

DRUCK-TEMPERATUR-ZEIT-DEFORMATIONS-PFADE KRISTALLINER GESTEINE ALS INTERDISZIPLINÄRE TESTKRITERIEN FÜR PLATTENTEKTONISCHE MODELLE – BEISPIEL KARIBIK

MARESCH, W.V.

Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum, D-44780 Bochum

1. Zusammenfassung:

Interdisziplinäre strukturgeologische, petrologische, geochronologische und gefügekundliche Untersuchungen an kristallinen Gesteinsserien der Karibik erlauben es, die Druck–Temperatur–Zeit–Deformations–Entwicklung dieser Krustenblöcke nachzuzeichnen. Der am Südrand der Karibik für den Margarita Krustenblock (Venezuela) von STÖCKHERT et al. (1995) im Detail ausgearbeitete P–T–t–d-Pfad liefert eindeutige Beweise für die Richtigkeit von plattentektonischen Modellen, in denen die heute am Südrand aufgeschlossenen Hochdruckmetamorphite tektonisch über 1500 km hinweg vom Westen her passiv in ihre heutige Position verfrachtet wurden. Die Hochdruckmetamorphose selbst ist auf Kollisionsvorgänge zwischen der pazifischen Farallon Platte und der protokaribischen Platte zurückzuführen. Obwohl die P–T–t–d-Daten der Hochdruckmetamorphite am Nordrand der Karibik (Jamaika, Kuba, Dominikanische Republik) z. Z. noch sehr ungenau sind, können Analogien zum Südrand erkannt werden, die auf vergleichbare tektonische Vorgänge schließen lassen.

2. Einleitung:

Die eindeutige Beweisführung für plattentektonische Modelle ist von Natur aus schwierig. Andererseits sind solche Modelle – auch wenn noch nicht ausgereift – außerordentlich wichtig, um durch »trial-and-error« Verfahren zur weiteren Präzisierung zu kommen.

Die Karibik stellt ein besonders günstiges Fallbeispiel für die interaktive Optimierung eines plattentektonischen Modells dar. Zum einen ist die Geschichte der Karibik mit weniger als ca. 165 Ma relativ kurz. Zum anderen ist für das Gebiet die heutige Plattenkinematik sehr gut bekannt und wird in den nächsten Jahren durch direkte satellitengestützte Messung von Plattenbewegungen noch weiter verfeinert werden. Dies kann als sicherer Ausgangspunkt dienen, um die tektonische Entwicklung der Karibik in die Vergangenheit zurück zu verfolgen.

Der vorhandene geowissenschaftliche Datensatz ist groß und von betont interdisziplinärer und internationaler Qualität. Wie DRAPER & DENG (1990) berichten, haben hier in den 200 Jahren seit Geburt der modernen Geowissenschaften viele namhafte Forscher aus aller Welt gewirkt. Ihre Erfahrungen in der Karibik haben des öfteren bei der Entwicklung grundlegender Ideen über orogene Prozesse, Krustenaufbau und Großraumtektonik eine entscheidende Rolle gespielt.

Nichtsdestoweniger zeichnet sich – historisch gesehen – die Arbeitsweise fast ausschließlich durch eine Beschränkung auf einen zweidimensionalen plattentektonischen Ansatz aus. Terrane Analysen und Studien der Relativbewegungen zwischen Terranes und Platten überwiegen. Die »dritte« Dimension, über die durch Analyse von Druck-

Temperatur-Zeit-Deformations-Pfade (P–T–t–d-Pfade) kristalliner Gesteine Information gewonnen werden kann, hat im Vergleich dazu wenig Beachtung gefunden. Ansätze hierzu (z.B. MARESCH, 1974; BEETS et al., 1984; AVE LALLEMENT & GUTH, 1990; GUTH & AVE LALLEMENT, 1991; AVE LALLEMENT & SISSON, 1993) litten bislang meist an den fehlenden geochronologischen Daten »t«, die komplementär zu »P-T« und »d« zur eindeutigen Beschreibung solcher Pfade unabdingbar sind.

Ein plattentektonisches Modell für eine Gesamtregion muß die Entwicklungsgeschichte der kristallinen Gesteine von Teilregionen erklären können. Umgekehrt können deshalb P–T–t–d-Pfade von Teilregionen als zwingende Testkriterien für solche Modelle angesehen werden. In diesem Beitrag soll ein solcher Test vorgestellt werden. Er stützt sich auf Ergebnisse, die von mehreren Forschergruppen der Universitäten Bochum, Münster und Freiberg seit 1990 interaktiv erarbeitet werden.

3. Plattentektonischer Rahmen und Entwicklung der Karibik

Seit das plattentektonische Konzept die Grundlage für alle geodynamischen Überlegungen bildet, erscheint die heutige tektonische Stellung der Karibik gut verstanden (z.B. JORDAN, 1975; BURKE et al. 1984; vgl. Abb. 1). Das gilt uneingeschränkt jedoch nur für die Situation in der jüngeren Geschichte. Die Entwicklung im ausgehenden Mesozoikum und frühen Tertiär ist seit 25 Jahren Gegenstand mühsamer und umstrittener Rekonstruktionsversuche, die erst in den allerletzten Jahren einen fast allgemein tragfähigen, übergeordneten Konsens erkennen lassen.

Die Karibik stellt weder eine Gebirgskette dar, die durch allmähliches Schließen eines größeren Ozeans entstanden ist, noch ist sie als Gürtel von »suspect terranes« zu verstehen, bei dem heterogene Krustenblöcke und -fragmente einem Kontinentalrand angefügt wurden. Vielmehr sind deutliche Analogien zum südostasiatischen Raum erkennbar, der durch sich stetig entwickelnde, kurzlebige Inselbogenkomplexe geprägt ist. Diese Vorstufe vieler Orogenzonen läßt sich in der Karibik in hervorragender Weise untersuchen.

Ein deutliches Indiz für ein im Vergleich zu heute abweichendes plattentektonisches Regime ist die Verteilung von Hochdruckmetamorphiten mit Metamorphosealter von Kreide bis frühes Tertiär. Nach heutiger Kinematik (vgl. Abb. 1) wären diese im Osten und Westen der karibischen Platte zu erwarten. Tatsächlich findet man sie aber an den Nord- und Südrändern, die heute überwiegend von Transformbewegungen geprägt sind. Vorkommen von Blauschiefern und Eklogiten sind entlang der gesamten südlichen Karibikküste von Kolumbien bis Venezuela z.T. schon seit den Expeditionen von Alexander v. Humboldt um 1800 bekannt. Am Nordrand sind in Jamaika, Kuba und der Dominikanischen Republik Hochdruckmetamorphite aufgeschlossen.

Die umfangreiche Literatur über plattentektonische Modelle zur Entwicklung des karibischen Raumes seit dem Mesozoikum ist Zeuge für die fruchtbare Vorstellungskraft von Geowissenschaftlern. BURKE (1988) und PINDELL & BARRETT (1990) haben diese weitverzeigte Literatur zusammengefaßt und ausgewertet. Hierbei ist eine übergeordnete Modellvorstellung entstanden, die sicherlich eine Mehrheitsmeinung unter den in der Karibik tätigen Geowissenschaftlern darstellt. Zentrales Element ist das Eindriften eines verdickten ozeanischen Plateaus im ausgehenden Mesozoikum und frühen Tertiär aus dem pazifischen Raum nach Osten, das als heutige karibische Platte vor-

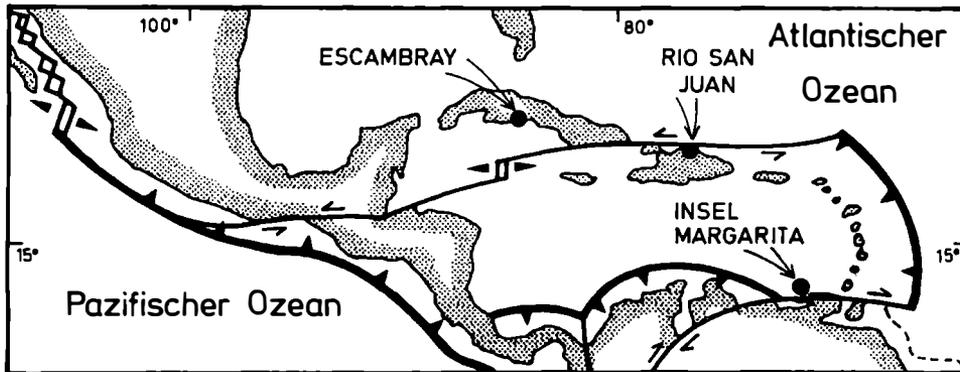


Abb. 1:

Skizze der heutigen großraumtektonischen Elemente, die die karibische Platte begrenzen. Im Osten und Westen taucht ozeanische Kruste unter die im Vergleich dazu durch mächtige spätmesozoische Basaltergüsse etwas verdickte karibische Platte ab. Transformbewegungen charakterisieren den Nord- und Südrand, wobei relativ geringfügige Nord-Süd-Einengung besonders im Südwesten zu lokal komplexer Neotektonik führt. Die drei angezeigten Lokalitäten sind die im Text angesprochenen Fallbeispiele Insel Margarita (Venezuela), Escambray Massif (Kuba) und Rio-San-Juan-Komplex (Dominikanische Republik).

liegt. An seinem »Bug« schob das Plateau schneepflugartig einen Akkretionskomplex von Inselbögen (die "Great Arc" von BURKE, 1988) in die sich öffnende Lücke zwischen Nord- und Südamerika hinein. Bei den Kollisionen der Inselbögen mit den amerikanischen Kontinentalrändern entstanden die o.a. hochdruckmetamorphen Serien.

Trotz dieses z. Z. mehrheitlich akzeptierten »roten Fadens«, der im Vergleich zu den '70er und '80er Jahren einen beachtlichen Fortschritt darstellt, besteht weiterhin Klärungsbedarf in wichtigen Punkten. Die grundsätzlich ablehnende Haltung von »Fixisten« wie MORRIS et al. (1990) – die plattentektonische Konzepte nach wie vor verneinen – findet generell wenig Verständnis. Schwieriger ist es, den tatsächlichen Beweis eines pazifischen Ursprungs der karibischen Platte eindeutig zu erbringen. PINDELL (1991) listet eine Reihe von sieben indirekten Argumenten für diese These auf, die allein genommen aber nicht eindeutig sind. Paläontologische Bestimmungen von 195 Ma für Gesteinsserien, die am Nordrand der Karibik auf den Antilleninseln aufgeschlossen sind erweisen diese als um 30 Ma älter als die Bildung der Lücke zwischen Nord- und Südamerika selbst und werden von MONTGOMERY et al. (1994) als Beweis für einen pazifischen Ursprung der heutigen Karibik angesehen. Demgegenüber argumentieren FRISCH et al. (1992) anhand paläomagnetischer Daten mesozoischer Ophiolithe von der heutigen mittelamerikanischen Landbrücke, daß diese Krustenblöcke stets am Westrand der Karibik positioniert waren und den Eintritt einer pazifischen Platte aus dem Westen in der vorgeschlagenen Weise nicht zulassen würden. Großmaßstäbliche strike-slip Bewegungen an Nord- und Südrand der Karibik während des Tertiärs werden dadurch aber nicht ausgeschlossen.

Darüber hinaus gehen die detaillierten Vorstellungen über den tatsächlichen Ablauf und die Zeitlichkeit der verschiedenen Inselbogen-Kollisionen noch weit auseinander.

4. Testkriterium und Fallbeispiel am Südrand: Der Margarita Krustenblock

4.1 Die Gesteine:

Die Insel Margarita liegt in der südöstlichen Karibik, ca. 25 km von der venezolanischen Küste entfernt (Abb. 1). Die dort aufgeschlossenen Gesteinsserien können als typisch für einen bis zu 70.000 km² großen Krustenblock der Küstenregion angesehen werden. Zusammenfassungen bisheriger Arbeiten sind BEETS et al. (1984), CHEVALIER (1987) sowie GUTH & AVE LALLEMENT (1991) zu entnehmen. Aufbauend auf diesen frühen Untersuchungen führen hier seit 1990 Arbeitsgruppen der Universitäten Bochum und Münster detaillierte interdisziplinäre Projekte durch, um den P–T–t–d-Pfad dieses Krustenblocks beispielhaft zu präzisieren. Die bislang erzielten Ergebnisse sind von STÖCKHERT et al. (1994, 1995) vorgestellt und diskutiert worden.

Die Gesteinseinheiten des kristallinen Kerns der Insel Margarita wurden von STÖCKHERT et al. (1994) als Margarita-Komplex zusammengefaßt, der aus zwei Haupteinheiten besteht, die La-Rinconada- und die Juan-Griego-Einheit. Weiterhin ist eine niedriggradige Phyllithülle randlich um den Kern aufgeschlossen. Peridotitkörper, meist weitgehend serpentiniert, durchsetzen vorwiegend die La-Rinconada-Einheit und können als ehemalige Mantelfragmente angesehen werden. Nichtmetamorphe miozäne Sedimente überlagern den Komplex.

An der Basis des Gesteinsstapels liegt die La-Rinconada-Einheit, die aus Amphibolgneisen mit dem Hochdruckamphibol Barroisit sowie Eklogiten aufgebaut ist. Im Gesamtgesteinschemismus können diese Metabasite als MORB-ähnlich bezeichnet werden und sind als ehemalige ozeanische Kruste anzusehen (BOCCHIO et al., 1990). Kleine unregelmäßige Intrusivkörper von tonalitischer Zusammensetzung durchsetzen die La-Rinconada-Einheit und sind als ehemalige Plagiogranite zu interpretieren. Zirrone aus diesen Magmatiten ergeben konkordante U–Pb Alter von 109–116 Ma (KLUGE, 1996); damit kann das Alter der ozeanischen Kruste, aus der sich die La-Rinconada-Einheit entwickelt hat als Apt bzw. Alb festgelegt werden.

Der La-Rinconada-Einheit tektonisch überlagert ist die Juan-Griego-Einheit. Hier überwiegen quarzfeldspatreiche, oft graphitische Schiefer und Gneise, z.T. mit eingeschalteten Marmoren und auch metabasischen Boudins, die teilweise als Eklogite vorliegen. Darüber hinaus sind in den letzten Jahren auch pelitische, Al-reiche Ausgangsgesteine gefunden worden, die für die Thermobarometrie der späteren Metamorphose (s.u.) wertvolle Hinweise liefern. Die Juan-Griego-Einheit wurde bislang als relativ homogene Abfolge angesehen und auf der Basis regionaler lithologischer Vergleiche als spätmesozoisch eingestuft (z.B. MARESCH, 1974). Im Einklang hierzu deuten kürzlich entdeckte Foraminiferen der Gattung Heterohelix in einem Marmor (pers. Mitt. MACSOTAY, 1995) an, daß eine Ablagerung der Sedimente ab dem Alb wahrscheinlich ist. Demgegenüber stellten STÖCKHERT et al. (1994, 1995) bereits bei Geländearbeiten fest, daß ein Teil der Juan-Griego-Einheit wahrscheinlich als den Sedimenten unterlagerndes ehemaliges Altkristallin anzusehen ist. Orthogneise und Gneise mit pegmatoiden Schlie-

ren sind weit verbreitet. KLUGE (1996) bestätigte diese Beobachtung mit U-Pb-Analysen an Zirkonen eines Orthogneises, die ein paläozoisches oberes Schnittpunktalter von 315 Ma Jahren ergaben.

4.2 Der P-T-t-d-Pfad

Abb. 2 und 3 fassen die für den P-T-t-d-Pfad wesentlichen Daten in – zur besseren Übersicht – zwei getrennten P-T- bzw. T-t-Darstellungen zusammen.

Die unter 4.1. beschriebenen Einheiten sind zwischen ca. 110 und 90 Ma Jahren einer Hochdruckmetamorphose unterworfen worden (Abb. 2,3), bei der sie in einem Akkretionskeil zusammengeschweißt wurden. Das obere Alter ergibt sich aus dem Zirkonalter der Metaplagiogranite der La-Rinconada-Einheit, die den Hochdruckamphibol Barroisit führen und eindeutig hochdruckmetamorph überprägt worden sind. Das untere Alter läßt sich aus K-Ar und Ar-Ar Abkühlalter an Hellglimmern sowohl der Juan-Griego-Einheit (KLUGE et al., 1995) als auch der Eklogite (AVE LALLEMENT & SISSON, 1993) ableiten, die zwischen 80 und 90 Ma liegen. Zu diesem Zeitpunkt muß der Margarita-Komplex bereits unter 400°C abgekühlt sein. Kalkalkalische Granite, die die La-Rinconada-Einheit intrudieren weisen keine Spuren einer Hochdruckmetamorphose auf. Ein konkordantes U-Pb-Alter von 86 Ma an Zirkon aus diesen Magmatiten (KLUGE, 1996) zeigt darüber hinaus, daß die bei 80–90 Ma stattfindende rasche Exhumierung mit einem markanten Wechsel des tektonischen Milieus des Margarita Komplexes von einem Akkretionskeil zu einer Position in mittleren Tiefenbereichen eines Inselbogens einhergeht.

Die Bedingungen der Hochdruckmetamorphose sind recht übereinstimmend von MARESCH & ABRAHAM (1981) mit ca. 12–14 kbar und 500°C für Eklogite der La-Rinconada-Einheit und mit 10–14 kbar und 500–600°C für Metapelite der Juan-Griego-Einheit von KRÜCKHANS & MARESCH (1992) abgeschätzt worden. Ein etwas größeres Spektrum der P-T-Bedingungen von 13–19 kbar und 525–650°C ist von BOCCHIO et al. (1996) für die isolierten Eklogit-Boudins der Juan-Griego-Einheit ermittelt worden.

Das Inselbogenstadium scheint nur von kurzer Dauer gewesen zu sein und wurde von einem breit angelegten dextralen, duktilen Transformationsmilieu abgelöst, das bis ca. 50 Ma andauerte. Die P-T-Bedingungen entsprachen zunächst der höheren Grünschieferfazies, aber Gleichgewichtsneueinstellungen bis zu Temperaturen unter 350°C können in Orthogneisen anhand Zwei-Feldspat-Thermometrie wahrscheinlich gemacht werden. Zu diesem Zeitpunkt erfolgte abermals eine ausgeprägt rasche Exhumierung, die sich anhand einer Reihe von Datierungsmethoden belegen läßt (Abb. 3). K-Ar Alter an Hellglimmern, die während der grünschieferfaziellen Überprägung neu gebildet wurden (KLUGE et al., 1995), berechnete Rb-Sr-Homogenisierungsalter an Kleinbereichsprofilen von lagig inhomogenen Orthogneisen (KLUGE, 1996), Spaltspurenalter an Zirkon und Ar-Ar-Alter von Basaltintrusionen in Sprödrüchen (STÖCKHERT et al., 1995) sind angesichts der Methodenfehler und der Wertestreunungen zwischen einzelnen Proben praktisch identisch bei 47–55 Ma.

Die beobachteten Deformationsmuster sowie die daraus abgeleiteten kinematischen Abläufe (AVE LALLEMENT, 1991; GUTH & AVE LALLEMENT, 1991; STÖCKHERT et al., 1994, 1995) können den oben skizzierten Stadien eindeutig zugeordnet werden.

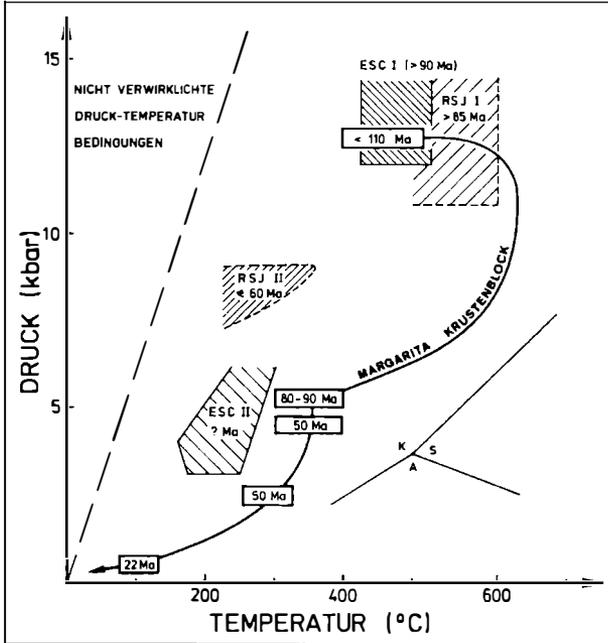


Abb. 2:
Zeitliche Druck-Temperatur-Entwicklung des Margarita Krustenblocks nach STÖCKHERT et al. (1995), sowie punktuelle Angaben zu analogen P-T-t-Pfaden vom Escambray Massiv auf Kuba (»ESC«; nach GREVEL et al., 1996) und dem Rio-San-Juan-Komplex der Dominikanischen Republik (»RSJ«; nach DRAPER et al., 1991). Al_2SiO_5 -Tripelpunkt nach HOLDAWAY (1971) und untere thermische Grenze möglicher Metamorphosebedingungen zur Orientierung.

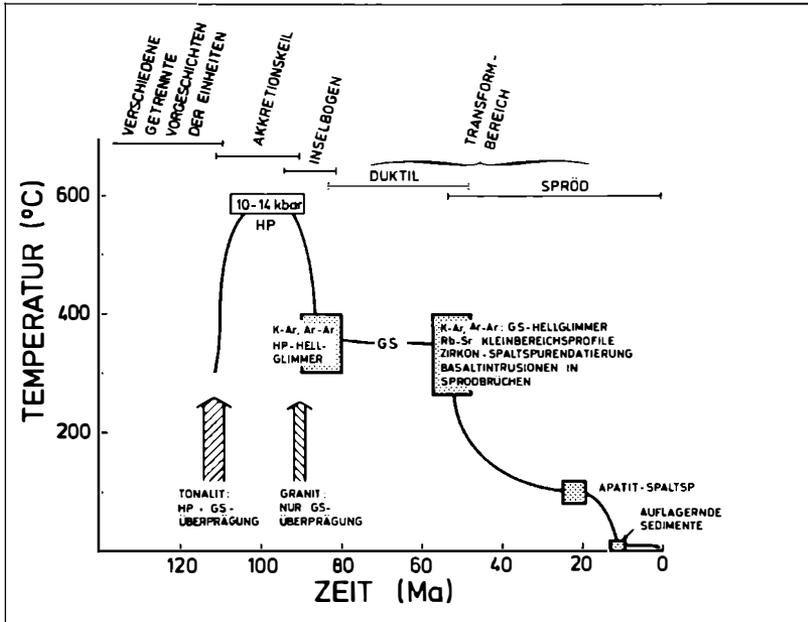


Abb. 3:
Temperatur-Zeit-Entwicklung des Margarita Krustenblocks nach STÖCKHERT et al. (1995). HP: Hochdruckmetamorphose; GS: grünschieferfazielle Metamorphose.

Die frühe, im Hochdruckstadium erlebte Verformung ist vorzugsweise in den basischen Gesteinen erhalten. Diese wurden ausgewalzt und erwarben eine straffe Foliation, die im Zuge fortschreitender Verformung wieder verfault wurde. Das Wachstum grober, unverformter Omphazite in den Faltenscharnieren zeigt, daß die Hochdruckbedingungen die Verformung überdauert haben oder erst nach ihr erreicht wurden. Zwischen 90 und 50 Ma erfolgte eine Verformung aller Einheiten im duktilen Regime des mittleren Krustenniveaus. Hierbei wurde die heute zu beobachtende strukturelle »Maserung« des Margarita Krustenblocks angelegt. Die rheologisch weiche Gesteine der Juan-Griego-Einheit wurden fast durchgreifend deformiert, so daß die Mineralparagenesen des Hochdruckstadiums in vielen Bereichen nahezu ausgelöscht sind. In den steiferen basischen und ultrabasischen Gesteinen konzentrierte sich die Verformung in Scherzonen. Auch in den quarzreichen Gesteinen wurde die Verformung mit abnehmender Temperatur immer inhomogener und beschränkte sich bei den Bedingungen der unteren Grünschieferfazies letztendlich auf diskrete Krustenbereiche. Generell ist eine flach liegende und etwa NE–SW streichende Streckungsfaser bei steilstehender oder um die Streckungsfaser gefalteter Foliation zu beobachten. Dies spricht für eine Verformung größeren Ausmaßes in einem »strike-slip«-Milieu wie sie an der konservativen Plattengrenze zwischen Südamerika und der Karibik zu erwarten wäre.

Der so ermittelte P–T–t–d-Pfad weist als Besonderheit eine ausgeprägt zweistufige Entwicklung auf. Zwischen zwei diskreten Exhumierungsstadien wurde der Margarita Krustenblock bis zu 40 Ma in einem mittleren Krustenniveau »geparkt«.

4.3. Der Test

BURKE (1988) hat darauf hingewiesen, daß bislang nicht geklärt sei, ob die Hochdruckmetamorphite am Südrand der Karibik in situ gebildet seien, bzw. tektonisch vom Westen her in die heutige Stellung verfrachtet wurden. Die vorliegenden Daten erlauben nun eine eindeutige Antwort. Eine in situ Bildung durch schräge Kollision eines Inselbogenkomplexes mit dem südamerikanischen passiven Nordrand – wie z.B. von MARESCH (1974) und BEETS et al. (1984) vorgeschlagen – kann ausgeschlossen werden. Zum Zeitpunkt der Hochdruckmetamorphose war der südamerikanische Kontinentalrand in der heutigen Position des Margarita Komplexes ein nachweislich passiver Kontinentalrand mit ungestörter Sedimentakkumulation (ERIKSSON & PINDELL, 1993). Alle bislang bekannten Inselbogenkomplexe befanden sich zu dieser Zeit noch weit im Westen. Alles spricht dafür, daß der Margarita Komplex nach seiner Bildung in der späten Kreide eine bis zu 1500 km lange Reise von West nach Ost angetreten hat.

Von den bislang veröffentlicht vorliegenden plattentektonischen Modellen sind die Vorstellungen der Arbeitsgruppe um PINDELL bislang am detailliertesten ausgearbeitet worden (z.B. PINDELL et al., 1988; ROSS & SCOTESE, 1988; PINDELL & BARRETT, 1990; PINDELL, 1993). Sechs wichtige Einzelbilder aus der von dieser Arbeitsgruppe postulierten plattentektonischen Abfolge sind in Abb. 4 nachgezeichnet. Der unter Abschnitt 4.2 beschriebene P–T–t–d-Pfad läßt sich in hervorragender Weise mit diesen Vorstellungen korrelieren, wenn die mit Pfeilen angezeigte geographische Position des Margarita Komplexes angenommen wird.

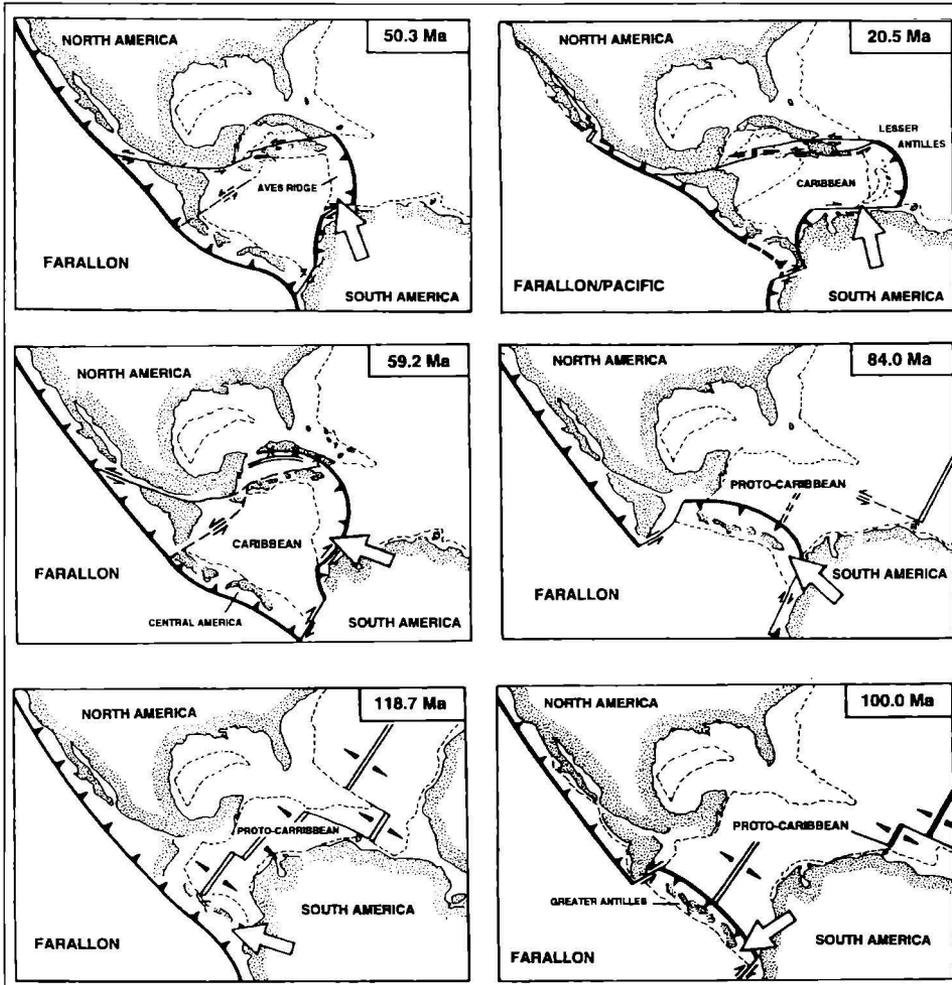


Abb. 4:
 Plattentektonische Rekonstruktionen der Karibik nach der Ausarbeitung von ROSS & SCOTSE (1988), basierend auf Daten von PINDELL et al. (1988) und PINDELL & BARRETT (1990). Die Pfeile zeigen eine logische Abfolge von möglichen geographischen Lagen des Margarita Krustenblocks, die mit der aus Abb. 3 hervorgehenden Abfolge von tektonischen Milieus für dieses Krustensegment sehr gut korreliert. (aus STÖCKHERT et al., 1995).

Das Einzelbild um 118.7 Ma stellt die Situation vor bzw. während des Hochdruckereignisses dar. Das Vorhandensein der für den Margarita Komplex benötigten Bausteine läßt sich zwanglos postulieren: 1) kontinentale Krustenfragmente, von dem protokaribischen Riftprozess stammend (Altkristallin der Juan-Griego-Einheit); 2) auflagernde mesozoische Schelfsedimente (prograd überprägte Metasedimente der Juan-Griego-Einheit); 3) neugebildete ozeanische Kruste (La-Rinconada-Einheit); 4) Späne des oberen Mantels (Peridotite, vorwiegend in der La-Rinconada-Einheit). Alle Einheiten werden zwischen 110 und 90 Ma in einem Akkretionskeil am westlichen Rand der Protokaribik (Konvergenz zwischen Protokaribik und Farallonplatte) zusammengeschweißt. Das PINDELL-Modell postuliert einen »flip« der hier zunächst ostgerichteten Subduktionszone zwischen 100.0 und 118.7 Ma. Solche »flips« sind aus mechanischen Gründen nicht unumstritten, bieten hier aber eine sehr plausible Erklärung für die um 90 Ma stattfindende schnelle Heraushebung des Margarita Komplexes und den abrupten Wechsel des tektonischen Milieus von einem tiefen Niveau in einem Akkretionskeil zu einem mittleren Krustenniveau in einem Inselbogen mit kalkalkischer magmatischer Tätigkeit. Demnach würde der P-T-t-d-Pfad den Zeitpunkt des »flips« sehr viel präziser als im PINDELL-Modell bei 90 Ma festlegen.

Zwischen 80 und 50 Ma bewegt sich der Margarita Komplex nach Osten, am Südende des riesigen Inselbogenkomplexes der die Protokaribik überbrückt und in einem gleichbleibenden mittleren Krustenniveau in der vom PINDELL-Modell vorhergesagten »strike-slip«-Zone am NW-Rand Südamerikas. Um 50 Ma erreicht das Südende des Inselbogenkomplexes die NW-Ecke Südamerikas, wo eine deutliche Richtungsänderung in der Transformbewegung stattfinden muß. Eine Korrelierung dieser Umorientierung mit der vom P-T-t-d-Pfad angezeigten Exhumierung in ein seichtes Krustenstockwerk mit anschließend nur noch bruchhafter Verformung bietet sich an und wird von Exhumierungsmodellen wie das von AVE LALLEMENT und GUTH (1990) unterstützt. Die jüngere Geschichte des Margarita Komplexes nach ca. 12 Ma dürfte sich nicht wesentlich von der heutigen Situation unterscheiden. Trotz unmittelbarer Nähe zu einer breit angelegten Blattverschiebungszone blieb dieses Krustensegment tektonisch relativ ruhig. Jungtertiäre bis quartäre Strandsedimente lagern horizontal.

Die Korrelation zwischen der »zweidimensionalen« plattentektonischen und der »dreidimensionalen« P-T-d-Entwicklung gelingt somit recht überzeugend und spricht für die generelle Gültigkeit des in Abb. 4 skizzierten tektonischen Ablaufs. Ob die ostgerichtete Verfrachtung von Fragmenten des um 110–90 Ma zwischen Protokaribik und Farallonplatte gebildeten Akkretionskeils tatsächlich auf ein ostwärts von weit aus dem Pazifik eindriftendes ozeanisches Plateau zurückzuführen sein muß, ist mit dem hier vorgestellten P-T-d-t-Pfad nicht eindeutig zu belegen. Fest steht jedoch, daß auch alternative plattentektonische Modelle dem hier vorgestellten P-T-t-d-Pfad Rechnung tragen müssen, so daß eine interaktive Optimierung unseres tektonischen Verständnisses der Karibik stattfinden kann.

5. Fallbeispiele und zukünftige Testkriterien am Nordrand: Jamaika, Dominikanische Republik und Kuba

Im Gegensatz zu der Situation am Südrand der Karibik sind petrologische und geochronologische Daten über die am Nordrand aufgeschlossenen Hochdruckmetamorphite vergleichsweise spärlich.

WILLNER et al. (1995) haben für die niedriggradigen Blauschiefer Jamaikas einen prograden P–T-Pfad von 200°C/3 kbar bis 270–320°C/5.5–7 kbar ermitteln können, aber Altersdaten fehlen völlig. Es ist unwahrscheinlich, daß in diesen Gesteinen Exhumierungspfade genau nachgezeichnet werden können.

Systematische Kartierungsaktivitäten der letzten Jahrzehnte haben in der Dominikanischen Republik dazu geführt, daß die regionale Verbreitung hochdruckmetamorpher Mineralparagenesen und die strukturgeologische Situation inzwischen relativ gut bekannt sind (z.B. JOYCE, 1991; DRAPER et al., 1991). Auf der Samana Halbinsel in der östlichen Dominikanischen Republik hat JOYCE (1991) drei Zonen auskartiert, die durch die Paragenesen Lawsonit-Albit, Lawsonit-Aktinolith-Glaukophan bzw. Klinozoisit-Granat-Glaukophan-Omphazit gekennzeichnet sind. Für die Omphazit-führende Zone wurden P–T-Bedingungen von ca. $490 \pm 50^\circ\text{C}$ und 15 ± 5 kbar abgeschätzt. Eine späte retrograde Überprägung zu »Chlorit-Albit-Grünschiefer-Paragenesen« wird beschrieben. Einige wenige radiometrische Bestimmungen (zusammengefaßt von JOYCE, 1991) werden dahingehend interpretiert, daß die Hochdruckmetamorphose mindestens vor 80 Ma begann (z.B. K–Ar-Bestimmung an Glaukophan), während die Exhumierung und grünschieferfazielle Überprägung erst um ca. 38 Ma erfolgte (K–Ar-Abkühlalter an Phengit). Diese Daten sind noch viel zu weitmaschig, um als Testkriterium dienen zu können. Der Exhumierungspfad erscheint zunächst typisch für Kollisions-/Hochdruckereignisse, bei denen ein zunächst betont isothermer Pfad den späteren Weg durch den Niederdruckbereich der Grünschieferfazies bestimmt. Andererseits zeigt Abb. 2 deutlich, daß es nur den Detailkenntnissen der zweistufigen Heraushebung zu verdanken ist, daß ein ähnlicher – und falscher – Schluß für den Margarita Komplex vermieden werden konnte. Die relativ lange Verweildauer zwischen 80 und 38 Ma spricht eher gegen einen einfachen Heraushebungspfad.

Westlich der Samana Halbinsel in der Dominikanischen Republik liegt der Rio-San-Juan-Komplex, ein 30 x 40 km großes Areal mit aufgeschlossenem Basement der nördlichen Dominikanischen Republik (DRAPER et al., 1991; vgl. Abb. 1). Glaukophan und Lawsonit sind in diesem strukturell sehr komplexen Stapel von verschiedenen Einheiten weit verbreitet. Von besonderem Interesse ist die Jagua-Clara-Einheit, die von DRAPER et al. (1991) als Melange bezeichnet wird. In einer ultramafischen Matrix schwimmen u.a. Blöcke von Eklogit und Barroisit-führenden Amphiboliten, für die P–T-Bedingungen von 500–600°C und 11–15 kbar wahrscheinlich sind (z.B. BUCHER & FREY, 1994). Die Paragenese Glaukophan-Lawsonit ist in diesen Blöcken charakteristisch als retrograde Überprägung, so daß anzunehmen ist, daß alle Einheiten bei Bedingungen um 200–350°C und 7–9 kbar (nach BUCHER & FREY, 1994; vgl. Abb. 2) vereint wurden. RENNE (in DRAPER et al., 1991) interpretiert Ar–Ar-Alter von Amphibol und Phengit aus einem dieser Blöcke. Auf der Basis von 500°C bzw. 350°C für die Schließungstemperaturen von Amphibol bzw. Phengit ist das ursprüngliche Hochdruckereignis wahrscheinlich älter als 85 Ma; die retrograde Blauschieferüberprägung fand um ca. 60 Ma statt. Ein solcher Exhumierungspfad ist eher untypisch für Kollisionsereignisse und weist auf besondere tektonische Vorgänge hin, die es noch zu entschlüsseln gilt.

Auf Kuba ist die NW-SE-orientierte Suture einer Kollision zwischen der Bahamas-Plattform im NE und eines kretazischen Inselbogens im SW sehr gut aufgeschlossen (vgl.

STANEK & VOIGT, 1994). Im ehemaligen »back-arc« Bereich des Inselbogens sind auf Kuba eine Reihe von tektonischen Fenstern vorhanden, in denen auch Hochdruckmetamorphite zu finden sind. Das Massiv der Escambray in Zentralkuba (Abb. 1) besteht aus zwei ovalen, kuppelartigen Megastrukturen, nimmt ein Areal von ca. 120 km² ein und ist auf Grund der ausgeprägten Gebirgslandschaft (Höhenunterschiede bis 1000 m an den Südflanken) vergleichsweise gut aufgeschlossen. In Analogie zu dem in Abschnitt 4.1 beschriebenen Projekt zur präzisierung des P–T–t–d-Pfads des Margarita Krustenblocks am Südrand der Karibik sind auch hier seit 1994 interdisziplinäre Forschungsaktivitäten von Arbeitsgruppen der Universitäten Freiberg, Münster und Bochum zu verzeichnen. Schlußfolgerungen aus früheren struktur- und regionalgeologischen Arbeiten (vgl. SOMIN & MILLAN, 1974; MILLAN & SOMIN, 1985), die auf die Existenz eines metamorphen Kernkomplexes schließen ließen konnten nicht nachvollzogen werden, so daß eine grundlegende Neubearbeitung erforderlich war, die sich zunächst auf die östliche der beiden Kuppelstrukturen beschränkt.

Auf der Basis von lithologischen, petrologischen und strukturgeologischen Kriterien kann das Escambray-Massiv grob gegliedert und als Stapel von vier Decken angesehen werden (STANEK et al., 1996). Im Liegenden überwiegen monotone Karbonat- und Quarzglimmerschiefer. In der darüber liegenden Einheit treten die Karbonatglimmerschiefer hervor, zusammen mit eingeschuppten Marmorpaketen, Serpentiniten und Grünschiefern. Die nächsthöhere »Einheit« wird durch eine tektonische Melange-Zone gebildet, in der Eklogite und blauschieferfazielle Gesteine, Serpentinite, Talkschiefer und Granatglimmerschiefer als tektonisch begrenzte Körper in einer Grundmasse von Quarz- und Karbonatglimmerschiefern auftreten. Die vierte Einheit bildet einen schmalen Saum am Rande des Massivs und besteht aus granat- und epidotführenden Amphibolitgneisen und -schiefern.

Druck-Temperatur-Bestimmungen und geochronologische Untersuchungen stehen erst am Anfang (GREVEL et al., 1996a). Eklogite aus der Melange-ähnlichen Einheit liefern Bedingungen von 580°C und mindestens 14 kbar. Das Auftreten des seltenen Minerals Deerit (GREVEL et al., 1996b) in Metaquarzitlagen der Glimmerschiefer weist auf Mindestdrücke von 10 kbar (bei 300°C) bis 16 kbar (bei 500°C) auch in den Matrixgesteinen dieser Einheit hin. Von besonderem Interesse sind jedoch granatführende Blauschiefer, in denen bereits wichtige Elemente eines Exhumierungspfades zu erkennen sind (Abb. 2). Aus reliktschen jadeitreichen Pyroxenen zusammen mit Granat können Maximalbedingungen von ca. 480°C und mindestens 13 kbar abgeleitet werden. Eine retrograde Neubildung von grobkörnigem Lawsonit zusammen mit Pumpellyit zeigt, daß der Exhumierungspfad bei 200–300°C noch bei relativ hohen Drücken von mindestens 3 kbar lag. Auch dieser Pfad ist nicht mit einfachen Modellvorstellungen zunächst isothermal-betonter Exhumierungspfade zu vereinbaren. Literaturdaten zur Geochronologie sind spärlich und von ungewisser Qualität. SOMIN & MILLAN (1981) berichten von K–Ar-Alter für Hellglimmer aus verschiedenen Gesteinen, die zwischen 60 und 80 Ma liegen. RENNE (in DRAPER et al., 1991) bestimmte ein ⁴⁰Ar/³⁹Ar Schließungsalter von 90 ± 5 Ma an »Hornblende« aus einem »Block« in einer »Serpentinitemelange« der Escambray. Legt man diese, wenn auch unsicheren Daten zugrunde, dann bestehen doch auffallende Ähnlichkeiten zwischen der Escambray und dem Rio-San-Juan-Komplex der Dominikanischen Republik (Abb. 2).

Im Gegensatz zur Südkaribik sind die P–T–t–d-Pfade aus der Nordkaribik noch nicht derart ausgereift, daß sie als eindeutige Testkriterien für plattentektonische Modelle dienen können. Andererseits zeigen die vorliegenden Daten (Abb. 2), daß die verschiedenen P–T–t–d-Pfaden sowohl in der Form der P–T-Schleifen als auch in der zeitlichen Entwicklung recht kompatibel sind, so daß die Hochdruckereignisse an den Nord- und Südrändern der Karibik einem recht einheitlichen Großereignis zugeordnet werden können.

Danksagung

Die hier zusammengefaßten Daten sind das Ergebnis kooperativer Forschungsprojekte sowie vieler Diskussionen und wechselseitiger Anregungen. Ich bedanke mich bei den vielen Kolleginnen und Kollegen, mit denen diese Projekte durchgeführt wurden, ganz besonders B. Stöckhert, K.-P. Stanek, A. Baumann, Ch. Grevel, R. Kluge, G. Krückhans-Lueder und A. Toetz. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für ihre Unterstützung im Rahmen mehrerer Forschungsvorhaben.

- AVE LALLEMENT, H. G. (1991): The Caribbean-South American plate boundary, Araya Peninsula, eastern Venezuela, in LARUE, D. K., and DRAPER, G., eds., Transactions, Caribbean Geological Conference, 12th, St. Croix, U.S. Virgin Islands, (1989). - South Miami, Florida, Miami Geological Society, 461–471.
- AVE LALLEMENT, H. G. & GUTH, L. R. (1990): Role of extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschists in an oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. - *Geology*, **18**, 950–953.
- AVE LALLEMENT, H. G. & SISSON, V. B. (1993): Caribbean-South American plate interactions: Constraints from the Cordillera de la Costa Belt, Venezuela, in PINDELL, J. L., ed., Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. Transactions, Gulf Coast Section SEPM Foundation Annual Research Conference, 13th. - Houston, SEPM Foundation, 1–9.
- BEETS, D. J., MARESCHE, W. V., KLAVER, G. T., MOTTANA, A., BOCCHIO, R., BEUNK, F. F. & MONEN, H. P. (1984): Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean, in Bonini, W. E., et al., eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. - *Geological Society of America Memoir* **162**, 95–130.
- BOCCHIO, R., DE CAPITANI, L., LIBORIO, G., MARESCHE, W. V. and MOTTANA, A. (1990): The eclogite-bearing series of Isla Margarita, Venezuela: Geochemistry of metabasic lithologies in the La Rinconada and Juan Griego Groups. - *Lithos*, **25**, 55–69.
- BOCCHIO, R., DE CAPITANI, L., LIBORIO, G., MARESCHE, W.V. & MOTTANA, A. (1996): Equilibration conditions of eclogite lenses from Isla Margarita, Venezuela: Implications for the tectonic evolution of the metasedimentary Juan Griego Group. - *Lithos*, **37**, 39–59.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 318 p.
- BURKE, K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. - *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **16**, 201–230.
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J.F., MANN, P. & PINDELL, J.L. (1984): Caribbean tectonics and relative plate motions: in Bonini, W. E., et al., eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. - *Geological Society of America Memoir*, **162**, 31–63.
- CHEVALIER, Y. (1987): Les zones internes de la chaîne sud-caraïbe sur le transect: Ile de Margarita - Péninsule d'Araya (Venezuela) [Ph.D. thesis]. Brest, France, Université de Bretagne Occidentale, 464 p.
- DRAPER, G. and DENGGO, G. (1990): History of geological investigation in the Caribbean region: in Denggo, G., and Casey, J., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *Geology of North America*, vol. H, p. 405–432.

- DRAPER, G., NAGLE, F. and RENNE, P.R. (1991): Geology, structure, and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic: in Mann, P., Draper, G., and Lewis, J.F., eds., *Geologic and tectonic development of the North America – Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, **262**, 77–95.
- ERIKSSON, J.P. and PINDELL, J.L. (1993): Analysis of subsidence in northeastern Venezuela as a discrimination of tectonic models for northern South America: *Geology*, **21**, p. 945–948.
- FRISCH, W., MESCHEDÉ, M. and SICK, M. (1992): Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results: *Geological Society of America Bulletin*, **104**, p. 1301–1314.
- GREVEL, C., MARESCH, W.V., MILLAN, G. and STANEK, K.-P. (1996a): High-pressure metamorphic rocks from the eastern Escambray massif, Cuba. 15th Symposium on Latin-American Geosciences, Hamburg, in press.
- GREVEL, C., MARESCH, W.V., MILLAN, G. and STANEK, K.-P. (1996b): Deerite from the Escambray massif, Cuba: *Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **8**, in press.
- GUTH, L. R. and AVELLALLEMENT, H. G. (1991): A kinematic history for eastern Margarita Island, Venezuela, in Larue, D. K., and Draper, G., eds., *Transactions, Caribbean Geological Conference, 12th, St. Croix, U.S. Virgin Islands, 1989: South Miami, Florida, Miami Geological Society*, 472–480.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. - *Am. J. Sci.*, v. 271, p.97-131.
- JORDAN, T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean plate: *Jour. Geophys. Res.*, **80**, 4433–4439.
- JOYCE, J. (1991): Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; A record of subduction and collision in the Greater Antilles: in Mann, P., Draper, G., and Lewis, J.F., eds., *Geologic and tectonic development of the North America - Caribbean plate boundary in Hispaniola: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 262*, 47–76.
- KLUGE, R. (1996): *Geochronologische Entwicklung des Margarita-Krustenblocks, NE Venezuela [Ph.D. Thesis]: Universität Münster*, 196 pp.
- KLUGE, R., BAUMANN, A., TOETZ, A., MARESCH, W.V., STÖCKHERT, B. and TROESCH, M. (1995): New geochronological constraints on the crustal history of Margarita Island: *Abstracts, 14th Carib. Geol. Conf., Port-of-Spain, Trinidad*, S. 35.
- KRÜCKHANS, G. and MARESCH, W. V. (1992): Hochdruckmetamorphose der pelitischen Juan-Griego-Einheit, Insel Margarita, Venezuela. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*. - *Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **4**, 167.
- MARESCH, W. V. (1974): The plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of northern South America: Discussion and proposal: *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 669–682.
- MARESCH, W. V. and ABRAHAM, K. (1981): Petrography, mineralogy, and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela: *Journal of Petrology*, **22**, 337–362.
- MILLAN, G. and SOMIN, M.L. (1985): *Contribucion al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial: Academia de Ciencias de Cuba, La Habana*, 74 pp.
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A. and PINDELL, J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate: *GSA Today*, **4**, 1–6.
- MORRIS, A.E.L., TANER, I., MEYERHOFF, H.A. and MEYERHOFF, A.A. (1990): Tectonic evolution of the Caribbean region; Alternative hypothesis: in Dengo, G., and Casey, J., eds., *The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America*, vol. H, 433–457.
- PINDELL, J.L. (1991): Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean plate: in Larue, D. K., and Draper, G., eds., *Transactions, Caribbean Geological Conference, 12th, St. Croix, U.S. Virgin Islands, 1989: South Miami, Florida, Miami Geological Society*, 1–4.

- PINDELL, J. L. (1993): Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in Pindell, J. L., ed., Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Transactions, Gulf Coast Section SEPM Foundation Annual Research Conference, 13th: Houston, SEPM Foundation, 251–274.
- PINDELL, J. L. and BARRETT, S.F. (1990): Geologic evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective: in Dengo, G., and Casey, J., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, vol. H, p. 405–432.
- PINDELL, J. L., CANDE, S. C., PITMAN, W. C., III, ROWLEY, D. B., DEWEY, J. F., LABRECQUE, J. and HAXBY, W. (1988): A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: Tectonophysics, 155, 121–138.
- ROSS, M. I. and SCOTESE, C. R. (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, 155, 139–168.
- SOMIN, M.L. and MILLAN, G. (1974): Nekotorye tsherty struktury mezozoiskich metamorfitscheskich toľsch Kuby. - Geotektonika, 5, 19–30.
- SOMIN, M.L. and MILLAN, G. (1981): Geologija metamorficheskich kompleksov Kuby: Isdat. Nauka, 219 pp.
- STANEK, K.-P. and VOIGT, S. (1994): Model of Meso-Cenozoic evolution of the northwestern Caribbean: Zbl. Geol. Paläont. (1993): Teil I, 499–511.
- STANEK, K.-P., MARESCH, W.V. and GREVEL, C. (1996): Late Cretaceous collisional tectonics of the Escambray massif, Central Cuba: 15th Symposium on Latin-American Geosciences, Hamburg, in press.
- STÖCKHERT, B., MARESCH, W. V., TOETZ, A., KLUGE, R., KRÜCKHANS, G., KAISER, C., AGUILAR, V., LAUPENMÜHLEN, S., PIEPENBREIER, D. and WIETHE, I. (1994): Tectonic history of Isla Margarita, Venezuela – A record of a piece of crust close to an active plate margin: Zbl. Geol. Paläont. (1993): Teil I, 485–498.
- STÖCKHERT, B., MARESCH, W.V., BRIX, M., KAISER, C., KLUGE, R., KRÜCKHANS-LUEDER, G. and TOETZ, A. (1995): The crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: A constraint on the Caribbean plate-tectonic scenario. Geology, 23, 787–790.
- WILLNER, G., WILLNER, A.P., MARESCH, W.V. and SCHREYER, W. (1995): Metamorphic evolution of low-grade alkali-amphibole-bearing assemblages of the Mt. Hibernia Schists, Jamaica. – Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral., 7, 267.