur nur an Blasengefüge-Relikten zu erkennen. Zu den gealterten Glaspartikeln gehören auch die

glaukonitisierten Bimssteinfragmente und Glascherben, die im flachmarinen Bereich als Gastkörner für Tonmineral-Neubildungen dienen.

### **5.3.2 Kristallfragmente**

Primärmagmatische Kristalle sind nach den Glaspartikeln die zweithäufigsten Komponenten der Pyroklastika. Sie kommen in den hemipelagischen Sedimenten weit verstreut vor. Dabei treten sie als einzelne Fragmente, eingebettet in Schlammatrix auf oder bilden neben Glaspartikeln Teil der vulkanogenen Silte und Tone, die an der Bildung von tonigen Radiolariten (Porcellanite) und Tonsteinen beteiligt sind. Einsprenglinge und Fragmente sind die gleichen Kristalle, die auch in Bimssteinfragmenten und komagmatischen Lithoklasten vorkommen. Die folgende Beschreibung bezieht sich auf beide - Einsprenglinge und Kristallbruchstücke.

#### Feldspäte

Feldspäte sind, neben Quarz, Hauptminerale. Sie treten als gut erhaltene hypidiomorphe bis idiomorphe Einsprenglinge und Bruchstücke auf (s. Abb. 3,4,17,18). Einige von ihnen besitzen, wie die Quarzkristalle, rundgeschmolzene Ränder und gekrümmte Risse sowie Glaseinschlüsse und -einbuchtungen. Die Kristalle sind farblos. Aufgrund der optischen Eigenschaften unterscheidet man Plagioklas und Alkalifeldspat - Perthit und Sanidin. Die Plagioklase kommen in zwei Generationen vor: (1) unverzwilligte Kristalle mit deutlichem Zonarbau und (2) polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwilligte Individuen. Fast alle Plagioklas-Einsprenglinge zeigen sowohl normale als auch oszillierende Zonierung. Die Albit-Zwillinge treten mit breiten Lamellen auf.

Unter den Alkalifeldspäten erkennt man vorwiegend Sanidin und die Entmischungsformen Perthit und Antiperthit. Sanidinkristalle treten als klare, tafelige Leisten auf, die 0,4 bis 0,75 mm Länge erreichen. Es kommen sowohl unverzwilligte als auch nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Individuen vor. Bei den Entmischungsformen handelt es sich um Mikroperthit und -antiperthit (s. Abb. 17). Beide Formen zeigen orientierte sowie nicht-orientierte Verwachsungen. Alkalifeldspat liegt auch in radialstrahliger, feinstkristalliner Verwachsung mit Quarz vor, als Entglasungsprodukt saurer Gläser. Deshalb ist es schwierig den genauen Anteil an Alkalifeldspat zu bestimmen. In Sandsteinen liegt er um 2%.

#### Quarz

Der Quarz ist monokristallin. Er zeichnet sich durch seine Frische und das Fehlen von Spaltbarkeit und Relief aus. Unter gekreuzten Nicols löscht er gerade aus, zeigt niedrige Lichtbrechung und keine Zwillingsbildung. Quarzkörner treten als kantige Bruchstücke und stark resorbierte Kristalle - Buchtquarze - auf. Oft besitzen sie rundgeschmolzene Ränder und Glas-Einbuchtungen sowie -Einschlüsse (s. Abb. 5, 10,16). Nicht selten zeigen Hochquarze idiomorphe und hypidiomorphe, z.T. rundgeschmolzene Kristalle mit sechs- bis achtseitigem Umriß. Quarzkristalle führen häufig idiomorphe Apatit-Einschlüsse (s. Abb. 15). Sie bestehen aus kleinen kurzsäuligen Kristallen mit deutlichem Relief. Nach PICHLER & SCHMIDT-RIEGRAF (1987) handelt es sich um frühmagmatisch gebildete Kristalle.

Die Korrosionserscheinungen, neben dem Vorkommen von Tuffit- und Bimssteinfragmenten (Ignimbrite) mit Quarz und Feldspat-Einsprenglingen, weisen eindeutig auf die explosiv-vulkanische Herkunft des Quarzes und Feldspates hin (s. Abb. 3, 4, 16). Große Quarzkörner mit unregelmäßigen, z.T. gekrümmten Rissen belegen, daß viele Bruchstücke durch Zerbrechen - während eines vulkanischen Ausbruches und/oder der späteren Kompaktion - entstanden sind (s. Abb. 16).

#### Pyroxen

Pyroxen ist quantitativ das vorherrschende mafische Mineral. Sein Anteil beträgt bis 5%. Die meisten Individuen gehören zur Augit-Reihe ("gemeiner" Augit). Der Augit s.s. ist nach PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF (1987) der wichtigste dunkle Gemengteil kalkalkaliner sowie tholeiitbasaltischer Magmatite. Die Pyroxene sind xenomorphe bis hypidiomorphe, schwach grüne Kristalle mit deutlichem Relief (s. Abb. 5, 18). Es kommen einige Individuen vor, die ausgezeichnete Basisschnitte mit beiden annähernd senkrecht aufeinander stehenden Spaltsystemen zeigen. Unter gekreuzten Nicols weisen sie Zonarbau auf. Ihr schiefer Auslöschungswinkel liegt zwischen 30° und 45°. Im Gegensatz zu den Klinopyroxenen treten Ortho-

pyroxene selten auf. Sie sind durch ihren schwachen Pleochroismus, gute Spaltbarkeit und zumeist gerade Auslöschung (Hypersten) gekennzeichnet.

#### Amphibol

Primäre Amphibolkristalle kommen als wichtiger akzessorischer Gemengteil in Pyroklastika vor. Ihr Anteil liegt häufig um 1%, kann aber in einigen Fällen bis zu 3% erreichen. Die Amphibole gehören hauptsächlich zur Gruppe der "grünen" Hornblendens (Hastingsit-Reihe). Vereinzelt braune Hornblendekristalle treten in verschweißten Tuffen auf (s. Abb. 4). Die Kristallausbildung ist meist xenomorph bis hypidiomorph und langsäulig. Es kommen Individuen mit perfekten Basisschnitten vor. Die Kristallgröße variiert von 0,5 bis 2 mm. Die Kristalle zeichnen sich durch ihre kräftig grüne Farbe und deutlichen Pleochroismus aus. Die Werte der Auslöschungsschiefe liegen zwischen 16° und 20°.

#### Biotit

Zahlreiche primäre Biotitkristalle treten in feinkörnigen, tuffitischen - glasscherbenreichen - Sandsteinen auf. Ihr Anteil beträgt bis zu 3% der detritischen Fraktion. Die Kristallausbildung ist tafelig bis blättrig. Die Biotitkristalle besitzen einen äußerst kräftigen Pleochroismus in intensiv braunen und rotbraunen Farben. In Auslöschungsstellung - parallel zu den Spaltrissen - weisen sie die sogenannte "feinschuppige Maserung" auf, die für alle Glimmer kennzeichnend ist. Die meisten Kristalle zeigen die charakteristischen plastischen durch mechanische Kompaktion entstandenen Deformationen - "Knickbänder". Die Kristallgröße liegt zwischen 0,1 und 0,2 mm. Biotit kommt häufig nur in den stärker entwickelten Einheiten der hoch-kalkalkalinen Serien vor (GILL, 1981).

### **5.3.3 Lithoklasten**

Die Pyroklastika der Formation Loma Chumico führen vorwiegend helle, holokristalline vulkanische Gesteinsbruchstücke, die aus primären und sekundären Quarz- und Feldspatkristallen bestehen. Da sie die gleiche felsische Zusammensetzung wie die Ablagerungen selbst aufweisen, stellen sie komagmatische Lithoklasten dar. Daneben treten meist als akzessorische Komponenten wenige Basalt- und Radiolaritklasten (Erosionsprodukte des Nicoya-Komplexes) sowie Tonstein- und tuffitische Tonstein-"rip-up"-Klasten auf.

#### Saure komagmatische Eruptivgesteinsfragmente

Sie umfassen polykristalline kristallführende Lithoklasten (rekristallisierte Tuffe) und Trachyt-/Latitfragmente. Sie zeichnen sich durch einen hohen Anteil von über 80% an hellen - felsischen - in Glasmatrix eingebetteten Mineralen aus. In Bahía

Murciélago machen sie über 70% der Ablagerung aus. Einige von ihnen führen wenige akzessorische Pyroxenkristalle und opake Minerale. Ihre Kornform ist meist kantig. Eruptivgesteinsfragmente umfassen sowohl frische juvenile Lithoklasten (neovulkanische Körner nach ZUFFA, 1985) wie auch paläo- und metavulkanische Lithoklasten. Die Liefergesteine waren sowohl alte Metavulkanite als auch Neovulkanite - junge eruptierte Pyroklastika und Laven. Die große Bedeutung dieser Vulkanitklasten innerhalb der Formation Loma Chumico liegt darin, daß sie eindeutig auf einen schon im Alb existierenden Inselbogen-Schild in Costa Rica hinweisen.

#### Vulkanische polykristalline Cherts (rekristallisierte Vulkanitklasten)

Es handelt sich um polykristalline Körner vulkanischen Ursprungs, deren Grundmasse sich in polykristallinen Quarz verschiedener Modifikationen umwandelte. Diese Lithoklasten sind charakteristische komagmatische Komponenten der pyroklastischen Schuttstromablagerungen. Die Korngröße schwankt zwischen 0,2 und 1 mm. Die Kornform ist meist kantig.

Es sind farblose bis helle grüngraue, zum Teil porphyrische, polykristalline Lithoklasten. Sie bestehen aus frischen, ungleich großen Quarzverwachsungen von mehreren Kristallindividuen. Die Anzahl der Kristalle pro Korn liegt weit über fünf Individuen. Die Quarzkristalle zeichnen sich durch ihre undulöse Auslöschung aus. Sie weisen sowohl suturierte als auch flächenhafte Kristallkontakte auf (s. Abb 13). Die Kristallgröße ist sehr unterschiedlich. Es kommen kleine Kristalle unter 20  $\mu$  Größe - die eine mikrokristalline Matrix bilden - und manchmal auch größere Kristalle von über 60  $\mu$  Größe vor (s. Abb. 12, 13). Daneben treten auch helle Klasten mit großen radialfibrösen Chalcedonverwachsungen eingebettet in einer mikrokristallinen Quarzmatrix auf. Sie stellen Füllungen von Hohlräumen saurer Gesteinsfragmente dar. Viele polykristalline Klasten führen primär magmatische Feldspat- und Quarz-Einsprenglinge (s. Abb. 11, 12, 13). Die mikrokristalline Grundmasse besteht aus neugebildetem Quarz. Einbuchtungen der Grundmasse in Kristalleinsprenglingen sind häufig vorhanden. Dies deutet auf den vulkanischen Ursprung dieser Lithoklasten hin.

Manche polykristallinen Quarzkörner entsprechen vollständig rekristallisierten, d.h. in Quarz umgewandelten Glaspartikeln differenzierter Zusammensetzung. Ihr Ursprung läßt sich an Blasengefüge-Relikten erkennen - Blasen Hohlräume sind mit authigenen Tonmineralen ausgefüllt. Einsprengling-freie Quarzkörner, die außerdem keine Relikt-Gefüge vulkanischer Natur aufweisen,

sind anhand mikroskopischer Methoden schwer von sedimentären Cherts zu unterscheiden.

Polykristalline Quarzverwachsungen treten als Endprodukte der fortgeschrittenen Alteration saurer Gläser in Eruptivgesteinen auf. Sie sind aus "kontinentalen" Vulkanbereichen bekannt (vgl. PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Allerdings entstehen die Neubildungen von Quarzverwachsungen erst im Metamorphose-Bereich (FÜCHTBAUER, 1988). Dies deutet auf ein metavulkanisches Liefergestein für die polykristallinen Klasten der Formation Loma Chumico hin. DICKINSON (1985) betrachtet derartige Lithoklasten als *vulkanische Chalcedon-Gesteinsbruchstücke*. Die Kristallanzahl von mehr als fünf Individuen pro Korn, die suturierten Kristallkontakte und die undulöse Auslöschung der Kristalle sind charakteristische Eigenschaften dieser Klasten, die eine Metamorphose andeuten (vgl. BLATT, 1982; ADAMS, MACKENZIE & GUILFORD, 1984 und FÜCHTBAUER, 1988). Das gemischte Zusammenkommen dieser Komponenten mit juvenilen pyroklastischen Produkten in Pyroklastika und Epiklastika sowie das Gefüge, das eindeutig auf ihren vulkanischen Ursprung hinweist, belegen, daß diese Lithoklasten ältere, eruptierte Inselbogen-Metavulkanite repräsentieren (s. Abb. 12,13,18). Untersuchungen an jüngeren vulkaniklastischen Sandsteinen Costa Ricas zeigen, daß solche Lithoklasten sehr charakteristische Komponenten von Inselbogen-Sandsteinen sind. Sie sind in Vulkaniklastika der paläozänen Formation Curú und der eozänen Formation Descartes (im Forearcbereich) vorhanden. Sie treten ebenfalls in Quarzsandsteinen der miozänen Formation Coris im Valle Central (Innerbogenbereich) auf.

#### Trachyt-/Latitfragmente

Sie entsprechen vulkanischen Gesteinsbruchstücken, die aus über 80% hellen, primären oder sekundären felsischen Mineralen - vorwiegend K-Feldspat, Na-Plagioklas und Quarz - bestehen und daher nach der von SCHUMANN (1992) vereinfachten Streckeisen-Anordnung für Vulkanite zur Trachyt-Latitgruppe gehören. Trachyt-/Latitfragmente bilden wichtige komagmatische Vulkanitklasten grobkörniger Pyroklastika der Formation Loma Chumico (s. Tab. 1). Sie sind oft feinkörnig, auch zum Teil porphyrisch. Die meisten von ihnen weisen die charakteristische "trachytische Struktur" auf. Sie zeichnet sich durch Feldspat-Einsprenglinge aus, die eingebettet in einer Grundmasse aus subparallel eingeregelteten Feldspat-Mikrolithen vorkommen (s. Abb. 14). Die subparallele Einregelung von Einsprenglingen in Bezug auf die Mikrolithe gibt manchen Trachytfragmenten außerdem ein fließendes Gefüge.

Die Klasten sind kantig und meist farblos. Man unterscheidet sowohl Klasten mit als auch ohne

Glasanteil - pilotaxitisches Gefüge - zwischen den kleinen orientierten Mikrolithen. Selten führen sie akzessorische Pyroxenkristalle. Die Glasmatrix besteht in manchen Fällen aus mikrokristallinen Quarzverwachsungen, die aus der fortgeschrittenen Alteration des felsischen Glases hervorgingen. Die Trachytfragmente können die marine Umlagerung lockerer plinianischer, trachytischer Lapilli-Falloutablagerungen darstellen und/oder Fragmenten älterer Gesteine des vulkanischen Schildes (z.B. Trachytlaven) entsprechen, die bei vulkanischen Ausbrüchen mitgerissen wurden.

#### Akzessorische Lithoklasten

Nichtkomagmatische Lithoklasten treten innerhalb der pyroklastischen Gesteine nur als akzessorische Komponenten auf. Ihr Anteil liegt unter 5%. Unter ihnen identifizieren wir Basalt- und Radiolaritklasten, "rip-up"-Klasten und grüne Partikel.

#### Basalt- und Radiolaritklasten

Das sind Erosionsprodukte des Nicoya-Komplexes, die als akzessorische Komponenten in manchen pyroklastischen Gesteinen der Formation Loma Chumico auftreten. Nur wenige Ablagerungen führen solche Komponenten, z.B. die Ablagerungen der Bahía Murciélagu. Der Komponenten-Anteil liegt unter 3%. Die sehr unterschiedlich großen Klasten sind oft relativ gut gerundet. In Bahía Murciélagu kommen Basaltklasten von maximal 40 cm Durchmesser vor.

#### "rip-up"-Klasten

Sedimentäre Lithoklasten von Glasscherben-Tuffiten mit Radiolarien, tuffitischen Tonsteinen und tuffitischen Radiolariten interpretieren wir als "rip-up"-Klasten. Das heißt nichtkonsolidierte Lithoklasten, die beim Fließen des pyroklastischen Schuttstroms aus dem marinen Boden mitgerissen werden. Da diese Lithoklasten die gleichen Glaspartikel und Kristalle des pyroklastischen Schuttstroms aufweisen, können sie Fragmente älterer Falloutablagerungen oder Reste von pyroklastischen Turbiditen darstellen.

#### Grüne Partikel (Glaukonitkörner s.l.)

Diese Partikel kommen wesentlich häufiger vor als die oben beschriebenen. Es handelt sich um detritische Partikel verschiedener Größe und Kornform, die durch die Neubildung grüner authigener Tonminerale entstanden sind. Die Korngröße schwankt zwischen 50  $\mu$  und 3 mm. Unter gekreuzten Nicols zeigen sie ein mikro- bis kryptokristallines, meist unregelmäßiges Gefüge.

In Pyroklastika unterscheidet man anhand der Gefüge des Gastkorns und der Intensität der Glaukonitbildung drei Korntypen: (1) grüne homogene Körner, (2) grüne Tuffklasten und (3) grüne glasartige Körner. In vielen blasigen Glaspartikeln

treten die grünen Tonminerale als Hohlraumfüllungen auf. Der erste Korntyp weist keine Gefügerelikte auf, die auf irgendein ursprüngliches Gastkorn zurückzuführen sind (s. Abb. 9, 15). Bei den glasartigen Körnern handelt es sich um teilweise bis vollständig glaukonitisierte Bimspartikel und Glasscherben mit perlitischen Sprüngen (s. Abb. 6, 8). In diesen Partikeln lagerten sich die Tonminerale häufig in den freien Blasen Hohlräumen und perlitischen Rissen ab. Daneben kommen vollständig glaukonitisierte Glaspartikel vor. Bei denen sich authigene Tonminerale außerdem in den Blasenwänden neu bildeten, was auf die vollständige Auflösung des Glases hindeutet. Da sich diese Partikel vorwiegend in marinen küstennahen Regionen und in Schelf-Bereichen entwickeln (s. ODIN, 1985), verwenden wir sie als Fazies-Indikatoren, um marine von subaerisch abgelagerten Fließstrom- und Fallouthephra zu unterscheiden. Außerdem weisen sie auf die Existenz von Schelfbereichen hin. Die grünen glasartigen Körner interpretieren wir als subaerisch eruptierte und abgelagerte felsische Glaspartikel, die ins Meer remobilisiert wurden.

#### **5.3.4 Matrix**

Die Matrix der Tephraablagerungen ist sehr verschiedenartig. Sie besteht aus kleinen Glaspartikeln sowie kleinen Feldspat-, Quarz- und Pyroxenkristallen, die sich mit variablen Mengen von pelagischem Schlamm und Mikrofossilien - vor allem Radiolarien - vermischen. Die Glasmatrix kommt fast immer in sekundäre Zeolith- und Chloritminerale umgewandelt vor. Stark umgewandelte Glasmatrix ist grünfarbig. Viele Schuttstromablagerungen führen eine vorwiegend pelagische Schlammatrix mit Radiolarien und verstreuten Tephrapartikeln. Andere Ablagerungen weisen dagegen eine detritische Matrix aus Lithoklasten und gealterten Glaspartikeln auf. Häufig dominiert eine hybride Matrix aus entglasten - in Tonminerale umgewandelten - Glaspartikeln und pelagischem Schlamm. Die Alteration der im pelagischen Schlamm verstreuten Tephrapartikel kontrolliert zum großen Teil die charakteristische kieselige Diagenese vieler hemipelagischer Sedimentgesteine der Formation Loma Chumico. Häufig werden diese Gesteine als kieselige Lutite und Kalke bezeichnet.

#### **5.4 Tephra-Ablagerungen und ihre Sedimentologie**

Hier präsentieren wir die Fazies-Beschreibung und die sedimentologischen Interpretationen bestimmter pyroklastischer Ablagerungen der Formation Loma Chumico. Die detaillierte Untersuchung der entsprechenden Mikrofazies ist in der Tabelle 1 aufgeführt. Wir konzentrieren unsere

Tab. 1: Charakteristische Eigenschaften submariner Tephraablagerungen der Formation Loma Chumico (Oberer Nicoya-Komplex)

| LITHOLOGIE<br>(MIKROFAZIES)                                | K O M P O N E N T E N                             |  |  |  |  | GEFÜGE                                  | KORNGRÖÙE  |
|--|---|--|--|--|--|---|------------|
|  | GLASPARTIKEL                                      | KRISTALLE                              | LITHOKLASTEN   | MATRIX                                     |  |   |            |
| <b>Grobkörnige Pyroklastika</b>                            |   |  |  |  |  |   |            |
| <b>Weißer<br/>Tuffitbrekzie</b>                            | Bimsstein u. blasige Scherben (0,5 bis 3 cm groß) | Q, P u. K, akzess. Hbl u. Px           | rekrist. Tuffe, Trachyte, akzess. Basalt u. Radiolarit | kieseliger, pelagischer Schlamm            | unorganisiert; lokale inverse Gradierung | 1 -3 cm, "out-size"-Klasten             | 6- 40 cm   |
| <b>Lithischer, blasiger<br/>Lapillituff</b>                | gealterte Scherben (mit Perlitrisen)              | akzess. P u. Px                        | blasige Tuffe u. unversch. Glastuffe                   | detritisches; Lithoklasten u. Glaspartikel | bruchstückhaft                           | Klasten 0,1 - 3 cm, Matrix 0,1 - 0,3 mm |            |
| <b>Verschweißter<br/>bimsreicher<br/>Glasstuff</b>         | blasige Scherben u. Bimsstein                     | P, K (Perthit) u. Q, akzess. Hbl u. Px | rekrist., z.T. porphyrisch Tuff u. Trachyt             | farblos; entglaste Asche                   | hyalin-verschweißt, porphyrisch          |   | 0,2 - 5 mm |
| <b>Bruchstückhafter<br/>Kristall-/ lithischer<br/>Tuff</b> | Bimsstein u. Scherben (z. T. m. Perlitrisen)      | P, K (Perthit) u. Q, akzess. Hbl u. Px | porphyrische Trachyte u. rekrist. Glastuff             | entglaste Asche, Chlorit u. Zeolith        | bruchstückhaft; unverschweißt            |   | 0,2 - 4 mm |
| <b>Mittel- bis feinkörnige Pyroklastika</b>                |   |  |  |  |  |   |            |
| <b>Bimssteintuffit mit<br/>Quarz u. Feldspat</b>           | Bimsstein u. blasige Scherben                     | P, Q u. K, akzess. Px u. Hbl           | einige Cherts  | hybride; Ton u. pelagischer Schlamm        | schaumig-bruchstückhaft                  |   | 50 - 500 µ |
| <b>Glasscherben-<br/>Tuffit mit<br/>Radiolarien</b>        | meist dünne, längliche Scherben                   | akzess. P, Q u. Bio                    | "rip-up"-Radiolarit- u. Tuffitklasten                  | hybride; Ton u. pelagischer Schlamm        | unverschweißtes Scherbengefüge           |   | 40 - 100 µ |
| <b>Feinkörniger<br/>Glastuffit</b>                         | dünne, längliche Scherben                         | akzess. P u. K (Perthit)               | einige grüne Partikel                                  | grüne Tonminerale                          | hyalin-unverschweißt                     |   | 20 - 60 µ  |

Untersuchung darauf, die Beziehung zwischen Vulkanausbrüchen (Entstehungs- und Fragmentierungsmechanismen) und den Ablagerungsprozessen zu verstehen. Insgesamt lassen sich sedimentologisch innerhalb der Sequenzen der Formation Loma Chumico zwei Haupttypen mariner pyroklastischer Ablagerungen erkennen: (1) Abhangsedimente, unter ihnen pyroklastische Schuttströme assoziiert mit Turbiditen und (2) Falltephra-Ablagerungen. Die Tephraablagerungen kommen als Abfolge oder als einzelne Lagen vor. Neben diesen treten zahlreiche pelagische Sedimente auf, die einen bedeutenden Anteil an verstreuter Tephra führen.

#### 5.4.1 Pyroklastische Schuttstromablagerungen

##### Schuttströme der Sequenz Bahía Murciélagu

Eine mächtige Ablagerung aus Tuffitbrekzien tritt innerhalb der Tiefseesedimentsequenz der Bahía Murciélagu auf. Da die Sequenz auf dem Nicoya-Komplex lagert und aus einer Abfolge von Basaltbrekzien, tonigen Radiolariten und radiolarienreichen Tonsteinen besteht, ist das Vorkommen dieser Tuffitbrekzie sehr auffällig.

Die Mächtigkeit dieser weißfarbenen Ablagerung beträgt 7 bis 10 m. Sie besteht überwiegend aus kantigen und schlecht gerundeten, hellen Lithoklasten (rekristallisierte Tuffklasten, Tuffite und Trachyt/Latit). Untergeordnet treten einzelne, gerundete Basalt- und Radiolaritklasten auf, die bis zu 40 cm Durchmesser erreichen. Unter den Hauptkomponenten lassen sich viele Faziesarten unterscheiden. Einige davon sind: feinkörnige, stark entglaste Tuffite ("kieselige Lutite"), radiolarienreiche Tuffite, Glasscherben-Tuffite und -Tuffe sowie Bimsstein- und porphyrische Bimssteinfragmente (Ignimbritfragmente!). Die Korngröße der Komponenten liegt im Feinkies-Bereich. Sie werden von einer hybriden Matrix aus Vulkanasche und radiolarien- und foraminiferenreichem pelagischen Schlamm gestützt. Zwischengeschaltet tritt innerhalb der Ablagerung ein 1 m mächtiger, mergeliger Schlammstein auf, in welchem der Tuffitklasten-Anteil stark zunimmt. Datierungen anhand von Mikrofossilien ergaben für diesen Horizont ein untercampanes Alter (SCHMIDT-EFFING, 1979).

Es handelt sich um einen keilförmigen Körper, der sich in pelagische Sedimente einschaltet. Er tritt als isolierte Kanalfüllung - Gullie - auf. Die Füllung

besteht aus mindestens zwei kohäsiven Schuttströmen. Ihr Klastenspektrum weist nicht nur auf die Erosion älterer mariner Tuffitabfolgen hin, sondern auch auf die Erosion von auf dem Nicoya Komplex abgelagerten Tuffen und Ignimbriten.

#### Interpretation

Die Abfolge besteht aus Meter-mächtigen - amalgamierten - Schuttströmen und besitzt einen scharfen basalen Kontakt zu den Hemipelagiten. Dies spricht für die Füllung eines aktiven submarinen Kanals. So eine Abfolge bezeichnet man nach MUTTI & NORMARK (1987) als "erosive Kanalfüllung".

Die häufig auftretenden punktförmigen Kornkontakte zwischen gleichgroßen Klasten, die lokale, meist schlecht entwickelte inverse Gradierung vor allem in der Mitte der Abfolge sowie die etwa einen Meter mächtige Radiolariteinschaltung im unteren Teil der Sequenz weisen auf die Ablagerung mehrerer Schuttströme hin, die sich aufgrund des ansteigenden Wassergehaltes zu Körnerströmen und/oder hochkonzentrierten Turbiditströmen entwickelten.

Da die Abfolge aus über 80% rhyodazitischen - sauren - Tuffklasten besteht, stellt sich die Frage nach ihrer Herkunft und dem Fragmentierungsprozeß. Das Zusammenvorkommen von gut gerundeten Basaltklasten und Cherts - typische Gesteine des Nicoya-Komplexes - und Glaukonitkörnern läßt eindeutig erkennen, daß das Material aus dem Schelfbereich oder vom Festland stammt. Ob es sich bei den Tuffklasten um Erosionsprodukte von Ignimbritterrains oder um die marine Umlagerung lockerer subaerischer Förderprodukte handelt ist unklar. Es gibt allerdings zwei Interpretationsmöglichkeiten: (1) Es kann sich um rein epiklastisch umgelagerte, d.h. aus der subaerischen Erosion fester Ignimbritgesteine entstandene Tuffitklasten handeln, die aufgrund ihrer meist kantigen Kornform und Größe nicht weit transportiert wurden. (2) Die Tuffklasten können die Umlagerung lockerer Fallout-Pyroklastika darstellen, die wahrscheinlich aus einem einzigen gewaltigen Ausbruch resultierten und gleichzeitig durch mehrere kanalisierte Schuttströme bis an die Hangbasis eines Forearcbeckens transportiert und dort abgelagert wurden.

Eines ist jedoch klar. Diese sauren hochdifferenzierten Pyroklastika lagerten sich direkt - entweder als lockere Falloutpyroklasten oder als feste Ignimbrite - auf dem Nicoya Komplex ab. Sie stammen aus plinianischen Vulkanausbrüchen eines aktiven magmatischen Bogens, der sich - wie die marinen Ignimbrite der Quebrada Mozotal zeigen - weiter im Nordosten, jenseits der Halbinsel Nicoya befand.

#### Schuttstromablagerungen der Sequenz Manzanillo

Zwei weitere Schuttstromablagerungen aus umgelagerten Pyroklasten rhyodazitischer Zusam-

mensetzung kommen in der Sequenz Manzanillo vor. Diese Ablagerungen von 1 und 2 m Mächtigkeit schalten sich in eine monotone Sequenz aus feinkörnigen Tiefseesedimenten ein. Mikrofaziell entspricht die erste Ablagerung einem lithischen blasigen Lapillituff, während die zweite einen bruchstückhaften Kristall-/lithischen Tuff darstellt (s. Tab. 1). Die Lapillituffablagerung besteht aus kantigen bis leicht gerundeten, blasigen Tuffklasten. Die Matrix ist detritisch. Sie setzt sich vorwiegend aus Glaspartikeln und kleineren Tuffklasten zusammen. Der Kristall-/lithische Tuff zeichnet sich durch ein bruchstückhaftes Gefüge aus. Er besteht aus kantigen komagmatischen Lithoklasten sowie Feldspat- und Quarzkristallen verschiedener Größe. Diese liegen ungerichtet in einer zu authigenen Ton- und Zeolithmineralen umgewandelten Glasmatrix. Sie enthält zahlreiche Radiolarien-Skelette.

#### Interpretation

Daß es sich hierbei um erosive Kanalfüllungen handelt, erkennt man an den scharfen basalen Kontakten und an dem unorganisierten, matrix- bis korngestützten Gefüge beider Ablagerungen.

Das große Spektrum verschiedener Tuffklasten und das Vorkommen gealterter Glaspartikel - Glaspartikel mit perlitischen Sprüngen und die zu grünen Tonmineralen vollständig umgewandelten Glasrelikte - weisen eindeutig darauf hin, daß es sich hierbei um reine Erosionsprodukte alter subaerischer eruptierter Pyroklasten handelt. Im Unterschied zu den marinen Pyroklastika, die aus frischen juvenilen Partikeln bestehen - die direkt von weit entfernten Vulkanausbrüchen stammen können - , beschränkt sich die Herkunft dieses umgelagerten Materials auf nicht weit entfernte Stratovulkanbereiche eines Forearcbeckens.

Dies belegt die zweite Ablagerung. Sie besteht aus Feldspat-, Quarz-, grünen Hornblende- und Pyroxenkristallen, Glaspartikeln - einige von ihnen zeigen perlitische Sprünge -, Bimssteinfragmenten und vor allem zahlreichen kantigen, komagmatischen Lithoklasten. Diese Zusammensetzung ist kennzeichnend für pyroklastische Stromablagerungen (vgl. WALKER, 1981). Die zerbrochenen Kristalle, Kristalle mit rundgeschmolzenen Rändern und Glaseinbuchtungen sowie der starke oszillierende Zonarbau der Feldspäte bestätigt die ursprüngliche, explosiv-vulkanische Natur der Komponenten. Die komagmatischen Lithoklasten umfassen ein sehr verschiedenartiges Kornspektrum. Es reicht von stark rekristallisierten Tuffklasten (vulkanische Cherts) bis feinkörnigen Trachytfragmenten. Dies zeigt erneut die Erosion von sauren Gesteinen eines vulkanischen Schildes an.

Der hohe Anteil an juvenilen Pyroklasten und die zum Teil glasige Matrix, die die Partikel stützt, erfordern jedoch eine relativ gleichzeitige -



syneruptive - Umlagerung dieses pyroklastischen Schutts. Das heißt, im Gegensatz zu der ersten Ablagerung kann es sich hierbei um pyroklastisches Material handeln, das durch einen gewaltigen Ausbruch entstand und relativ gleichzeitig durch einen Massenstrom ins Tiefwasser verfrachtet wurde.

#### Fließstromablagerungen (marine Ignimbrite) der Quebrada Mozotal

Den Nicoya-Komplex überlagernd tritt in der Quebrada Mozotal am Fuß des Cerro Barbudal eine der überzeugendsten pyroklastischen Abfolgen der Formation Loma Chumico auf. Die Abfolge ist nach Ansicht von SEYFRIED & SPRECHMANN (1986) circa 50 m mächtig und besteht aus seladonisierten Glastuffen und Kieselkalken. Die Tuffitabfolge umfaßt zwei unterschiedliche Einheiten.

Die liegende Einheit von etwa 5 m Mächtigkeit besteht aus mehreren grob- bis mittelkörnigen, im Dezimeter-Bereich gut gebankten Glastuffen. Gesteine, die sich sehr schwer von subaerisch abgelagerten Ignimbriten unterscheiden lassen. Die Einheit leiten meist massive und relativ gut sortierte grobkörnige Tufflagen ein. Mikrofaziell handelt es sich um verschweißte bimsreiche Glastuffe (s. Tab. 1). Die mittelkörnigen Tufflagen weisen feine parallele Lamination und Wickelstrukturen auf. Sie konzentrieren sich vor allem im oberen Teil der Einheit.

Die hangende Einheit bildet eine monotone Abfolge feinkörniger Glastuffite (s. Tab. 1), die als "Kieselkalke" bezeichnet wurden. Sie sind massiv und zeigen keine Ablagerungsgefüge, nur in einigen Fällen ist eine schlecht entwickelte feine Lamination zu erkennen.

#### Interpretation

Der hohe Gehalt von über 80% an juvenilen Pyroklasten und ihr frischer Zustand sowie der niedrige Anteil (< 5%) an nichtvulkanischen Komponenten lassen eindeutig erkennen, daß diese Ablagerungen aus direkten Vulkaneruptionen resultierten. Das heißt, sie stellen syneruptive Förderprodukte eines pyroklastischen Stroms dar und keine Erosionsprodukte alter Vulkanitgesteine oder gealterten pyroklastischen Schutt. Hinweise auf hohe Ablagerungstemperaturen sind das Verschweißungsgefüge mancher grobkörniger Tuffe der liegenden Einheit. Das Vorkommen von blasigen Scherben, Bimssteinfragmenten mit Einsprenglingen sowie zerbrochenen Kristallen, eingebettet in einer feinen Glasmatrix, ist kennzeichnend für pyroklastische Ströme (WALKER, 1981). Frische zerbrochene Kristalle sind für subaquatische pyroklastische Ströme besonders charakteristisch (FISHER, 1984).

Für die Ablagerung dieser Pyroklastika im

marinen Bereich sprechen die akzessorischen Glaukonitkörner, einige Radiolarien-Skelette aus den feinkörnigen Glastuffiten der hangenden Einheit und vor allem die Diagenese, die einen für den marinen Bereich charakteristischen Trend zeigt. Dieser Trend zeichnet sich durch authigene Neubildungen grüner Tonminerale (Chloritgruppe) und durch die Umwandlung - Entglasung - der Glaspartikel in Zeolithminerale aus.

Marine Pyroklastika wie die Abfolge der Quebrada Mozotal sind aus vielen Inselbogensequenzen bekannt. Sie werden als subaquatische pyroklastische Ströme bezeichnet. Derartige Ablagerungen können entweder durch pyroklastische Ströme entstehen, die sich vom Land ins Wasser bewegen (s. FRANCIS & HOWELLS, 1973; YAMADA, 1973, 1984; SIGURDSON et al., 1980; FISHER, 1984; FISHER & SCHMINCKE, 1984) oder direkt aus marinen - meist flachmarinen - Ausbrüchen resultieren (FISKE, 1963; FISKE & MATSUDA, 1964; YAMADA, 1984). Das Auftreten von Glaspartikeln mit perlitischen Sprüngen deutet auf ein subaerisches Fragmentierungsmilieu für die pyroklastischen Ablagerungen der Quebrada Mozotal hin.

Die heiße Ablagerung im Wasser und die subaquatische Entstehung - Fragmentierung - von pyroklastischen Strömen ist umstritten. Manche Autoren meinen, daß heiße pyroklastische Ströme beim Eintritt ins Wasser durch Verwässerung zerstört werden und daß sich Verschweißungsgefüge durch starke Kompaktion entwickeln können. SPARKS et al. (1980) behaupten aufgrund theoretischer Argumente jedoch, daß sich Verschweißung unter Wasser ereignen kann.

Die Ablagerungsgefüge weisen eindeutig darauf hin, daß die Ablagerung solcher Pyroklastika im marinen Bereich überwiegend durch gravitative Ströme erfolgte.

Vergleicht man die Abfolge der Quebrada Mozotal mit charakteristischen subaquatischen pyroklastischen Stromsequenzen von YAMADA (1984) und FISHER (1984), erkennt man viele Gemeinsamkeiten. Sie liegen vor allem in dem Vorkommen von Verschweißungsgefügen, in der Zusammensetzung und in der Faziesausbildung, die durch eine bestimmte vertikale Verteilung der Fazies gekennzeichnet ist. Nach FISHER (1984) und YAMADA (1984) lassen sich dabei drei verschiedene Fazies unterscheiden: (1) laminare Massenströme an der Basis der Abfolge, überlagert von (2) Trübeströmen, die sich am Top des Stroms entwickeln und letztendlich (3) verdünnter Suspension-Fallout aus dem Top des Stroms. Solch eine vertikale Faziesverteilung, die durch Sortierung des pyroklastischen Materials zustande kommt (YAMADA, 1984), besitzt die Abfolge der Quebrada Mozotal.

In der Quebrada Mozotal bilden die grobkörnigen

Glastuffe die Basis des subaquatischen pyroklastischen Stroms. Ihr massives, glasiges, matrixgestütztes Gefüge und die unterschiedliche Größe der Komponenten weisen auf laminare Fließmechanismen innerhalb eines hochviskosen pyroklastischen Schuttstroms hin. Die Dezimetermächtige Schichtung dieser Ablagerungen läßt vermuten, daß es sich hierbei um mehrere pyroklastische Ströme handelt. Obwohl der Massenstrom beim ins Wasser fließen zahlreiche Glaukonitkörner des flachmarinen Bereiches aufnahm, ist aufgrund des Verschweißungsgefüges eine geringe Abkühlung durch Verwässerung anzunehmen. Das bedeutet, Teile des plastischen Hauptstroms sind heiß im Meer geflossen und konnten noch warm abgelagert werden. Verschweißungsgefüge treten überwiegend in den liegenden, massiven Einheiten von pyroklastischen Stromsequenzen auf. Diese Tatsache zeigt, daß hochviskose Massenströme ein effektiver - vielleicht der einzige - Transportmechanismus sind, durch den warme Pyroklastika im Wasser abgelagert werden können. Die hohe Dichte solcher plastischen Masseneinheiten ermöglicht trotz der Berührung mit Wasser die Wärme innerhalb des Stroms zu erhalten.

Die assoziierten, mittelkörnigen, nicht verschweißten Glastuffe lagerten sich dagegen kühl ab. Ihre charakteristische parallele Lamination und ihre Wickelstrukturen deuten auf hochkonzentrierte Trübestrome als Transportmechanismus hin. Solche Ströme haben sich wahrscheinlich am Top des pyroklastischen Hauptschuttstroms entwickelt. Das nichtverschweißte Gefüge zeigt eine vollständige Abkühlung durch die marine Aufschlammung der sandgroßen Partikel an.

Die sehr feinkörnigen Glastuffite der hangenden Einheit stellen aufgrund ihrer guten Sortierung, geringen Korngröße ( $< 60 \mu$ ) und des Auftretens einiger Radiolarien-Skelette marine Fallablagerungen dar. Sie sind durch Ausflockung von feiner Asche entstanden. Da sie mächtiger als die liegende Schuttstromeinheit vorkommen, kann es möglich sein, daß sie nicht nur durch schwachen Suspension-Fallout aus dem Top des subaquatischen pyroklastischen Stroms entstanden sind, sondern sie können auch Fallablagerungen darstellen, die aus den Eruptionssäulen mehrerer subaerischer Ausbrüche an Land stammen.

YAMADA (1984) zeigt, daß subaquatische pyroklastische Ströme nicht weiter als 40 km entfernt vom Fragmentierungsort abgelagert werden. Im Fall des Stroms Quebrada Mozotal ist eine ähnliche Entfernung wegen des Verschweißungsgefüges und des begrenzten Vorkommens möglich. Die abnehmende Mächtigkeit der Ablagerung der Quebrada Mozotal Richtung W-SW, erlaubt es, das Herkunftsgebiet des Stroms im Osten zu plazieren. Genau dort, wo heute die

vulkanische Cordillera de Tilarán liegt.

Die Pyroklastika der Quebrada Mozotal belegen eindeutig die Existenz eines hochdifferenzierten untercampanen oder älteren Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica. Zu dieser Zeit flossen subaerische pyroklastische Ströme von Osten, über den Hangfuß der Vulkane hinaus bis in die marinen Forearckecken und lagerten sich dort auf dem Nicoya-Komplex ab.

#### 5.4.2 Pyroklastische Fallablagerungen und verstreute Tephrapartikel

Die Sedimentsequenzen der Formation Loma Chumico enthalten ein vielfältiges Spektrum von Fallablagerungen subaerisch eruptierter Tephra. Es reicht von verschiedenartigen Tufflagen bis verstreuten Tephrapartikeln. Aufgrund der relativ raschen diagenetischen Umwandlung ist jedoch die Untersuchung und quantitative Auswertung dieser Ablagerungen innerhalb der Abfolgen äußerst schwierig.

Die Tufflagen bilden planparallele Schichten. Sie schalten sich in monotone hemipelagische/pelagische Sedimente ein. Ihre Mächtigkeiten liegen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Die Schichtgrenzen sind meist schwer zu erkennen. Wegen der starken Entglasung und des Fehlens von Kontrasten in der Korngröße scheinen manche feinkörnigen Tufflagen mit den hemipelagischen Sedimenten amalgamiert zu sein. Bei den gut ausgebildeten - meist grobkörnigen - Tufflagen läßt sich dagegen die untere Grenze deutlich erkennen, die obere ist diffus.

Die Ablagerungen sind grau- bis grünfarben und relativ gut sortiert. Mikrofaziell handelt es sich um kristallführende Bimssteintuffite und feinkörnige Glastuffite, die ein charakteristisches Hyalingefüge zeigen. Sie besitzen dieselbe hochdifferenzierte Zusammensetzung wie die pyroklastischen Stromablagerungen. Sie bestehen aus saurer subaerisch eruptierter Tephra. Ihre Korngröße schwankt zwischen 500 und  $20 \mu$ , das heißt Mittelsand- und Feinsiltbereich. Die Falltephrapartikel umfassen sowohl pyrogene Kristalle als auch farblose Glaspartikel - Bimssteinfragmente und Glasscherben verschiedener Form und Größe. Sie kommen vermischt mit unterschiedlichen Mengen von pelagischem Material (Schlamm und Mikrofossilien) vor.

Charakteristisch für die marinen Sedimente der Formation Loma Chumico sind die starken Schwankungen des Tephraanteils innerhalb der Abfolgen.

Die Ablagerung mariner Falltephra und verstreuter Fallpartikel am Meeresboden erfolgt durch ins Wasser fallende feinsandgroße vulkanische Partikel, die aus windverdrifteten Aschenwolken stammen. Große Aschenwolken resultieren aus plinianischen Vulkanausbrüchen an Land. Die Ver-

teilung der marinen Aschenlagen wird durch die Höhe der Eruptionssäule und die Windrichtungen kontrolliert, kann jedoch durch marine Ströme, Umlagerung und Bioturbation modifiziert werden.

Im allgemeinen nehmen die Mächtigkeiten mariner Tephralagen mit der Entfernung von der Quelle ab. Dies zeigt, daß die Falloutmuster aus der Atmosphäre gering von marinen Strömen beeinflusst werden. Die Dominanz der atmosphärischen Bedingungen gegenüber den marinen Strömungen während der Anfangsverteilung der Falltephra läßt sich auf die rapiden Sinkgeschwindigkeiten der vulkanischen Partikel in Wasser zurückführen.

Im Unterschied zu den grobkörnigen Pyroklastika können Fallpartikel in der Luft wegen ihrer Größe sehr weit verfrachtet werden. Jedoch weisen die pyroklastischen und epiklastischen Schuttstromablagerungen innerhalb der Sedimentsequenzen der Formation Loma Chumico darauf hin, daß die Falltephralagen und die verstreuten Tephrapartikel in der Nähe eines aktiven magmatischen Bogens (in einem Forearcbecken) abgelagert wurden.

#### Bims-/Kristall-Fallablagerungen der Sequenz Río Morote und Loma Chumico

Innerhalb der tuffitführenden Ablagerungen dieser Sequenzen treten häufig fein- bis mittelkörnige Tufflagen auf, die sich durch einen hohen Anteil an hochblasigen Glasparkeln und pyrogenen Kristallen auszeichnen. Diese Tufflagen haben Mächtigkeiten von < 10 cm und weisen diffuse Kontakte auf. Sie sind massiv, unregelmäßig und seltener gradiert. Mikrofaziell entsprechen sie Bimssteintuffiten mit Quarz und Feldspat und zum Teil auch bruchstückhaften kristallführenden Tuffiten (s. Tab. 1). Sie zeigen ein matrix- bis korngestütztes Gefüge, wobei die Komponenten in einer hybriden, zu grünen Tonmineralen umgewandelten Matrix eingebettet sind. Die Matrix enthält zahlreiche Radiolarien-Skelette. Die Sortierung der Komponenten ist relativ gut. Die Größe der Bimssteinfragmente liegt bei 0,5 mm, was für marine Tephra charakteristisch ist. In rezenten marinen Tephralagen sind große Bimssteinfragmente relativ selten (LISITZIN, 1972). Den Kristallanteil der Tephralagen in der Sequenz Loma Chumico und Río Morote bilden frische, kantige Feldspat-, Quarz- und Pyroxenkristalle. Sie besitzen Risse, rundgeschmolzene Ränder (resorbierte Kristalle) sowie Glaseinschlüsse und -einbuchtungen.

#### Interpretation

Derartige Kristalle und die sauren hochblasigen Glasparkel stellen glühende eruptierte Aschenpartikel dar (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Das Vorkommen von pelagischen Mikroorganismen, die gute Sortierung und die assoziierten Hemipelagite

zeigen, daß die endgültige Ablagerung dieser Tufflagen durch Sinken von in Suspension gehaltenen Partikeln erfolgte. FISHER (1965) zeigt, daß kleinere Bimspartikel (etwa in der hier vorhandenen Größe) im Unterschied zu größeren Bimsfragmenten relativ schnell sinken, weil die meisten ihrer Blasenwände zerbrochen oder gesprungen sind. Dies kann der Grund für das Fehlen von Gradierung innerhalb der Tufflagen sein. Bimspartikel und Kristalle sanken wahrscheinlich mit gleicher Geschwindigkeit.

Für die Entstehung dieses subaerisch eruptierten Tephramaterials und seinen Transport ins Wasser kommen verschiedene Prozesse in Frage. Zum einen können die feinkörnigen Tephrapartikel, wegen des hohen Bimsanteils, normale subaerische Falltephra oder Abrieb-Produkte aus dichtgepackten, im Wasser schwimmenden Bimsflößen darstellen (vgl. FISHER & SCHMINCKE, 1984; SCHMINCKE, 1988). Bimsflöße haben im Laufe der geologischen Zeit riesige Volumina von Tephra ins Meer verfrachtet (vgl. FISHER & SCHMINCKE, 1984). Zum anderen können diese Tufflagen, da sie assoziiert mit pyroklastischen Schuttstromablagerungen vorkommen, Reste von schwachen pyroklastischen Turbiditströmen entsprechen. Dann wären es Pyroklasten, die vom Schelfbereich durch kanalisierte gravitative Ströme bis ins Tiefwasser verfrachtet wurden.

#### Verstreute Falltephrapartikel

Ein großer Teil der feinkörnigen Tephra ist in den hemipelagischen Sedimenten der Formation Loma Chumico dispers verteilt. Wegen der starken Entglasung kann häufig nur der genaue Kristallgehalt nachgewiesen werden. Die gut erhaltenen Hemipelagite zeigen jedoch, daß der Glasparkel-Anteil im Vergleich zum Kristall-Anteil wesentlich höher ist - mindestens doppelt so hoch. Der Gehalt an Tephra variiert innerhalb der Abfolgen stark. Es kommen Sedimente sowohl mit einem niedrigen (unter 5%) als auch mit einem hohen Anteil (über 20%) vor. Gute Beispiele für Sedimente mit einem niedrigen Tephargehalt sind Radiolarite, die nur aus pelagischem Schlamm und Radiolarien-Skeletten bestehen und nur einige wenige, bis zu 0,1 mm große, frische Plagioklas- und Quarzkristalle führen. Oder pelagische Kalke, deren Schlammatrix vereinzelte farblose, frische Glasparkel und kleine, kantige Kristalle enthält. Sedimente der Formation Loma Chumico, die einen Anteil von über 20% an Tephra führen, sind manchmal als "kieselige Lutite" bezeichnet worden. Sie entsprechen im wesentlichen entglasten tuffitischen Hemipelagiten.

HEIN et al. (1978) behaupten, daß verstreute Aschenpartikel genauso wichtig für die Abschätzung der vulkanischen Tätigkeit seien wie die Aschen-

lagen. Ein Anteil von über 15% an Tephra entspricht nach ihrer Ansicht einer bedeutenden explosiven Tätigkeit. POUCKET et al. (1985) und CADET et al. (1982) fanden, daß die vom "Deep Sea Drilling Project" erbohrten neogenen Sedimente des Forearcbereiches Mittelamerikas einen hohen Anteil an verstreuten Tephrapartikeln führen. Das Vorkommen solcher vulkanischen Tephrapartikel in sehr verschiedenen alten Sedimenten - wie zum Beispiel die neogenen Sedimente und die kretazischen Sedimentabfolgen der Formation Loma Chumico - belegen, daß verstreute Tephra einen sehr wichtigen und bis jetzt übersehenen Bestandteil aller marinen Sedimente eines aktiven Bogens bilden. Schwankungen des Tephargehaltes sowohl innerhalb der neogenen Sedimente als auch innerhalb der Abfolgen der Formation Loma Chumico scheinen gleichfalls sehr charakteristisch für marine Sedimente zu sein, die im näheren Inselbogenbereich unter dem Einfluß explosiv-vulkanischer Tätigkeit abgelagert wurden. Die Bedeutung solcher Partikel in den Sedimenten der Formation Loma Chumico liegt darin, daß sie auf eine permanente explosiv-vulkanische Tätigkeit seit der Unterkreide hinweisen.

#### 5.4.3 Andere umgelagerte Tephraablagerungen

Assoziiert mit den Tufflagen und den hemipelagischen Sedimenten treten häufig auch andere detritische Tephraablagerungen auf. Es sind verschieden mächtige Ablagerungen, die sich im Gegensatz zu den normalen Fallablagerungen durch eine deutliche parallele Lamination und zahlreiche Intraklasten auszeichnen.

Mikrofaziell entsprechen sie feinkörnigen, zumeist korngestützten Glasscherben-Tuffiten mit Radiolarien (s. Tab. 1). Farblose Glaspartikel und Radiolarien-Skelette sind die Hauptgemengteile. Daneben treten frische Kristalle und vor allem Intraklasten (Radiolarit- und Tuffit-"rip-up"-Klasten) auf. Einige von ihnen weisen ein charakteristisches Scherbengefüge auf, das auf den hohen Gehalt an dünnen, länglichen Glasscherben zurückzuführen ist. Sie kommen in den hemipelagischen Sedimenten als Millimeter-mächtige Zwischenlagen vor und sind für die parallele Lamination innerhalb der Ablagerung verantwortlich.

#### Interpretation

Das meist korngestützte Scherben-Gefüge, die Anreicherung an Radiolarien-Skeletten und das Vorkommen von "rip-up"-Intraklasten weisen eindeutig darauf hin, daß es sich hierbei um umgelagerte hemipelagische/pelagische Suspension-Fallpartikel handelt, die durch Bodenströme und schwache Trübeströme remobilisiert wurden. Ablagerungen, die zusammen mit feinkörnigen tuffitischen Sandsteinen vorkommen, stellen im

wesentlichen Reste vulkaniklastischer - pyroklastischer - Turbidite dar.

## 6 DISKUSSION

### 6.1 Tektonischer Rahmen und Zusammensetzung des eruptierten Magmas

Die mineralogische Zusammensetzung und das Gefüge der Komponenten pyroklastischer Gesteine spiegeln die chemische Zusammensetzung des eruptierten Magmas wider (vgl. FISHER & SCHMINCKE, 1984 und SCHMINCKE, 1988). Darin liegt die hohe Aussagekraft dieser Ablagerungen für die Abschätzung des Paläo-Vulkanismus und des tektonischen Rahmens.

Die Mineralparagenese aus Plagioklas, K-Feldspat, Quarz, Pyroxen und den wasserhaltigen primären Hornblenden und Biotiten belegt eindeutig, daß die Pyroklastika der Formation Loma Chumico aus einem aktiven hochentwickelten kalkalkalinen Bogen stammen. Zonierte Plagioklas- und monokristalline Quarzkristalle in ihren Hoch-Temperatur-Variationen - sowohl als Fragmente wie auch als Phänokristalle beispielsweise in Bimspartikeln und Tuffklasten - sind charakteristische Komponenten von eruptierten Magmen differenzierter Zusammensetzung. Die Ausscheidung von Quarz aus einem Magma setzt einen Überschuß an Kieselsäure voraus (TRÖGER, 1967). Grün- und braunfarbene Hornblende mit starkem Pleochroismus sind ebenfalls kennzeichnend für einen Inselbogen-Vulkanismus (GILL, 1981). Dennoch ist das Vorkommen von K-Feldspat und Biotit innerhalb einer eruptiven Phase vorwiegend in den höchstentwickelten kalkalkalinen Serien zu finden (WILSON, 1988).

Auf eine saure hochdifferenzierte Zusammensetzung des eruptierten Magmas weisen auch die farblosen und hochblasigen Glaspartikel hin. Ihr SiO<sub>2</sub>-Gehalt, der sich aus der Beziehung Farbe, Bruchindex und Form ermitteln läßt, liegt über 65 Gew.%. Dies entspricht einem sauren explosiven Vulkanismus.

Pyroklastische Ablagerungen höher differenzierter Zusammensetzung - wie die der Formation Loma Chumico - dokumentieren einen hochentwickelten Inselbogen-Vulkanismus. Hochdifferenzierte pyroklastische Ablagerungen sind die charakteristischen Förderprodukte von reifen magmatischen Bögen (WILSON, 1988). Aufschlußreich sind vor allem die pyroklastischen Schuttstromablagerungen. Marine pyroklastische Schuttströme treten ausschließlich in gut entwickelten kalkalkalinen Inselbogen-Serien auf und entstehen aus subaerischen oder flachmarinen Vulkanausbrüchen (vgl. CAREY & SIGURDSSON, 1978;

FISHER & SCHMINCKE, 1984; YAMADA, 1984). Pyroklastische Gesteine in tholeiitischen Inselbogen-Serien sind ungewöhnlich und insbesondere pyroklastische Ströme sind sehr selten. Wasserhaltige Minerale wie Amphibol und Biotit sind beinahe nicht vorhanden (WILSON, 1988). In den Sequenzen der Formation Loma Chumico treten sowohl syneruptive wie auch posteruptive Schuttstromablagerungen auf.

Die mit Fallablagerungen wechsellagernden syneruptiven Schuttstromablagerungen dokumentieren gewaltige plinianische Vulkanausbrüche. Sie entsprechen der Fortsetzung subaerischer Eruptionen im marinen Bereich. Die posteruptiven Ablagerungen zeigen dagegen die Erosion älterer eruptierter pyroklastischer Gesteine oder unverfestigter Ablagerungen an. Eine direkte Dokumentation der Natur des Inselbogen-Schildes stellen insbesondere die komagmatischen Lithoklasten dar. Es sind rekristallisierte - zu polykristallinem Quarz umgewandelte - Tuff-Fragmente und Trachyt/Latitklasten. Wir betrachten sie als Bruchstücke von älteren Metavulkaniten, die bei den Eruptionen mitgerissen wurden. Sie belegen die Existenz eines hochentwickelten Inselbogen-Basements. Ein Basement, das in Costa Rica bis jetzt unbekannt war.

SICK (1989) und ASTORGA (1990) betrachten die Vulkaniklastika der Formation Loma Chumico als Folge eines Intraplatten-Vulkanismus. Diese Interpretation können wir anhand unserer Ergebnisse nicht unterstützen. Vulkaniklastika, die an Abhängen von Seamounts und ozeanischen Inseln, d.h. in einem Intraplattenmilieu abgelagert werden, besitzen eine basaltische Zusammensetzung. Sie bestehen im Gegensatz zu den Vulkaniklastika der Formation Loma Chumico aus Hyaloklastiten, basaltischem Glas - Sideromelan -, und Basaltklasten. Ihre eruptierte Mineralfraktion umfaßt Kristallfragmente und Phänokristalle von Plagioklas, Olivin und Klinopyroxen. Vulkaniklastika des Nicoya-Komplexes, die eine ähnliche basaltische Zusammensetzung besitzen, sind die Basaltbrekzien und -sandsteine der Formation Brecha Puerto Carrillo. Die vulkanischen Epiklastika (Brekzien und Sandsteine) der Formation Loma Chumico weisen hingegen eine bimodale basaltisch/rhyodazitische Zusammensetzung auf. Der Basaltdetritus vermischt sich mit kalkalkalinem Detritus (s. Abb. 18). Der Basaltdetritus resultierte aus der Erosion der Tholeiite des Nicoya-Komplexes, während die kalkalkalinen Erosionsprodukte wie die Pyroklastika aus einem magmatischen Bogen stammen.

## 6.2 Eruptions- und Fragmentierungsmechanismen

Das hochblasige Gefüge der farblosen Glaspartikel (Bimssteinfragmente), das weit verbreitete Vorkommen von Blasenwandscherben und

die Glaseinschlüsse in Phänokristallen zeigen, daß die Fragmentierung des Magmas bei der Eruption durch die Expansion magmatischer Gase bedingt wurde. Dies bestätigen die wasserhaltigen Hornblende- und Biotitminerale, die innerhalb der explosiven Phase ebenfalls auf die höher volatile Natur des Magmas hinweisen (GILL, 1981). Saure farblose Bimssteinpartikel und Blasenwandscherben wie die der pyroklastischen Ablagerungen der Formation Loma Chumico stammen vorwiegend aus der subaerischen Fragmentierung eines differenzierten Magmas. Ihr hoher SiO<sub>2</sub>-Gehalt und das hochblasige Gefüge deuten auf die hohe Viskosität des Magmas hin. Derartige Partikel entstehen aus hochviskosen, rhyolithischen, unter 850°C heißen Magmen (IZETT, 1981). Die Bimspartikel mit länglichen, röhrenförmigen Blasen weisen auf hohen Dampfdruck innerhalb des Ausbruchs hin (EWART, 1963).

Wie schon erwähnt, deuten manche Autoren die marinen pyroklastischen Schuttstrom-Ablagerungen als Ergebnis submariner Ausbrüche. Wir interpretieren sie dennoch als Resultat von subaerischen Eruptionen. Hinweise darauf geben: (1) Wechsellagerungen von Schuttstrom- und Falltephra-Ablagerungen, (2) das Auftreten von zahlreichen gealterten Glaspartikeln mit Perlitsprüngen und (3) tuffitische Sandsteine mit gut gerundeten und verwitterten Vulkanitklasten. Wichtiger Anzeiger sind die Glaspartikel mit perlitischen Rissen. Weil sie durch die Alteration von subaerisch abgelagerten Glaspartikeln im meteorischen Bereich entstehen (SCHMINCKE, 1988), sind sie ein direkter Hinweis auf aufgetauchte Bereiche. Daher kann man sie als Mikrofazies-Kriterium verwenden, um subaerisch von submarin entstandenen pyroklastischen Strömen zu unterscheiden. Alle drei Hinweise belegen ein Insel-/erosives Stadium (cf. SCHMINCKE, 1988) eines aktiven kalkalkalinen, intraoceanischen Bogens.

Die Art der subaerischen Eruptionen läßt sich an den Eigenschaften und der Zusammensetzung der Ablagerungen gut erkennen. Das Zusammenauftreten von pyroklastischen Schuttstrom- und Falltephraablagerungen, ihre chemisch differenzierte Zusammensetzung und ihre Fazies-Vielfalt charakterisieren große plinianische Vulkaneruptionen. Die marinen Ignimbrite der Quebrada Mozotal und die weißen Tuffbrekzien der Bahía Murciélagos dokumentieren gewaltige plinianische Explosionen, zum Beispiel Caldera-Explosionen. Die Ablagerungen der Quebrada Mozotal und die zahlreichen Bims- und Glasscherben-reichen Tuffe der Sequenz Loma Chumico und Río Morote könnten auch beim Kollaps plinianischer Eruptionssäulen oder durch niedrigere Aschenfontänen entstanden sein.

### 6.3 Lokalisation der Eruptions-Zentren

Weil pyroklastische Fallablagerungen aus Tephrapartikeln bestehen, die einem langen Transport unterliegen können und daher aus sehr weit entfernten Vulkanausbrüchen stammen können, konzentrieren wir die Diskussion um die Lokalisation der Inselbogen-Vulkane auf die grobkörnigen Pyroklastika.

Schuttströme lagern sich an den Abhängen von Vulkanen ab. Obwohl einige von ihnen aus gewaltigen Caldera-Explosionen resultieren, wird das Tephramaterial in Forearc- und Backarc-Bereichen sedimentiert (vgl. SIGURDSSON et al., 1980).

Die Herkunft der pyroklastischen Ströme verdeutlichen die Ablagerungen der Quebrada Mozotal, Río Morote und Manzanillo am besten. Sie weisen wie schon erwähnt auf ein Liefergebiet im Nordosten, jenseits der Halbinsel Nicoya hin.

Das verschweißte Gefüge und die Zusammensetzung der Gesteine in der Quebrada Mozotal zeigen, daß sie aus heißen pyroklastischen Strömen entstanden. Die keilförmig nach SW ausstreichenden Körper erfordern eine Herkunft aus NO. YAMADA ist der Ansicht, daß pyroklastische Ströme, die noch warm oder heiß abgelagert werden, nicht weit transportiert sein können. Er präsentiert Beispiele mit einer Vulkanslot-Entfernung von 35 bis 40 km. Nimmt man so eine Entfernung von der Quebrada Mozotal in Richtung NO an - die paläogeographische Konfiguration läßt nur eine Schüttungsrichtung aus NO zu -, dann trifft man auf die heutige Cordillera de Tilarán. Auf diese Herkunftsrichtung deuten die basaltischen Vulkaniklastika der Formation Brecha Puerto Carrillo hin (vgl. SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986), die sich am Hang der Pälao-Störung *Falla de Barbudal* abgelagerten. Rudistenriffe auf der NO-Seite des Cerro Barbudal, die sich direkt auf Gesteinen des Nicoya-Komplexes entwickelten (CALVO, 1987), belegen neritische Environments in dieser Region in der Oberkreide, so daß die pyroklastischen Ströme der Quebrada Mozotal sich wahrscheinlich in geringen Wassertiefen und direkt auf Gesteinen des Nicoya-Komplexes abgelagerten.

Die Schuttstrom-Ablagerungen der Sequenz Manzanillo, die an der Nordostküste des Golfo de Nicoya aufgeschlossen sind, weisen ebenfalls auf ein Liefergebiet im Nordosten hin. Sie führen rekristallisierte Trachyt-/Latitklasten und Tufffragmente, die auf ein unbekanntes Inselbogen-Basement hindeuten. Ein seit dem Alb existierender magmatischer Bogen im Nordosten könnte auch die extreme Mächtigkeit der Kruste (> 40 km cf. MATUMOTO et al., 1977) in Nord-Costa Rica erklären.

### 6.4 Beziehung zum Nicoya-Komplex

Die Beziehung zwischen dem Nicoya-Komplex und dem kalkalkalinen magmatischen Bogen

verdeutlichen die Sedimentsequenzen der Formation Loma Chumico. Diese Sequenzen führen zwei vulkanische Gesteine verschiedener Herkunft. Einerseits treten Basaltlaven und Pillow-Laven auf, die zu den Tholeiiten des Oberen Nicoya-Komplexes gehören. Sie besitzen einen "primitiven" Inselbogen-Chemismus (WILDBERG, 1984). Andererseits sind in diese Sequenzen pyroklastische Schuttstromablagerungen differenzierter Zusammensetzung eingeschaltet.

Besonders repräsentativ sind Sequenzen, die in der Nähe des Basements auftreten und die sich außerdem mit den Basaltsedimenten der Formation Brecha Puerto Carrillo verzahnen. Aufschlußreich sind die Sequenzen Quebrada Mozotal, Bahía Murciélago und Loma Chumico (s. Abb. 19). Die Sequenz Quebrada Mozotal zeigt die marine Ablagerung hochdifferenzierter pyroklastischer Fließablagerungen - marine Ignimbrite, die aus plinianischen Ausbrüchen des magmatischen Bogens resultierten - direkt auf Doleritgesteinen des Oberen Nicoya-Komplexes. Gleichzeitig und/oder kurz danach lagerten sich Basaltbrekzien mit neritischen Fossilien (vgl. SEYFRIED & SPRECHMANN, 1986) ab und bildeten sich Rudistenriffe (vgl. CALVO, 1987), die auf Hebung des Basements hinweisen. K-Ar-Datierungen um  $63 \pm 4,4$  Mio. J. (APPEL, 1990) von Basaltlaven aus dem Bereich südlich von Manzanillo und  $85,5 \pm 4,7$  Mio. J. (BARR & ESCALANTE, 1969) von Basaltlaven der Nicoya Halbinsel zeigen an, daß die Hebung und Ablagerung von Basaltbrekzien mit tholeiitischem Basaltvulkanismus und kalkalkalinem Inselbogen-Vulkanismus verbunden war. Dies bedeutet, daß beide Vulkanismus-Typen zur gleichen Zeit aktiv waren. Diese Koexistenz erkennt man auch in Bahía Murciélago (s. Abb. 19). Dort schalten sich in vorcampane Basaltbrekzien an der Basis der Abfolge Basaltlaven ein, die einen tholeiitischen Chemismus besitzen (WILDBERG, 1984). Während in den assoziierten pelagischen Sedimenten zahlreiche Tufflagen, verstreute Tephra und eine Tuffbrekzie auftreten, die aus einem kalkalkalinen Bogen stammen. Die Existenz von zwei verschiedenartigen Vulkanismustypen - tholeiitischem Vulkanismus und kalkalkalinem Inselbogen-Vulkanismus - läßt sich bis ins Alb zurückverfolgen. Dies belegen die Sequenzen Loma Chumico und Río Morote. Die Sequenzen, die ein Alb-Alter besitzen, führen weitere pyroklastische Fall- und Schuttstromablagerungen, die ebenfalls aus einem kalkalkalinen Bogen stammen, und vulkaniklastische Sandsteine. Die Sandsteine besitzen demnach eine starke Bimodalität in der Zusammensetzung, die eine unterschiedliche Herkunft erfordert. Einerseits treten zahlreiche kalkalkaline Komponenten auf - dieselben wie die der pyroklastischen Gesteine. Unter ihnen identifizierten wir: Quarz, Plagioklas,

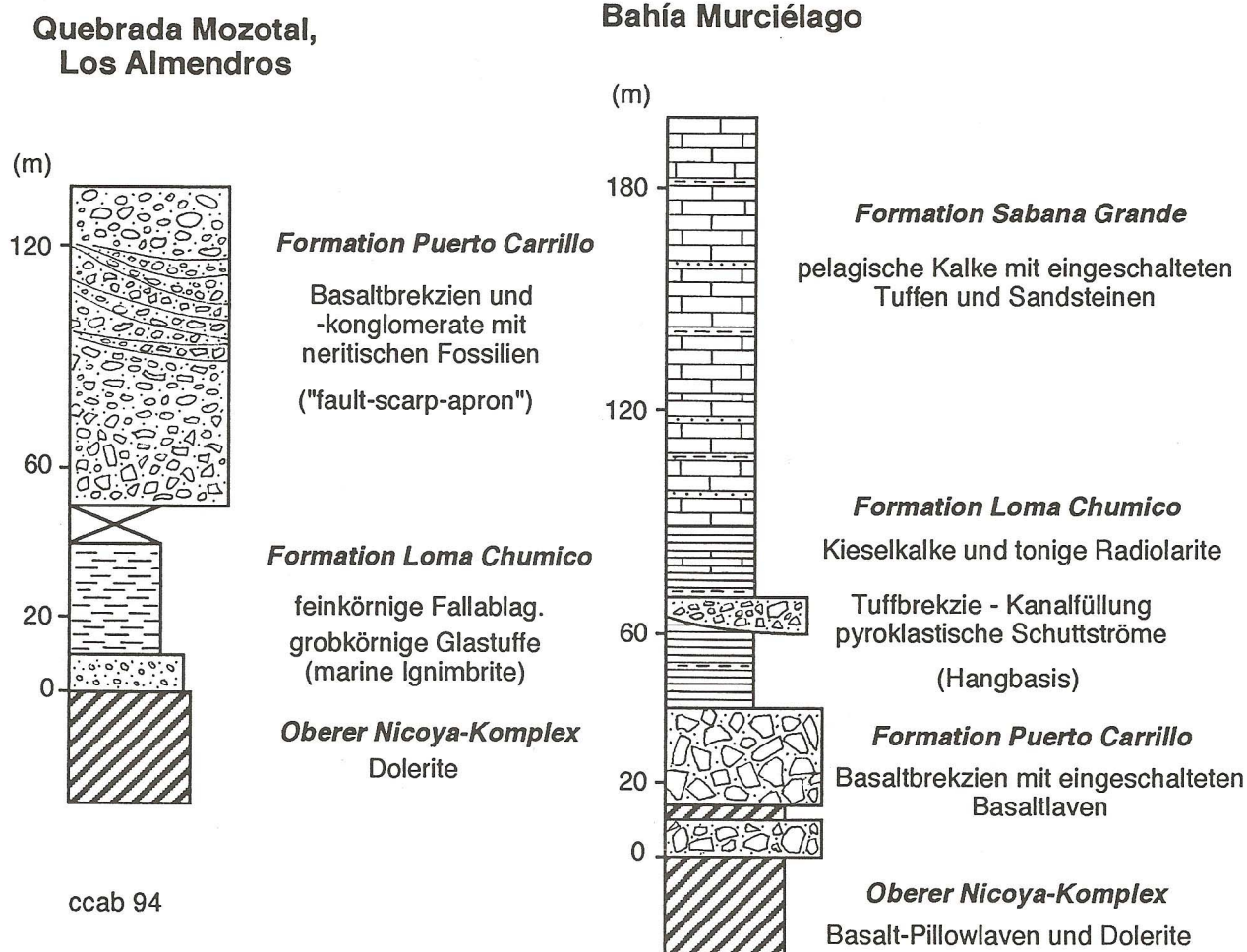


Abb. 19 Zwei mit dem Nicoya-Komplex assoziierte Sedimentsequenzen. In beiden Sequenzen treten zwei vulkanische Gesteinsassoziationen unterschiedlicher Herkunft auf: (1) Basaltbrekzien und eingeschaltete Pillow-Laven, die zum Nicoya-Komplex gehören und (2) pyroklastische Schuttstrom- und Falltephraablagerungen hochdifferenzierter Zusammensetzung, die aus einem im Osten plazierten magmatischen Bogen stammen. Das Zusammenvorkommen beider Vulkanismustypen läßt sich bis ins Alb zurückverfolgen (Sequenzen Loma Chumico und Río Morote). Sequenz Quebrada Mozotal-Los Almendros, verändert nach SEYFRIED & SPRECHMANN (1986).

K-Feldspat, Hornblende, hochblasige Glaspartikel und porphyrische Tuffklasten mit Einsprenglingen. Andererseits kommen zahlreiche gut gerundete Basalt- und Radiolaritklasten sowie kieselige Tonsteinklasten vor, die aus dem Nicoya-Komplex stammen. Dies dokumentiert ein Auftauchstadium und subaerische Erosion sowohl des Nicoya-Komplexes als auch des kalkalkalinen Bogens schon während des Albs. Im Bereich Loma Chumico und Río Morote, wie die geologische Karte von PROTTI (1981) andeutet, überlagern und verzahnen sich die Sedimente der Formation Loma Chumico mit Basaltgesteinen des Oberen Nicoya-Komplexes.

Da die Tholeiite vorwiegend im Forearc-Bereich auftreten und eine äußere Schwelle formen, während das pyroklastische Material aus einem magmatischen Bogen im Osten jenseits der Halbinsel Nicoya stammt, kann man zu folgenden Schlußfolgerungen kommen: (1) Beide Vulkanismustypen waren zur gleichen Zeit aktiv. (2) Der

Inselbogen-Vulkanismus des Oberen Nicoya-Komplexes stellt eher einen Forearc (*rinnennahen*) Tholeiit-Vulkanismus dar als einen "primitiven". Das heißt, es existierte zu dieser Zeit schon ein gut ausgebildeter Inselbogen mit einer räumlichen Gestaltung von Rinnen-nahem tholeiitischen Vulkanismus (Oberer Nicoya-Komplex) im Westen und kalkalkalinem Vulkanismus (Cordillera de Tilarán?) im Osten. (3) Die Sedimente der Formation Loma Chumico einschließlich der kohlenstoffreichen Sedimente ("Schwarzschiefer") lagerten sich in einem kleinen Forearc-Becken ab.

## 6.5 Indizien für kalkalkalinen Inselbogen Vulkanismus innerhalb des Nicoya-Komplexes

Es existieren innerhalb des Nicoya-Komplexes verschiedene Indizien für einen differenzierten (nicht primitiven) Vulkanismus. Dennoch sind sie aufgrund des fehlenden geologischen Umfeldes im

Hintergrund der Diskussion geblieben. Wir diskutieren einige von ihnen (s. auch Tab. 2). Zwei wichtige Hinweise lieferte WILDBERG (1984 und 1987). Zum einen handelt es sich um saure K-reiche Plutonite, die er auf den Halbinseln Nicoya und Azuero fand und die einen deutlichen kalkalkalinen Charakter besitzen.

Zum anderen können die sauren Magmatite ein Hinweis sein, sogenannte "low-level"-Plagiogranite, die an der Basis der kumulaten Sequenz der Halbinsel Santa Elena vorkommen. Diese Gesteine brachte WILDBERG (1987) mit einer konvergierenden Plattengrenze in Verbindung. Aufgrund ihres Alters könnten diese Plagiogranite allerdings direkt mit dem kalkalkalinen Magmatismus der Formation Loma Chumico verknüpft gewesen sein. Dies legt eine K/Ar-Datierung von 90 Mio. J. (BELLON & TOURNON, 1978) der Amphibolite nahe. Zu dieser Zeit war der Vulkanismus der Formation Loma Chumico aktiv. In diesem Zusammenhang könnte es sich bei den sauren Magmatiten um die Intrusion eines kalkalkalinen Magmas handeln, nachdem die Ultrabasite am hochentwickelten Bogen eingefügt wurden. Das bedeutet, daß die Ultrabasite vor 90 Mio. J. schon Teil des Forearc bildeten.

Ein weiteres Indiz können ebenfalls die alkalinen Laven sein, die an der Playa Respingue im südlichen Teil der Halbinsel Santa Elena auftreten (vgl. TOURNON & AZÉMA, 1980). Es handelt sich um Rhyolithgesteine mit K-Feldspat- und Klinopyroxen-Einsprenglingen, die in eine Grundmasse aus Feldspatmikrolithen, Quarz und Chlorit eingebettet sind. Sie kommen zusammen mit Radiolariten vor. Rhyodazitische Lavaströme innerhalb von Tiefseesedimenten sind aus älteren Sequenzen an Land bekannt. Ihre Entstehung ist noch unklar. Allerdings zeigen solche Vorkommen, daß rhyodazitische Effusionen sich in größeren Wassertiefen ereignen können (vgl. FISHER & SCHMINCKE, 1984).

## 6.6 Ist der Inselbogen-Vulkanismus des Nicoya-Komplexes primitiv ?

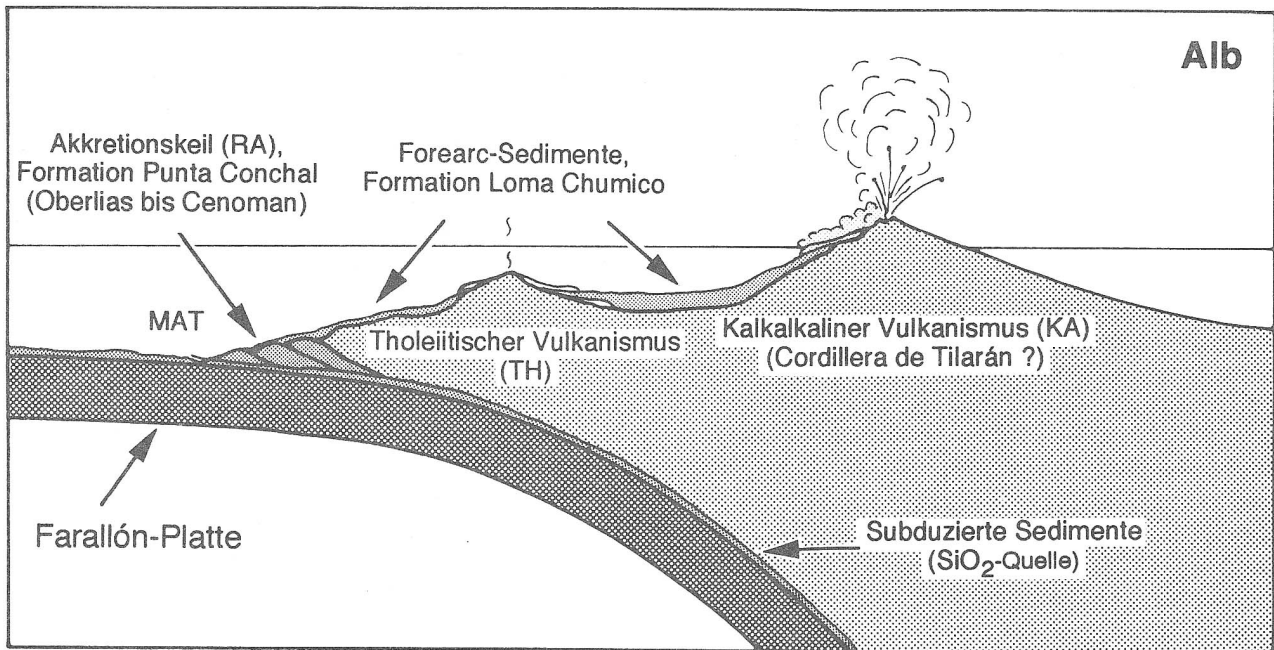
Die Existenz eines hochentwickelten Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica schon im Alb, wie die Tephraablagerungen der Formation Loma Chumico zeigen, stellt zuerst den sogenannten "primitiven" Charakter des tholeiitischen Inselbogen-Vulkanismus von WILDBERG (1984) innerhalb des Nicoya-Komplexes in Frage. WILDBERG postuliert in seinem Modell, daß der primitive Inselbogen-Vulkanismus ein Anfangsstadium in der Entwicklung des Costa Rica-Bogens darstellt. Die meisten Autoren akzeptieren die Annahme von WILDBERG, so daß alle neueren Untersuchungen und Interpretationen über die geodynamische Entwicklung von Costa Rica auf einem "primitiven Inselbogen" basieren. Damit wurde das Entstehungsalter und die Natur eines früheren Inselbogens wegdiskutiert.

Die Indizien für einen kalkalkalinen Vulkanismus innerhalb des Nicoya-Komplexes selbst und die laterale Beziehung - vor allem die Koexistenz - zwischen tholeiitischem und kalkalkalinem Vulkanismus, die in den Sedimentsequenzen der Formation Loma Chumico dokumentiert ist, weisen eindeutig darauf hin, daß der geochemische sogenannte *primitive* Charakter des Inselbogen-Vulkanismus keinem primitiven Stadium in der Entwicklung des Costa Rica-Bogens entspricht. Wie die Sandsteine und Tephraablagerungen des Albs der Formation Loma Chumico dokumentieren, gab es zu dieser Zeit einen gut ausgebildeten Inselbogen in Costa Rica. Da die Tholeiite des Oberen Nicoya-Komplexes eine äußere Schwelle im Forearcbereich bilden und das pyroklastische Material aus einem Bogen im Osten stammt, interpretieren wir den Inselbogen-Vulkanismus des Nicoya-Komplexes als einen tholeiitischen *rinnennahen* Forearc-Vulkanismus (s. Abb. 20). Die Vulkanite, die diesen Vulkanismus darstellen, sind die Basalte mit hohen

Tab. 2: Hinweise auf kalkalkalinen (*nicht-primitiven*) Inselbogen-Vulkanismus innerhalb des Nicoya-Komplexes

| Magmatite  | Vulkanoklastika (Formation Loma Chumico)   |
|--|--|
| saure K-reiche Plutonite der Halbinseln Nicoya (z.B. Punta Piedra Amarilla) und Azuero (Valle Rico) (WILDBERG, 1984)                                 | Marine Tephraablagerungen rhyodazitischer Zusammensetzung:<br>Grobkörnige pyroklastische Schutt- und Fließstromablagerungen  |
| K-reiche Vulkanite (Rhyolithe) eingeschaltet in Radiolaritsequenz, Playa Respingue, südlicher Teil der Halbinsel Santa Elena (TOURNON & AZÉMA, 1980) | plinianische Fallablagerungen<br><br>(Kristallfraktion: P, K, Q, Px, Hbl, Bio; Lithoklasten: Metavulk., Trachyt/Latit, akzess. Basalt- und "rip-up"-Klasten; Glasanteil: farblose Bimspartikel, Blasenwandscherben und Scherben mit Perlitrisen) |
| "low level"-Plagiogranite innerhalb der kumulativen Sequenz der Halbinsel Santa Elena (WILDBERG, 1987)   | Quarz/Feldspat-führende Sandsteine mit Inselbogen-Herkunft<br><br><i>In Panamá:</i> vor-obercampane Quarz-führende Sandsteine auf der Halbinsel Azuero (WEYL, 1980)  |





ccab94

Abb. 20 Der Costa Rica-Inselbogen am westlichen Rand der Karibischen Platte im Zeitraum Alb bis Campan. Das Modell postuliert: (1) die Subduktion einer alten (jurassisch-kretazischen) pazifischen Platte (Farallón Platte) unter die jüngere karibische Platte in der Nähe des Äquators; (2) die Entstehung eines Akkretionskeils aus Radiolariten und Basalten - die während der ersten tektonischen Phase des Santon/Untercampans obduziert wurden (Formation Punta Conchal, RA) - sowie die Subduktion radiolaritischer Sedimente, die die außerordentliche Silika-Anreicherung verursachten, die sich im sauren Explosiv-Vulkanismus widerspiegelt und (3) die Koexistenz von zwei Inselbogen-Vulkanismustypen. Die Sedimente der Formation Loma Chumico, einschließlich der kohlenstoffreichen Sedimente (Schwarzschiefer), bildeten sich in kleinen unterkretazischen Forearcbecken. Der tholeiitische Vulkanismus des Oberen Nicoya-Komplexes (TH) stellt einen Forearc-Vulkanismus dar. KA kalkalkaliner hochentwickelter Vulkanismus (in Epiklastika und Pyroklastika der Formation Loma Chumico registriert) - Alter: Alb bis Campan. RA radiolaritischer Akkretionskeil der Formation Punta Conchal - Alter: Jura bis Cenoman (BAUMGARTNER, 1990). Sedimente in der Nähe des Festlandes abgelagert (HEIN et al., 1983). MAT Mittelamerikanische Tiefseerinne.

K- und Sr-Werten der Halbinsel Nicoya und die Basalte mit niedrigem Ti-Gehalt der Halbinsel Santa Elena (s. WILDBERG, 1984). WILDBERG interpretierte die Basalte der Halbinsel Nicoya als IAT und die Basalte der Halbinsel Santa Elena als Boninite. Boninite sind eine seltene Gruppe von Hoch-MgO-Andesiten, die sich scheinbar nur auf Forearc-bereiche beschränken (WILSON, 1988).

### 6.7 Der Nicoya-Komplex, Teil der karibischen Basaltprovinz ?

Innerhalb des Nicoya-Komplexes haben WILDBERG (1984) und APPEL (1990) unter anderem anhand von geochemischen Untersuchungen eine Gruppe von Basaltgesteinen identifiziert, die eine MORB- und WPT-Affinität aufweisen. Diese Gesteine betrachten die meisten Autoren als Folge des karibischen Sill-Ereignisses (cf. DONNELLY, 1973). Basierend auf diesen Untersuchungen und anderen Ähnlichkeiten werden die Basaltabfolgen des Nicoya-Komplexes und ihre assoziierten Sedimente

als Teil der karibischen Basaltprovinz gedeutet. Es gibt allerdings zwei Argumente, die gegen diese Vermutung sprechen: (1) die Inselbogen-Tholeiite, deren Alter bis in das Cenoman reicht (BAUMGARTNER, 1990) und (2) die Tephraablagerungen der Formation Loma Chumico (Alb bis Campan). Sie zeigen, daß im Zeitraum in dem das Sill-Ereignis stattfand (Apt-Cenoman cf. DONNELLY et al., 1990) ein Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica existierte. Dies legt weiterhin nahe, daß der Costa Rica-Inselbogen dem karibischen Sill-Ereignis unterlag. Er bildete wahrscheinlich die westliche konvergierende Plattengrenze der karibischen Basaltprovinz.

Die scheinbare Fortsetzung der seismischen Reflektoren, die für das karibische Basaltplateau angenommen werden, bis an die karibische Küste Costa Ricas (BOWLAND & ROSENCRANTZ, 1988) interpretieren wir daher als die Verzahnung der verdickten karibischen Platte mit ihrem westlichen intraozeanischen Bogensystem.

## 6.8 Der älteste kalkalkaline Inselbogen-Vulkanismus in Panamá und Nicaragua

Weitere konkrete Hinweise auf einen vor dem Campan aktiven kalkalkalinen Inselbogen-Vulkanismus finden sich in Nicaragua und Panamá.

Die ältesten vulkanischen Inselbogenprodukte in Nicaragua sind aus der Bohrung El Ostional an der Südwestküste bekannt. Dort hat man eine über 450 m mächtige Tiefseesedimentsequenz angetroffen, deren Faziesausbildung, vulkanogener Charakter und Alter mit denen der Formation Loma Chumico übereinstimmen. Die Sequenz besteht nach PARSON CORPORATION aus "kalkigen Lutiten wechsellagernd mit vulkaniklastischen Sandsteinen und Tufflagen, kieselligen Lutiten und tuffitischen Lutiten", deren Alter den Zeitraum Alb bis Campan umspannt. Die ältesten Sedimente datierte man in der Bohrungstiefe 1.826,9 m mit *Rotalipora appenninica* (RENZ). Diese Art umfaßt den Zeitraum Oberalb/Cenoman (cf. CARON, 1985). Wir interpretieren diese Abfolge der Bohrung El Ostional als eine Forearc-Sequenz und ein Äquivalent der Formation Loma Chumico. Sie stellt die Fortsetzung des Inselbogen-Vulkanismus nördlich der ophiolithischen Santa Elena-Sutur in der Kreide dar. Aufgrund dessen nehmen wir an, daß ein Inselbogensystem am westlichen Rand des kontinentalen Chortís-Blocks im Alb existierte.

In Panamá tritt die älteste kalkalkaline Inselbogenserie auf der Halbinsel Azuero auf. Sie wird von Tiefseesedimenten der Formation Ocú bedeckt, die aus pelagischen Kalken, Kieselkalken, Tufflagen und Tonsteinen besteht und deren Alter den Zeitraum Obercampan bis Maastricht umfaßt (WEYL, 1980). Die Formation Ocú betrachten wir als ein Äquivalent der Formation Changuinola (karibischer Grenzbereich Costa Rica-Panamá), der Formation Sabana Grande (Costa Rica) und der jüngsten Sedimente der Bohrung El Ostional (Südwestnicaragua). Die Inselbogenserie von Azuero, die sich recht eindeutig vom basischen Komplex unterscheidet, umfaßt weitverbreitete Intrusionen von Quarz-Granodioriten und lokale Vorkommen von Dazitlaven und Quarz-führenden Sandsteinen (WEYL, 1980). Im Valle Rico identifizierte WILDBERG (1984) Intrusivgesteine mit deutlichem kalkalkalinen Geochemismus. Die quarzführenden Sandsteine doku-

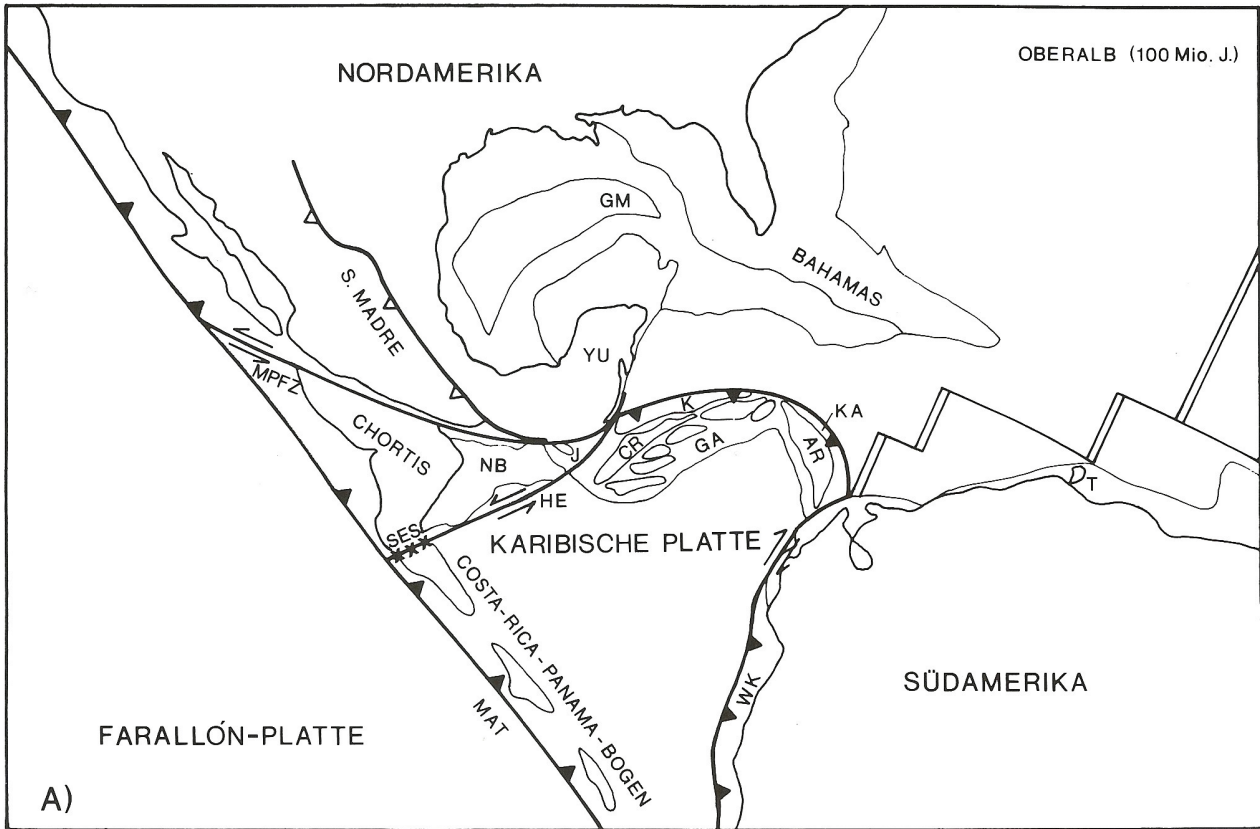
mentieren die Erosion eines gut ausgebildeten Inselbogen-Schildes in Panamá, dessen Magma-Zusammensetzung schon vor dem Campan eine Differenzierung erreicht hatte. Die vor-obercampane Inselbogen-Serie von Azuero in Panamá legt nahe - wie auch die Serien in Costa Rica -, daß die entsprechenden Subduktionsprozesse wahrscheinlich in der Unterkreide begonnen haben. Auf dieser Basis interpretieren wir ein kontinuierliches, intraozeanisches Panamá-Costa-Rica-Südwest-Nicaragua-Inselbogen-Rinnensystem in der Unterkreide als westliche Grenze der Karibischen Platte. Die Fortsetzung der vulkanischen Tätigkeit dieses mittelamerikanischen Inselbogens ist ebenso in den oberkretazischen Sedimentsequenzen der erwähnten Formationen Changuinola, Ocú und Sabana Grande dokumentiert. Zum anderen schließt diese Fortsetzung des Inselbogen-Vulkanismus in der Oberkreide und im Paläogen die Existenz von Lücken in der vulkanischen Tätigkeit dieses Inselbogensystems aus und belegt damit eine ununterbrochene Subduktion der Farallón-Platte unter Südzentralamerika seit der Unterkreide (Abb. 21).

## 7 SCHLUSSFOLGERUNGEN

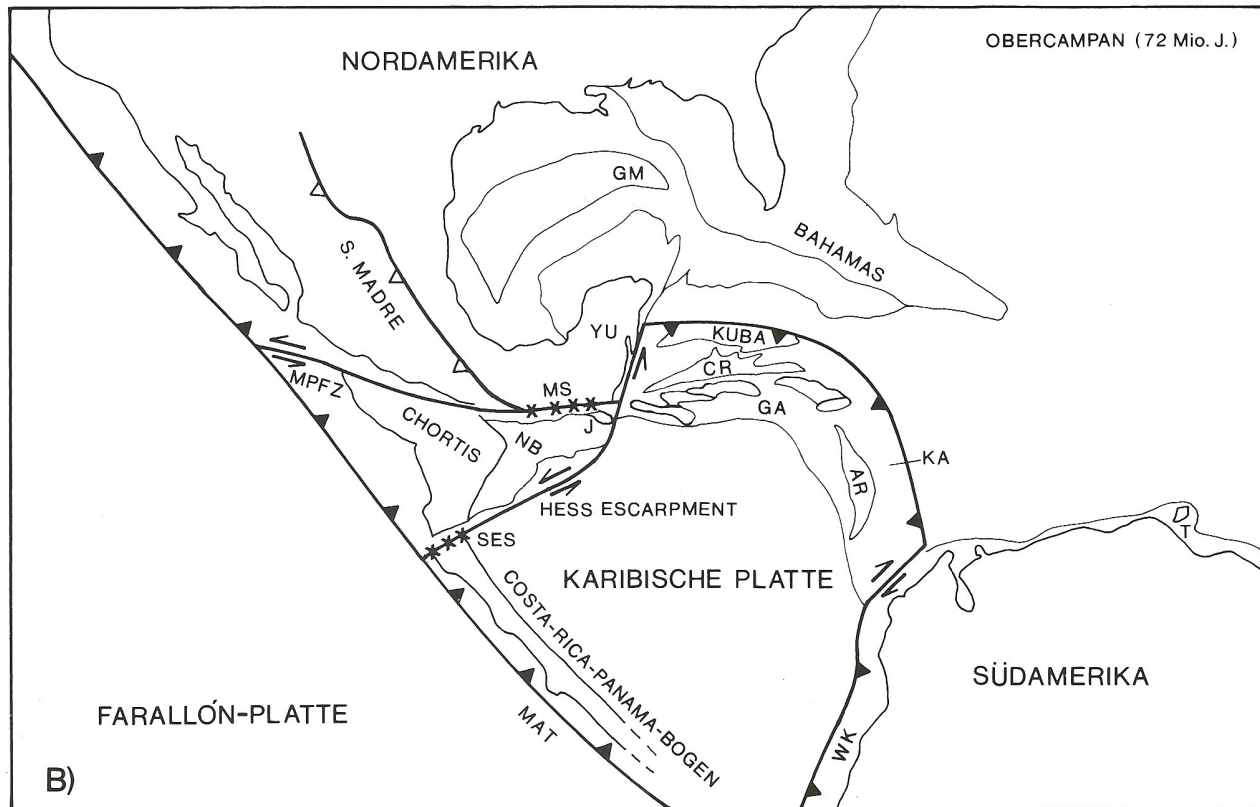
Die pyroklastischen Gesteine innerhalb der Tiefseesedimentsequenzen der Formation Loma Chumico umfassen pyroklastische Schuttstrom- und Falltephraablagerungen hochdifferenzierter rhyodazitischer Zusammensetzung. Die Gefüge und die Zusammensetzung der Komponenten zeigen, daß diese Förderprodukte aus subaerischen und flachmarinen plinianischen Vulkanausbrüchen resultierten. Die Tephraablagerungen dokumentieren einen explosiven kalkalkalinen Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica für den Zeitraum Alb bis Campan. Die Schuttstromablagerungen deuten darauf hin, daß sich die Eruptionszentren dieses magmatischen Bogens im Bereich der heutigen Cordillera de Tilarán befanden.

Innerhalb des Nicoya-Komplexes sind zwei kretazische Inselbogen-Vulkanismustypen dokumentiert: ein tholeiitischer Forearc-Vulkanismus und ein differenzierter kalkalkaliner Inselbogen-Vulkanismus (s. Abb. 20).

Abb. 21 Das Costa Rica-Panamá-Bogensystem als westliche konvergierende Grenze der karibischen Platte seit der Unterkreide. Plattentektonische Rekonstruktion des karibischen Raumes für das Oberalb (A) und Obercampan (B) unter Berücksichtigung von ROSS & SCOTSE (1988) und PINDELL et al. (1988). **A.** Schon während des Oberalbs subduzierte die Farallón Platte unter Südzentralamerika entlang der mittelamerikanischen Tiefseerinne. Die östliche karibische Plattengrenze bilden die Bogensysteme der Kleinen und Großen Antillen, unter die eine ozeanische Kruste subduzierte. **B.** Bis in das Obercampan subduzierte ununterbrochen die Farallón Platte unter Südzentralamerika. Das Resultat ist ein gut ausgebildetes Inselbogensystem mit zahlreichen neritischen Forearc-Bereichen. MAT Mittelamerikanische Tiefseerinne. SES Santa Elena-Sutur. HE Hess Escarpment. MPFZ Motagua-Polochic-Frakturzone. MS Motagua-Sutur. NB Nicaragua-Bank. GA Große Antillen. J Jamaica K Kuba. CR Cayman Rücken. KA Kleine Antillen. AR Aves Rücken. WK Westkordillere. YU Yucatán-Halbinsel. GM Golf von Mexico. T Trinidad.



abcc94



abcc94

Die pyroklastischen Gesteine der Formation Loma Chumico und die marinen Tephralagen der kretazischen Tiefseesedimente des Nicaragua-Beckens (Bohrung El Ostional, Südnicaragua) sowie das weitere Vorkommen von explosiven Förderprodukten in den Sequenzen der Formationen Sabana Grande (Costa Rica), Changuinola (Grenzgebiet Costa Rica-Panamá) und Ocu (Panamá) registrieren eine ununterbrochene Subduktion der Farallón Platte unter Südzentralamerika seit der Unterkreide (s. Abb. 21).

Wann begann der Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica? Die explosiven Tephraablagerungen des Albs der Formation Loma Chumico belegen eindeutig, daß der Inselbogen-Vulkanismus in der Unterkreide (mindestens seit dem Alb) begonnen hat. Der Akkretionskeil der Formation Punta Conchal, dessen Alter von Oberlias bis Cenoman reicht (cf. BAUMGARTNER, 1987), in Kombination mit den paläomagnetischen Daten von SICK (1989), die zeigen, daß der Nicoya-Komplex in einer Position nahe des Äquators entstand, erlauben die Spekulation, daß die Subduktionsprozesse in Costa Rica sogar schon im Oberjura begonnen haben könnten.

## DANKSAGUNG

Die Autoren bedanken sich herzlich bei Herrn Prof. Dr. Hartmut SEYFRIED für seine Unterstützung und die konstruktiven Kommentare. Er motivierte uns besonders diese Ergebnisse zu veröffentlichen. Unser Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. Gerhard WÖRNER (Göttingen) für seine Hilfsbereitschaft und die Diskussionen während der Analyse der Vulkaniklastika. Frau Regine RATH und Herrn Werner FRECH danken wir für die Repro- und Fotoarbeiten. Der Aufenthalt von Herrn Lic. Claudio CALVO am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart wurde durch ein Stipendium des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD) ermöglicht.

## LITERATUR

- ADAMS, A. E., MACKENZIE, W.S., GUILFORD, C. (1984): Atlas of sedimentary rocks under the microscope. - 1-104; London (Longman Scientific & Technical).
- APPEL, H. (1990): Geochemie und K/Ar-Datierungen an Magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika. - 1-149, Diplomarbeit (unveröffentlicht), Johannes Gutenberg-Universität; Mainz.
- ARRIETA, T. (1986): Informe del pozo Morote N° 1. - 1-57, Inf. técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (Recope) (unveröffentlicht), Costa Rica; San José.
- ASTORGA, A. (1987): El Cretácico Superior y Paléogeno de la vertiente Pacífica de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: Origen, evolución y dinámica de las cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamerica. - 250 pp., Tesis de Licenciatura (unveröffentlicht), Universidad de Costa Rica; San José.
- ASTORGA, A. (1990): La Formación Loma Chumico (Complejo de Nicoya, Costa Rica) y su relación con la evolución cretácica del margen oeste de la „paleo-plateau“ Caribe. VII Congreso Geológico de América Central (19-23 Noviembre 1990), San José, Costa Rica, Resumen 128.
- AZÉMA, J., TOURNON, J. & SORNAY, J. (1979): Presencia de amonites del Albiano Superior en las formaciones del „Complejo de Nicoya“. El Yacimiento de la Loma Chumico, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. - Inst. Geogr. Nac. Inf. Semestr., Julio-Diciembre, **1978**: 71-76.
- AZÉMA, J., BOURGOIS, J., TOURNON, J., BAUMGARTNER, P.O., DESMET, A. (1985): L'Orogene pré-sénonien supérieur de la marge pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). - Bull. Soc. géol. France, **8**: 173-179.
- BARR, K. W. & ESCALANTE, G. (1969): Contribución al esclarecimiento de la edad del Complejo de Nicoya, Costa Rica. - Publ. geol. Inst. Centroamer. Invest. Tecnol., **2**: 43-47; Guatemala City.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): El Complejo ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense). - In SPRECHMANN, P. (Ed.): Manual de Geología de Costa Rica, Volumen 1: Estratigrafía. - 115-123, Edit. Universidad de Costa Rica; San José.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Tectónica y sedimentación del Cretácico superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central). - In BARBARIN, J.M., GURSKY, H.-J., MEIBURG, P. (Eds.): El Cretácico de México y América Central. - Actas Fac. Ciencias Tierra UANL, **2**, Linares, pp 251-260.
- BAUMGARTNER, P.O. (1990): Mesozoic and Tertiary arc, seamounts and accretionary terranes of Costa Rica (Central America).- Geol. Soc. Am. Abstrs. Programs, **22**: A338.
- BAUMGARTNER, P.O., MORA, C.R., BUTTERLIN, J., SIGAL, J., GLAÇON, G., AZÉMA, J., BOURGOIS, J. (1984): Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, **1**: 57-136.
- BELLON, H. & TOURNON, J. (1978): Contribution de la geochronométrie K-Ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale. - Bull. Soc. géol. France, **20**: 955-959.
- BLATT, H. (1982): Sedimentary Petrology. - 1-564; New York (W.H. Freeman and Company).
- BOWLAND, C.L. & ROSENCRANTZ, E. (1988): Upper crustal structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. - Bull. geol. Soc. Am. **100**: 534-546.
- CADET, J.P., POUCKET, A., THISSE, Y., BARDINTZEFF, J.M. & AZÉMA, J. (1982): Middle America explosive volcanism and ash layers: evidence from the Middle America Trench transect. - In: AUBOUIN, J., VON HUENE, R., et al. (Eds.): Init. Reports DSDP, Washington (US Govt Printing Office). - **67**: 475-491.
- CALVO, C. (1987): Las calizas neríticas de la Vertiente Pacífica del norte de Costa Rica y sur de Nicaragua: Épocas y Sistemas asociados con la apertura y evolución del margen convergente de la América Central meridional. - 165 pp., Tesis de Licenciatura (unveröffentlicht), Universidad de Costa Rica; San José.
- CAREY, S.N. & SIGURDSSON, H. (1978): Deep-sea evidence

- for distribution of tephra from the mixed magma eruption of the Soufrière on St. Vincent, 1902: Ash turbidites and air fall. - *Geology*, **6**: 271-274.
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. - In BOLLIG, H.M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton stratigraphy*. - 17-86; Cambridge Earth Science Series.
- CASE, J.E. & HOLCOMBE, T.L. (1980): Geologic-tectonic map of the Caribbean region, Scale 1: 2500000. US Geol. Surv. Misc. Invest. Ser. Map I-1100.
- CHINCHILLA, A.L. (1989): Estudio geológico de la Formación Montezuma (Plio-Pleistoceno, Península de Nicoya, Costa Rica). - 1-135, Tesis de Licenciatura (unveröffentlicht), Universidad de Costa Rica; San José.
- DENGO, G. (1962): Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. - 1-122, Inst. geogr. Nacional, Costa Rica; San José.
- DENYER, P. (Ed.) (1988): Mapa Geológico de Punta Morales-Coyolito-Manzanillo, escala 1: 25000. - Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica; San José.
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of Sandstones. - In: ZUFFA, G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites*. NATO ASI Ser. C. - Math. Phys. Sci., **148**: 333-361; Dordrecht Boston Lancaster (D. Reidel).
- DONNELLY, T. W. (1973) Late Cretaceous basalts from the Caribbean, a possible flood-basalt province of vast size (abs.): EOS (American Geophysical Union Transactions), **V 54**, p. 1004.
- DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH, A.L., WADGE, G. & WESTERCAMP, D. (1990): History and tectonic setting of Caribbean magmatism.- In Denigo, G. & Case, J.E. (Eds.): *The Caribbean Region*.- Geol. Soc. Am., *The Geology of North America*, v. H: 339-374.
- EWART, A. (1963): Petrology and petrogenesis of Quaternary pumice ash in the Tanpo area, New Zealand. - *J. Petrol.*, **4**: 392-431.
- FISHER, R.V. (1965): Settling velocity of glass shards. - *Deep Sea Res.*, **12**: 345-353.
- FISHER, R.V. (1984): Submarine volcanoclastic rocks. - In KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): *Marginal Geology*. - Geol. Soc. London Spec. Publ.**16**: 5-27; Oxford (Blackwell Sci. Publ.).
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. - 1-472; Berlin Heidelberg New York Tokyo (Springer).
- FISHER, S.P. & PESSAGNO, E.A. (1965): Upper Cretaceous strata of northwestern Panamá. - *Bull. geol. Soc. Am.*, **49**: 433-444.
- FISKE, R.S. (1963): Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. - *Bull. geol. Soc. Am.*, **74**: 391-406.
- FISKE, R.S. & MATSUDA, T. (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. - *Am. J. Sci.*, **262**: 76-106.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A. & CASTILLO, R. (1992): Geochemistry and Petrography of Cretaceous sills and lavaflores, sites 800 and 802. - In LARSON, R.L., LANCELOT, Y., et al. (Eds.): *Proc. ODP, Sci. Results, College Station TX (Ocean Drilling Program)*. - **129**: 345-359.
- FRANCIS, E.H. & HOWELLS, M.F. (1973): Transgressive welded ash flow tuffs among the Ordovician sediments on NE Snowdonia, N Wales. - *J. Geol. Soc. London*, **129**: 621-641.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Kieselgesteine. - In FÜCHTBAUER, H. (Ed): *Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. - 501-554; Stuttgart (Schweizerbart).
- GILL, J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics. - 390 pp.; Berlin (Springer-Verlag).
- GURSKY, H.-J. (1984): Die Sedimentgesteine im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Ober-Jura bis Alt-Tertiär von Costa Rica): ihre Verbreitung, Fazies und geologische Geschichte mit besonderer Berücksichtigung der Radiolarite. - 394 pp.; Diss. Univ. Marburg (unveröffentlicht).
- GURSKY, H.-J. (1989): Presencia y origen de rocas sedimentarias en el basamento ofiolítico de Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, **10**: 19-66.
- HEIN, J.R., SCHOLL, D.W. & MILLER, J. (1978): Episodes of Aleutian Ridge explosive volcanism. - *Science*, **199**: 137-141.
- HEIN, J.R., KUIJPERS, E.P., DENYER, P., SLINNEY, R.E. (1983): Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from western Costa Rica. - In IJIMA, A., HEIN, J.R. & SIEVER, R. (Eds.): *Siliceous deposits in the Pacific*. - *Dev. Sedimentol.*, **36**: 143-174; Amsterdam (Elsevier).
- IZETT, G.A. (1981): Volcanic ash beds: records of Upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States. - *J. Geophys. Res.*, **86**: 10200-10222.
- KUIJPERS, E.P. (1979): La Geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. - Inst. Geogr. Nacional, Inf. semestr. Julio-Diciembre, San José, **1979**: 15-75.
- LISITZIN, A.D. (1972): Sedimentation in the world ocean. - *Spec. Publ. Econ. Paleont. Min.*, **17**: 1-218.
- LUNDBERG, N. (1982): Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica. - In LEGGETT, J.K. (Ed.): *Trench-forearc Geology*. - *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **10**: 131-147; Oxford (Blackwell).
- LUNDBERG, N. (1991): Detrital record of the early Central American magmatic arc: Petrography of intraoceanic forearc sandstones, Nicoya Península, Costa Rica. - *Bull. geol. Soc. Am.*, **103**: 905-915.
- MATUMOTO, T., OHTAKE, M., LATHAN, G. & UMAÑA, J. (1977): Crustal structure of southern Central America.- *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**: 121-134.
- MUTTI, E. & NORMARK, W. R. (1987): Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. - In LEGGETT, J.K. & ZUFFA, G.G. (Eds.): *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case studies*. - 1-38; Graham and Trotman.
- ODIN, G.S. (1985): Significance of green particles (Glaucopy, Berthierine, Chlorite) in Arenites. - In ZUFFA GG (Ed.): *Provenance of Arenites*. NATO ASI Ser. C. - *Math. Phys. Sci.*, **148**: 279-307; Dordrecht Boston Lancaster (D. Reidel).
- PARSON CORPORATION (1972): *The Geology of Western Nicaragua*.- Nicaragua Tax. Improvement and Natural Resources Inventory Project, Final Technical Report, vol. IV, 220 p.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 1-230; Stuttgart (Enke).
- PINDELL, J.L., CANDE, S.C., PITMAN III, W.C., ROWLEY, D.B., DEWEY, J.F., LABRECQUE, J. & HAXBY, W. (1988): A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. - In SCOTSESE, C.R. & SAGER, W.W. (Eds.): *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*. - *Tectonophysics*,

- 155:** 121-138.
- POUCLET, A., CADET, J.P., FUJIOKA, K. & BOURGOIS, J. (1985): Ash layers from Deep Sea Drilling Project Leg 84: Middle America Trench Transect. - In VON HUENE, R., AUBOUIN, J., et al. (Eds.): *Init. Reports DSDP*, Washington (US Govt. Printing Office). - **84:** 609-618
- PROTTI, R. (1981): Geología de la planicie costera desde Jicaral, Puntarenas hasta Santa Rita, Nandayure, Península de Nicoya, Costa Rica. - 1-12, *Inf. técn. Serv. Nac. Aguas Subterráneas (SENAS)*; (unveröffentlicht); San José.
- RIVIER, F. (1983): Síntesis geológica y mapa geológico del área del Bajo Tempisque, Guanacaste, Costa Rica. - *Inst. Geogr. Nacional, Inf. semestr. Enero-Junio*, **1983:** 7-30; San José.
- ROMANES, J. (1912): Geological Notes on the Peninsula of Nicoya, Costa Rica. - *Geol. Mag.*, **9:** 258-265.
- ROSS, M.I. & SCOTESE, C.R. (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. - In SCOTESE, C.R. & SAGER, W.W. (Eds.): *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions*. - *Tectonophysics*, **115:** 139-168.
- SCHMIDT-EFFING, R. (1979): Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Mittelamerika. - *Geol. Rdsch.*, **68:** 457-494.
- SCHMINCKE, H.-U. (1981): Ash from vitric muds in deep sea cores from the Mariana Trough and fore-arc regions (South Philippine Sea) (sites: 453, 454, 455, 458, 459). - In HUSSONG, D.M., UYEDA, S. et al. (Eds.): *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*. - **60:** 473-481.
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Pyroklastische Gesteine. - In FÜCHTBAUER, H. (Ed.): *Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. - 731-778; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHUMANN, W. (1992): *Das Buch der Erde*. - 4nd. ed., 1-528, Lexikographisches Institut; München.
- SICK, M. (1989): Paleomagnetism of the Ophiolite Complexes from the southern Middle American landbridge (Costa Rica and Panamá). - *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A/4:** 1-108.
- SIGURDSSON, H., SPARKS, R.S.J., CAREY, S.N. & HUANG, T.C. (1980): Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles Arc. - *J. Geol.*, **88:** 523-540.
- SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P. (1986): Über die Frühgeschichte (Campan bis Eozän) der südlichen mittelamerikanischen Landbrücke. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1986:** 38-55.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C. (1987): Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: the upper Cretaceous and Tertiary of Central America. - *Fazies*, **17:** 203-214.
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A., AMANN, H., CALVO, C., KOLB, W., SCHMIDT, H. & WINSEMANN, J. (1991): Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central America fore-arc area. - *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **12:** 217-240.
- SPARKS, R.S.J., SIGURDSSON, H. & CAREY, S.N. (1980): The entrance of pyroclastic flows into the sea, II Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **7:** 97-105.
- SPRECHMANN, P. (1982): Estratigrafía de Costa Rica (América Central), I: Unidades estratigráficas sedimentarias.- *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, Buenos Aires, 1: 55-57.
- TOURNON, J. (1984): Magmatismes du Mésozoïque a l'actuel en Amérique Central: l'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites. - 1-335, *Thèse d'Etat* (unveröffentlicht), Université Pierre et Marie Curie; Paris.
- TOURNON, J. & AZÉMA, J. (1980). Sobre la estructura y petrología del macizo ultrabásico de Santa Elena (Provincia de Guanacaste, Costa Rica). - *Inst. Geogr. Nac. Inf. Semestr.*, Enero-Julio **1980**, 17-54.
- TRÖGER, W.E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband*. - 1-822; Stuttgart (Schweizerbart).
- ULLOA, F. (1977): Aspectos de la Geología de la parte este de la Península Santa Elena (desde Cuajiniquíl a Santa Rosa de la Cruz de Guanacaste).- *Tesis de Licenciatura*, Universidad de Costa Rica, San José, pp 1-76 (unveröffentlicht).
- WALKER, G.P.L. (1981): Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. - *J. Volcanic. Geotherm. Res.*, **11:** 81-89.
- WEYL, R. (1980): *Geology of Central America*.- *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*. - 1-371; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- WILDBERG, H.G.H. (1984): Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolith-Komplexes. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **62:** 1-123.
- WILDBERG, H.G.H. (1987): High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America.- *Geol. Rundsch.*, **76:** 285-301.
- WILSON, M. (1988): *Igneous Petrogenesis - A global Tectonic Approach*. - 466 pp.; London (Unwin Hyman).
- YAMADA, E. (1973): Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. - *Geol. Soc. Japan.*, **79:** 589-597.
- YAMADA, E. (1984): Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits. - In KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): *Marginal Basin Geology*. - *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **16:** 5-27; Oxford London Edinburgh Boston Palo Alto Melbourne (Blackwell Sci. Publ.).
- ZUFFA, G.G. (1985): Optical analyses of arenites: Influence of methodology on compositional results. - In ZUFFA, G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites*. NATO ASI Ser. C. - *Math. Phys. Sci.*, **148:** 165-189; Dordrecht Boston Lancaster (D. Reidel).