Zeitschrift: Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure
Herausgeber: Vereinigung Schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure
Band: 15 (1948-1949)
Heft: 48

Artikel: Geologische Skizze von Ekuador
Autor: Tschopp, H.J.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-184063

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Bull. d. Ver. Schweiz. Petroleumgeol. und -Ing., Vol. 15, No. 48, S. 14—45
3 Textfig., 1 Tab., 30. Juli 1948

Geologische Skizze von Ekuador

von H. J. TSCHOPP, Riehen-Basel

mit 3 Textfiguren und einer Tabelle

Abstract

The non-crystalline sedimentary column of the Andean geosyncline within Ecuador comprises a thickness of at least 2400 m Paleozoics, 3500 to 7000 m of Mesozoic deposits and from 3000 m (subandean through) to 10 000 m (coastal area) of Tertiary sediments.

The presence of Pennsylvanian and lower Jurassic limestones in the Cutucú Mts. of Eastern Ecuador is paleontologically proved. Both are progressively overlapped by middle to upper Jurassic Red Beds. A pyroclastic phase, developed in the upper portion of the Red Beds, is of widespread occurrence throughout Ecuador.

The Cretaceous sea which occupied Eastern Ecuador since early Cretaceous times, reached the pacific coastal area only in upper Cenomanian time. The facies of the various Cretaceous stages is persistent along N-S lines but differs strongly from W to E, pointing thus towards an initial nascency of the Andes in late Jurassic times (Nevadan Orogeny). Successive phases of later orogenies which brought about the present outline of the Andes, are indicated by the presence of stratigraphic gaps and conglomerates in the Maestrichtian-Paleocene sequence (Laramide Orogeny); by extensive emersion and denudation towards the close of the lower Eocene (Alpine Orogeny) followed by the middle Eocene transgression in the coastal area and by the accumulation of conglomerates in the subandean trough; finally by intensive folding movements in post Miopliocene times within the interandine and subandean throughs (Cascadian Orogeny). The uplift of the Andes continued during Quaternary time, as witnessed near the Pacific coast by the uplifted seafloors (Pleistocene Tablazos) and East of the Andes by the various levels of Mesas (Quaternary Piedmont) which latter demonstrate a post-Tertiary upheaval of 1000 m at a minimum.

I. Einleitung

Durch das Andengebirge wird Ekuador in drei orographische und geologische Provinzen gegliedert, die Küstenzone im Westen, das andine Hochland in der Mitte und die subandine Zone östlich der Anden, ortsüblich auch Oriente genannt.

Die Anden sind durch eine intermontane Zone, die intraandine Depression, in Westanden (Cordillera Occidental) und Ostanden (Cordillera Real o Oriental) getrennt. Die letztere ist die südliche Fortsetzung der Zentralkordillere Columbiens. Die Ostkordillere Columbiens, die gegen den Putumayo abtaucht, findet ihr Gegenstück im ekuadorianischen Oriente in der Cordillera de Napo-Galeras (Napo-Aufwölbung) und in der Cordillera Cutucú (Cutucú-Aufwölbung), deren westliche Kette in die Cordillera del Condor übergeht, während ihre östliche Abzweigung zwischen den Rio Santiago und Rio Morona untertaucht mit deutlicher Richtung auf den

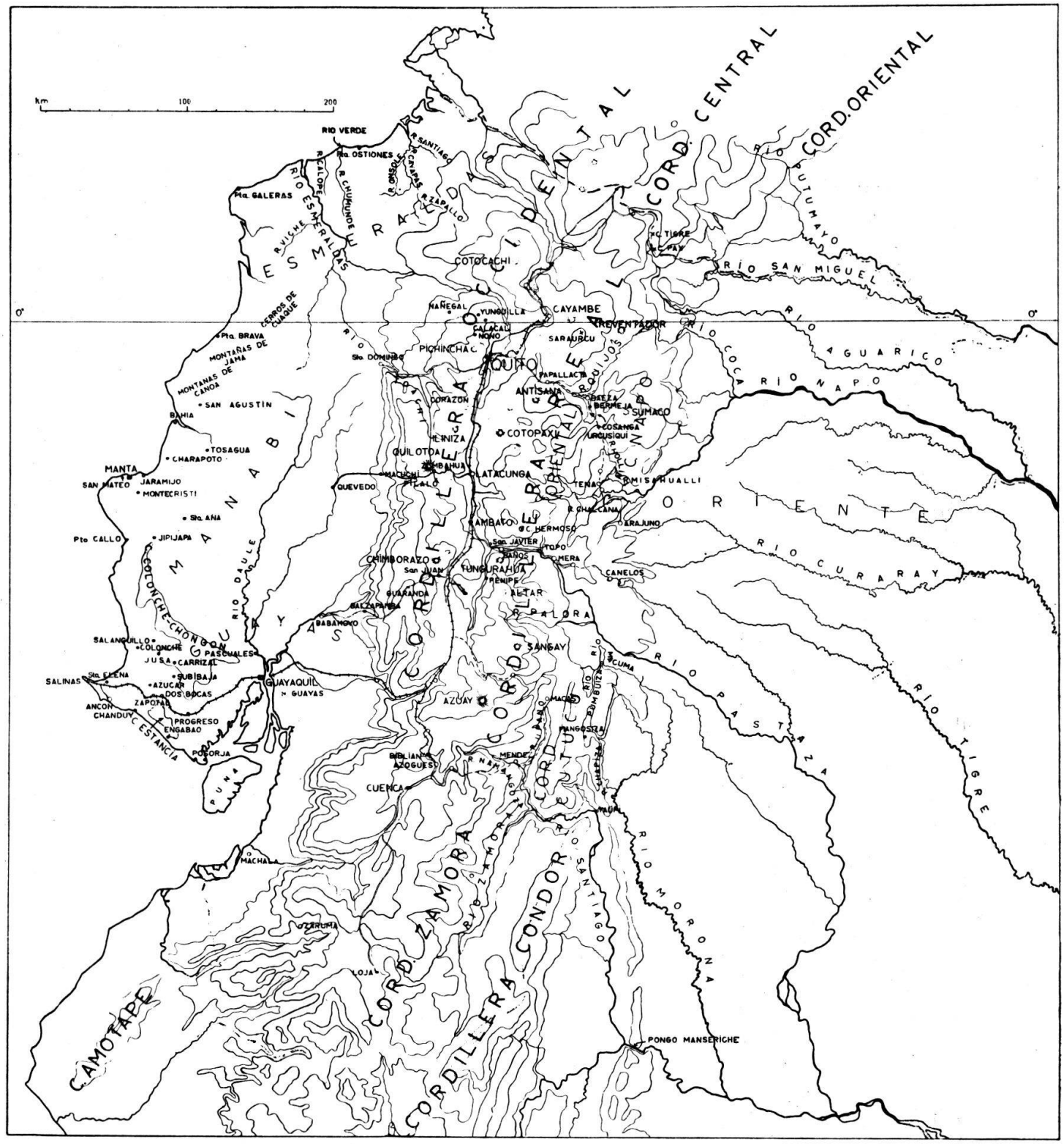

Fig. 1. Ekuador

Situation der wichtigsten im Text erwähnten Ortsnamen.

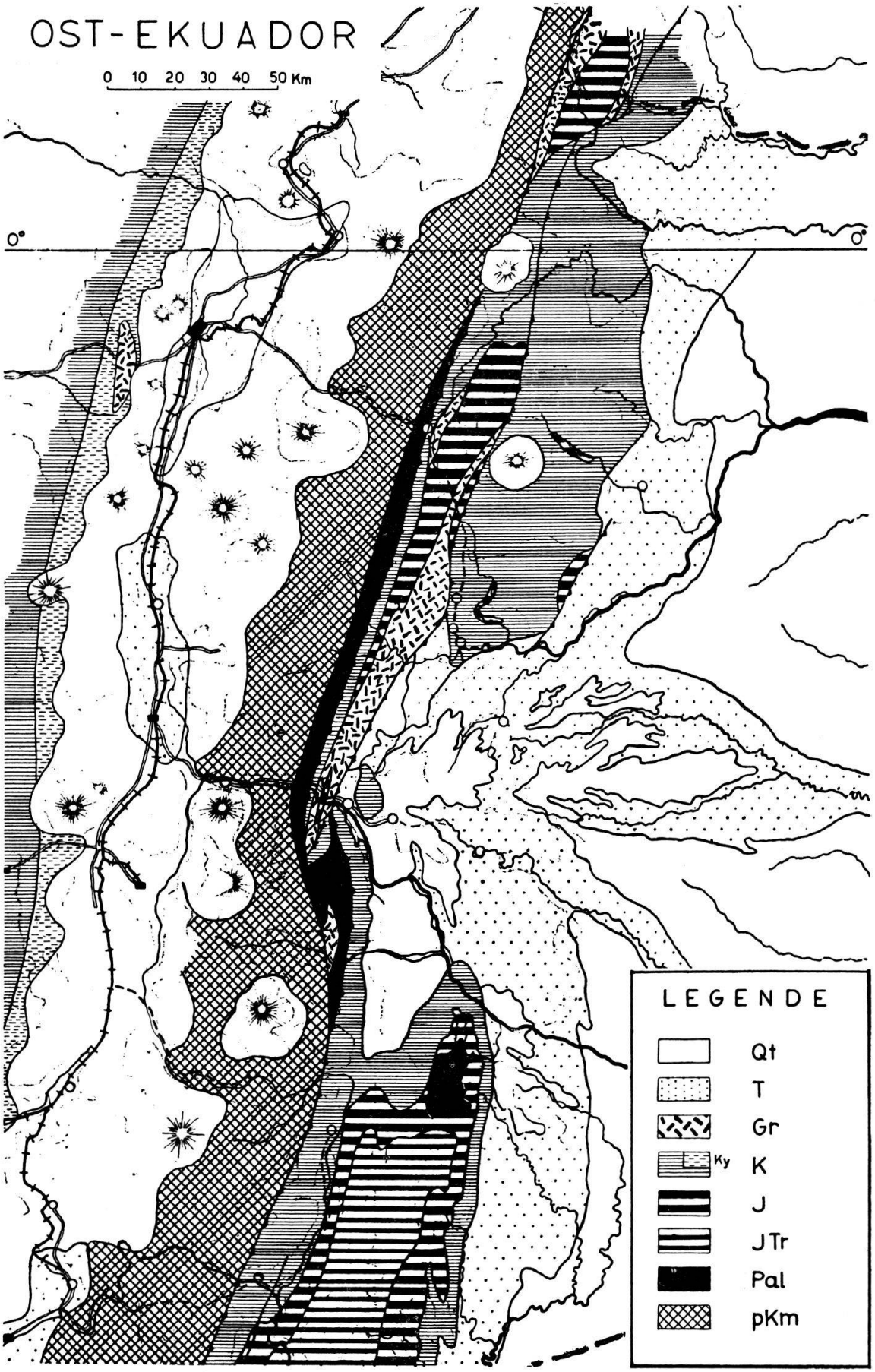

Fig. 2. Geologische Kartenskizze von Ost-Ekuador

Qt Quartär; T Tertiär; Ky Oberkret. Yunguilla-Form. der Westanden; K Kreide undiff. (Oriente: Tena-Napo-Hollin-Form.; Westanden: Callo-Form.); Gr Granodiorit der Kreide; J Oberer bis mittlerer Jura (Chapiza-Misahualli-Form.); JTr Lias inkl. Trias (Santiago-Form.); Pal Paläozoikum (Macuma-Pumbuiza- und Margajitas-Form.); pKm präkambr. kristalline Schiefer und Intrusiva, inkl. metam. Pal.

Pongo de Manserriche am Marañon. Die Kordilleren von Napo-Galeras und Cutucú bilden somit das Verbindungsstück zwischen den columbianischen und peruanischen Ostanden.

Das Andenland Ekuador, dessen Oberfläche diejenige der Schweiz um ein achtfaches übertrifft, erfuhr eine erste, auf Anden und Küstenzone beschränkte, geologische Untersuchung durch Th. Wolf, 1870—1892 (Lit. 87-89). Zur gleichen Zeit beschäftigten sich W. Reiss, A. Stuebel (Lit. 47, 48, 69) u. a. (Lit. 8, 23-26, 32, 61), eingehend mit dem andinen Vulkangebiet. Darauf folgte ein Stillstand in der geologischen Untersuchung Ekuadors bis 1916, als die Anglo Ecuadorian Oilfields Ltd. mit der Exploration der Santa Elena Halbinsel begann. Bald erschienen denn auch die ersten, z. T. rein paläontologischen Publikationen von J. H. Sinclair & Berkey (Lit. 63, 64), T. W. Vaughan (Lit. 78-81), Willard Berry (Lit. 10-13), J. J. Galloway & M. Morey (Lit. 28), Cushman (Lit. 18-20), Barker (Lit. 3-6), sowie eine zusammenfassende, heute aber weit überholte Darstellung (Lit. 57) des Gebietes der Santa Elena-Halbinsel und Guayaquil von G. Sheppard (Lit. 50-59).

Weitere Beiträge zur Geologie Ekuadors lieferten dann die Arbeiten der Minengesellschaften (Lit. 14) sowie der Leonard Exploration Company, deren Geologen Sinclair & Wasson (Lit. 62, 65, 85) die NW-Partie des Oriente untersuchten.

Den Hauptimpuls zur geologischen Erforschung des Landes gaben schliesslich die grossen Erdölgesellschaften Royal Dutch-Shell und International Petroleum Co. of Toronto mit ihren im Jahre 1938 begonnenen weitausholenden Explorationen geologischer und geophysikalischer Natur. So untersuchte die „International Ecuadorian Petroleum Co." (I. E. P. C.) das ganze Küstengebiet (1938-1947), während gleichzeitig die „Shell Co. of Ecuador" das gesamte subandine Gebiet des Oriente belegte. Teilergebnisse dieser Untersuchungen wurden publiziert von Olsson (Lit. 42), Thalmann (Lit. 71—76), Landes (Lit. 36), Moore (Lit. 40), Zwick (Lit. 91) und Stainforth (Lit. 66, 67) das Küstengebiet betreffend und von Oppenheim (Lit. 43) und H. J. Tschopp (Lit. 77) über den Oriente Ekuadors.

Nicht unerwähnt bleiben darf eine Neuuntersuchung des interandinen Cuenca-Beckens durch R. A. Liddle (Lit. 38), welche ebenfalls der Suche nach Erdöl ihren Ursprung verdankt.

Der Autor stützt sich in den folgenden Ausführungen auf die Untersuchungsresultate der „Shell Company of Ecuador", als deren leitender Direktor er tätig war von ende 1939 bis anfangs 1947, ferner auf die wissenschaftlichen Ergebnisse der anderen Erdölgesellschaften, soweit sie durch die angegebenen Publikationen zugänglich gemacht wurden, sowie auf zahlreiche eigene Beobachtungen im Andengebiet und in der Küstenzone.

II. Stratigraphie

Stratigraphisch fällt Ekuador in den Bereich der andinen Geosynklinale, worin *paläozoische* Sedimente — von den kristallinen Schiefern ganz abgesehen — eine Mächtigkeit von mindestens 2400 m erreichen, das *Mesozoikum* eine solche von 3500—7000 m, das *Tertiär* des subandinen Troges sicherlich 3000 m überschreitet, dabei aber noch weit zurückbleibt hinter der Mächtigkeit des Küstentertiärs von kumulativ gegen 10 000 m.

1. Kristalline Schiefer

Dichte Quarzite, marmorisierte Kalkschiefer, Phyllite, Serizit-, Talk- und Graphitschiefer, Para- bis Orthogneise neben Migmatiten als Hülle der Granitintrusionen bilden das Rückgrat der Cordillera Real ó Oriental, in deren zentralen Teil sie bis in die Gipfelpartie des Saraurcu, 4676 m, und des Cerro Hermoso, 4567 m, hinaufsteigen. Meist gut aufgeschlossen sind die kristallinen Schiefer im Oberlauf der grösseren, in die Amazonas-Senke sich ergiessenden Andenflüsse, wie z. B. längs des Rio Chingual, einem Nebenfluss des Rio Aguarico; im Papallactatal zwischen Papallacta und Baeza; im Pastazatal zwischen San Javier und Francisco, W von Topo; am Rio Upano von nordöstlich Abanico am Macaspfad bis ins Quellgebiet des Upano; am Weg Paute-Mendez von westlich Pan bis nahe an Tres Ranchos und in den linken Nebenflüssen des Rio Zamora.

Anzeichen fossiler Reste sind nirgends vorhanden, wenn man absieht von erdigem Graphit, der in dünnen Lagen bis dicken Linsen die Graphitschiefer von Rio Blanco, Pastaza-Tal, und von Penipe, am Südhang des Chambo-Tales, begleitet.

Der Grossteil der kristallinen Schiefer ist von pelitischer und psammitischer Provenienz, ob sie aber als präkambrisch oder als metamorphes Paläozoikum anzusehen sind, bleibt ungewiss.

Aus der Westkordillere sind keine kristallinen Schiefer bekannt.

2. Paläozoikum

Sicheres Paläozoikum ist bis jetzt nur in der Cordillera Cutucú, Oriente, nachgewiesen worden. J. J. Dozy fand in zahlreichen Aufschlüssen dem Rio Pumbuiza entlang bis zu seinem Zusammenfluss mit dem Rio Macuma eine stark verfaltete und gebrochene Gesteinsfolge von dünnschichtigen, öfters knolligen, auch graphitischen, dunkelgrauen bis schwarzen Schiefern, welche örtlich in harte quarzitische Sandsteine übergehen, die Pumbuiza-Formation (K. T. Goldschmid). In einem im Aufschlussgebiet aufgefundenen, losen Block wurde *Lingula* beobachtet (Lingulaschiefer, J. J. Dozy). Am Cerro Macuma scheint die Pumbuiza-Formation von fossilreichem Oberkarbon überlagert zu sein, weshalb diese Formation dem prä-Oberkarbon, vermutlich dem Altpaläozoikum, zugerechnet werden darf.

Das Oberkarbon des Cerro Macuma, die Cerro Macuma-Formation (J. J. Dozy) besteht aus einer 150—200 m mächtigen Unterstufe von gutgebankten, im Bruch dunkelblaugrauen, braun anwitternden, kieseligen Kalken, in Wechsellagerung mit schwarzen, schiefrigen, bisweilen sandigen Schiefertonen, und einer schätzungsweise bis 1250 m mächtigen Oberstufe aus dunkelgrauen bis weissen, dünnbankigen bis massiven, hin und wieder oolithischen Kalken und kalkigen bis quarzitischen Sandsteinen von grünlichbrauner Farbe. Während die Kalke der Unterstufe eine reiche Fauna mit *Spirifer, Productus, Terebratulacea, Orbiculoidea, Chonetes, Fenestella* und *Crinoidea* enthalten, kommen in den organischen Kalken der Oberstufe in erster Linie *Fusulinella, Nummulostegina, Ostracoda, Algae, Bryozoa,* seltener Terebrateln, Spiriferiden und *Derbya* vor. Diese Faunen bestätigen das oberkarbone Alter (Pennsylvanian) der Cerro Macuma-Formation.

	Küstenzone				Anden			Subandine Zone inkl. Cordilleras Napo u. Cutucú
	Guayas		Manabi	Esmeraldas	Cordillera Occidental	Intra-andine Depression (Cuenca)	Cordillera Real (Oriental)	
	Ancón-Ölfeld	Progreso-Becken						
Pleistozän Quartär	Tablazo							Mesa
Pliozän	Anconpoint Seca Socorro ‚Clay Pebble Bed' Middle Grits Sh. Atlanta Sst.	Puná				? Rio Azogues Cuenca Biblian		? Curaray
Miozän inkl. Aquitan.		Progreso Subibaja	Jama-Canoa Charapotó	Borbon Onzole				Chambira (Ushpa) Arajuno (Pastaza)
Oligozän ober		Miogypsina Kk.	San Agustin	Angostura				
Oligozän mittel		Dos Bocas	Jaramijó/Tosagua	Viché				
Oligozän unter		Zapotal und Posorja und Salanguillo und Jusâ	San Mateo	Rio Chumundé Playa Rica Zapallo				? ?
Eozän ober								Chalcana
Eozän mittel		Javitas San Eduardo	Manta	Kalke des Rio Santiago Punta Ostiones				Tiyuyacu ?
Eozän unter		Engabao und Chanduy						Hiatus ?
Paleozän bis Danien	Sh. San José Sst.	Estancia			?		?	?
Maestricht.		Guayaquil			Yunguilla (San Juan)		Tena	
Unter Senon. bis Cenoman.		Calentura	Callo				Napo	
Albien bis Aptien		Hiatus Granodiorit von Pascuales						
Unt. Neokom.							Hollin	
Malm bis Dogger		Piñon					Misahualli / Chapiza	
Lias		?						Santiago
Ober Karbon		Punta Piedra			N-Extension Amotape			Macuma
Prae-Oberkarb.							Margajitas	Pumbuiza
——— = Diskordanz							Kristalline Schiefer	

Das vermutliche Äquivalent der paläozoischen Pumbuiza-Formation ist im Ostteil der Cordillera Real eine beim Margajitas Bach (an der Strasse Ambato — Oriente) zwischen 3 km und 6 km westlich des Topoflusses anstehende, über 1000 m mächtige Folge von dunklen, örtlich pyritführenden, schwach phyllitischen Schiefern und quarzitischen Sandsteinen, die Margajitas-Formation (H. J. Tschopp). Darin wurden äusserst spärliche Reste von Zweischalern beobachtet, deren schlechte Erhaltung leider keine Altersbestimmung erlaubt. Lithologisch erinnern diese Schichten stark an entsprechende Komponenten der Pumbuiza-Formation, lassen aber bereits Anzeichen einer schwachen Metamorphose (Entwicklung von Serizit auf den Schichtflächen) erkennen. Südwärts streicht diese Formation gegen den Ostrand der Cordillera, wo im Quellgebiet des Rio Llushin, eine ähnliche, vermutlich ebenfalls dem Paläozoikum angehörende Schichtserie angetroffen wurde.

Semi-metamorphe Gesteine, die mit den Margajitas Schiefern viel Ähnlichkeit haben, stehen W von Baeza am Weg Quito-Napo an, also in derselben tektonischen Zone wie die Margajitas Schiefer.

Während weiter westlich innerhalb der kristallinen Gesteinsserie der Cordillera Real das Vorkommen von Paläozoikum in hochmetamorphem Zustand nur vermutet werden darf, ist es mit ziemlicher Sicherheit im südlichen Küstengebiet vertreten. Die in NW-Peru als Oberkarbon erkannten *Amotapeschiefer* der Cordillera Amotape (unter Kreide und Tertiär vorkommend) erstrecken sich nordwärts weit über die peruanisch-ekuadorianische Grenze bis in die Hügelzone E von Machala. Damit vergleichbar sind die phyllitischen Tonschiefer und metamorphen Sandsteine von Punta Piedra am Guayasfluss, 27 km S Guayaquil, und der Cerros Masvale, 20 km E von Punta Piedra.

Perm ist bis heute in Ekuador nicht nachgewiesen worden.

3. Trias — Jura

Sedimente jurassischen, vielleicht auch triassischen Alters, sind bis jetzt nur in Ostekuador gefunden worden.

Zwischen Mendez und Yaupi, wo der Rio Santiago und seine Nebenflüsse der Rio Zamora und Rio Namangoza, die Cordillera Cutucú durchbrechen, findet sich eine intensiv gefaltete Serie von meist dünnschichtigen, schwarz bis hellgrau gefärbten, kieseligen Kalksteinen und Tonschiefern, die Santiago-Formation (K. T. Goldschmid). Mächtigkeit 1800—2700 m. Diese Formation greift südwärts auf peruanisches Gebiet über und dehnt sich nordwärts bis E von Macas aus. In dieser vorwiegend kalkig-tonigen Schichtfolge kommen einzelne grüne, tuffogene Schiefertone, grobe Sandsteine, Dolomite und Kalkbreccien vor. Die im Ostteil der südlichen Cutucú häufigen porphyritischen Intrusionen, die in der Santiago-Formation stecken, können wohl kaum auf eine ausschliesslich liassische vulkanische Tätigkeit zurückgeführt werden. Dafür ist die Tuffmenge der auf der Ostflanke der Cutucú vorkommenden Santiagokalke zu gering. Die Intrusiva dürften m. E. grösstenteils einem späteren Vulkanismus (Misahualli) angehören.

In den Kieselkalken finden sich neben Radiolarien und Fischresten häufig auch Ammoniten der *Arietitinae*-Gruppe. Das Alter der Santiago-Formation

ist somit Lias (Sinémurien), aber es ist möglich, dass darin noch höhere Stufen des Jura eingeschlossen sind.

Im Zentrum der Cutucúberge, SE von Macas, hat K. T. Goldschmid unter *Arietites*-führenden Kalken ein 30 m mächtiges Profil von Kieselkalken, kalkigen Sandsteinen und sandigen Schiefertonen mit einem grobkörnigen, massiven Sandstein an der Basis angetroffen. Eine darin vorkommende Molluske erinnert an die triassische *Pseudomonotis*. Die Santiago-Formation dürfte darum vermutlich auch noch Teile der Trias umfassen.

Das Hangende der Santiagokalke ist am Chapizafluss im Ostteil der Cutucúberge die Chapiza-Formation (K. T. Goldschmid), eine Gesteinsfolge von roten Sandsteinen mit Zwischenlagerungen von bunten Schiefertonen, also eine „Red Beds"-Serie. In den Schiefertonen findet sich öfters Gips in feiner Verteilung oder auf Adern. Innerhalb des Aufschlussgebietes südlich von Mangosiza am Rio Chapiza treten Salzwasserquellen aus den „Red Beds" (cf. Oxford-Salz in Columbien). Die Sandsteine sind 5-30 cm dick, meist feinkörnig, seltener grob bis konglomeratisch oder grauwackenartig. Einige der Tonschiefer führen eine geringe Beimengung von vulkanischer Asche. Die Anzeichen vulkanischer Tätigkeit mehren sich aber besonders weiter nördlich im obersten Teil der Chapiza-Formation, wo es zur Ausbildung einer pyroklastischen Fazies des Chapiza kommt.

Die Mächtigkeit dieser „Red Beds"-Serie beträgt im Minimum 600 m, im Maximum 2500 m. Die Hauptverbreitung findet diese Formation entlang der Ostflanke des Cutucú Gebirges, wo sie im S die Santiagokalke, im N aber das Oberkarbon überlagert. Da Beobachtungen in der unmittelbaren Nähe des Santiago-Chapiza-Kontaktes fehlen, ist es ungewiss, ob beide Formationen diskordant zueinander liegen, unzweifelhaft aber ist die Transgression des Chapiza auf Oberkarbon in den Nordcutucús.

Nach oben ist die Chapiza-Formation in der Regel vom transgressiven Hollinsandstein (prä-Aptien) begrenzt, ihr Alter ist somit, dem Intervall Santiago—Hollin entsprechend, Mittel- bis Oberjura und reicht in der pyroklastischen Misahuallifazies vielleicht ins Unterneokom.

Ausserhalb des Cutucúgebirges wurde Chapiza nur in pyroklastischer Fazies angetroffen. Schon Colony, Wasson & Sinclair (Lit. 17, 85) haben die Tuffe und Laven der Rio Misahualli-Serie aus der Unterlage des Hollinsandsteins beschrieben. Darum hat K. T. Goldschmid die Bezeichnung Misahualli-Formation für die pyroklastische Phase des Chapiza adoptiert. Ob Chapiza und Misahualli sich nur gegenseitig faziell vertreten oder ob es sich um zeitlich aufeinanderfolgende, verschiedene Formationen handelt, kann heute noch nicht entschieden werden.

Am Ostrand der Napo-Aufwölbung, in den Galerasbergen, führt die Misahualli-Formation bis 10 cm dicke Einlagerungen einer anthrazitischen Kohle. ebenso begleiten dünne, erdige Kohleflöze den schmalen Misahuallistreifen, der am Rio Zuñag bei Topo mit dem Granodiorit von Topo-Mera im Kontakt liegt.

Ähnliche porphyritische Gesteine, meist extrusiven Charakters, wie sie Colony & Sinclair (Lit. 17) aus der Unterlage der Napo-Aufwölbung beschreiben, gelangen zu grosser Entwicklung in den östlichen Randketten der ekuadorianischen Anden.

Die Sierra de Guacamayos, N von Napo, ist fast in ihrer Gesamtheit aus dieser mit Granodiorit innig vergesellschafteten Porphyritserie auf-

gebaut. Im Topo-Mera-Granodiorit bilden solche Porphyirte einen grossen Einschluss bei Abitahua, am Pastazafluss. Weitere Vorkommen werden sporadisch bis an die columbianische Grenze angetroffen. Wahrscheinlich sind einige der Porphyritvorkommen im Gebiet SE von Popayán (Huila-Altocaquetá) ebenfalls prä-Hollin und nicht post-Napo bzw. post-Villeta, wie E. Grosse (Lit. 30) annimmt.

Eine der Misahualli-Formation äquivalente Stellung nimmt in *Westekuador* die Piñon-Formation der I. E. P. C. Geologen ein. Auch diese Formation besteht aus vorwiegend schichtungslosen, pyroklastischem Material mit eingelagerten Porphyrit-, Dolerit- und Diabaslaven, Breccien und Agglomeraten. Verhärtete Tonschiefer und Sandsteine kommen nur ganz untergeordnet vor. Ihre Mächtigkeit wird auf 1000 m oder mehr geschätzt. Ihr Aufschlussgebiet liegt vornehmlich am Nordrand der Sierra Colonche, N und NW von Guayaquil, und in den Cerros de Hoja, E von Manta. Isolierte Vorkommen sind bekannt von Punta Piedra am Guayasfluss, Punta Brava in Nordmanabí, und aus Nordesmeraldas.

Auch innerhalb des Komplexes von porphyritischen Pyroklasten und Laven, welche den *Westanden* in ihrer ganzen Ausdehnung von der Süd- zur Nordgrenze Ekuadors eingefaltet sind, dürfte die Piñon-Formation stark vertreten sein.

Die Piñon-Formation ist fossilleer. Im Gebiet von Pascuales, N von Guayaquil, ist sie von gutgeschichteter Callo-Formation (Cenomanien-Turonien) überlagert, ist somit prä-Cenoman. Andererseits meldet R. W. Landes (Lit. 36) in seiner Beschreibung der Küstenkreide das Vorkommen einer Diskordanz zwischen einem ungeschichteten aus Laven, Tuffen und Konglomeraten bestehenden unteren Teil der Kreide (unzweifelhaft das Äquivalent der Piñon-Formation), und einer gutgeschichteten oberen Sequenz (Äquivalent der Callo-Formation). Die lithologische Identität der Pinon- mit der Misahualli-Formation sowie das Auftreten einer Diskordanz an ihrer Obergrenze drängen zur Annahme, dass beide Formationen gleichaltrig sind, nämlich Oberjura bis vielleicht Unterneokom.

4. Kreide

Das nahezu vollständige Kreideprofil *Ostekuadors* zerfällt in drei lithologische Einheiten, die Hollin-, Napo- und Tena-Formation, mit einem faunistischen Inhalt, der diese Formationen in die Spanne Aptien bis Maestrichtien stellt.

Die Hollin-Formation wurde erstmals von Wasson & Sinclair vom Rio Hollin beschrieben (Lit. 85). In der Regel handelt es sich um einen massiven, grob- bis mittelkörnigen, weissen Sandstein mit wenigen, unregelmässigen Linsen oder Zwischenlagen von dunkeln Tonschiefern. Der Sandstein macht den Eindruck eines verhärteten, kreuzschichtigen Triebsandes, also einer Dünenbildung. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 100 und 240 m. Er ist durchgehends mit einer guten Porosität versehen und öfters auch stark öl-imprägniert. Das unter dem Einfluss der Tropenhitze ausgeschwitzte oder durch Wasser aus dem Gestein verdrängte Öl sammelt

sich gerne in kleinen Tümpeln längs der Ausbisse dieser Ölsande („tarsands"). Es handelt sich also stets um totes Öl.

Der Hollinsandstein ruht bald auf Chapiza (S Cutucús), bald auf Misahualli (Napo-Aufwölbung) von mehr oder weniger reduzierter Mächtigkeit, was das Vorhandensein einer Schichtlücke als sehr wahrscheinlich erscheinen lässt. Tatsächlich wurde an mehreren Orten eine deutliche Diskordanz an seiner Basis beobachtet.

Nach oben geht der Hollinsandstein durch Aufnahme von Kalk und Tonschiefer rasch in die Napo-Formation über. Die Grenze wird unter den ersten Kalk gelegt. Da der basale Teil der hangenden Formation bereits Aptienfossilien aufweist, wird der Hollinsandstein ins Neokom gestellt. Da er durchwegs die Basis der Napo-Formation bildet, ist sein Verbreitungsgebiet dasjenige der Napo-Formation.

Napo-Formation wurden von Wasson & Sinclair (loc. cit.) die Kreidekalke genannt, welche fast die gesamte Oberfläche der Napo-Aufwölbung einnehmen. Es ist dies eine Wechselfolge von hellgrauen bis dunkeln, dickbankigen bis dünnen Kalksteinen, kalkigen, öfters glaukonitischen Sandsteinen und dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern. Die letzteren können zu bedeutender Dicke anschwellen, besonders im oberen Teil der Napo-Formation. Kalke und Sandsteine sind im Aufschluss öfters noch öl-imprägniert, die schwarzen Tonschiefer meist bituminös. Die ganze Serie zeigt die typischen Merkmale einer Ölmutterformation.

Die Mächtigkeit wechselt von Ort zu Ort. Wasson & Sinclair (loc. cit.) erwähnen eine Mächtigkeit von 457 m für das Gebiet von Napo. Die Messungen der Shellgeologen ergaben dort Werte von 340—400 m, in der Cordillera Cutucú hingegen solche von 350—800 m. Obwohl diese Schwankungen — trotz der lateralen Beständigkeit der Fazies — z. T. primär bedingt sein mögen, deutet doch das Fehlen oft ganzer Schichtzonen an der Obergrenze der Formation auf Reduktion durch Erosion in der Spätkreidezeit (Erosionsdiskordanz).

Die Cordillera Napo-Galeras und die Ostflanke der Cordillera Cutucú sind das Hauptverbreitungsgebiet der Hollin-Napo-Sequenz. Aber auch längs des stark gestörten Ostrandes der Cordillera Real werden beide Formationen in kleineren Vorkommen immer wieder angetroffen. Innerhalb der Andenketten selbst sind sie nur bekannt aus dem Gebiet von Topo, am Zusammenfluss des Rio Topo mit dem Pastaza; ferner aus der Gipfelpartie des 4638 m hohen Cerro Hermoso (Lit. 89, S. 240) und aus der Gegend N und S von Baeza, am Rio Quijos.

Der reiche Fossilinhalt der Kalke und Tonschiefer erlaubt eine befriedigende Altersbestimmung. Die Fossilbestimmungen von B. Reeside, Jr. des U.S. Geological Survey (Lit. 85) und anderen deuten auf folgende Stufen:

Aptien	*Trigonia* aff. *hondeana* Lea *Trigonia* cf. *subcrenulata* d'Orb. *Colombiceras* sp. *Knemiceras* cf. *attenuatum* Hyatt

Albien	*Inoceramus concentricus* Park. *Brancoceras* sp. *Oxytropidoceras carbonarium* Gabb *Pervinquieria* sp. *Plicatula* aff. *gurgitis* P. & R.
Cenoman.-Turonien	*Inoceramus labiatus* Schl. *Mammites* sp. *Coelopoceras* aff. *lesseli* Br. *Coelopoceras* aff. *springeri* Hyatt *Pecten* und *Exogyra*
Coniacien-Santonien	*Hemiaster* sp. *Ostrea nicaisei* Coquand *Exogyra ponderosa* R.

Die schwarzen organischen Tonschiefer enthalten neben viel Fischresten eine reiche Mikrofauna von Foraminiferen, Ostracoden und spärlichen Radiolarien. In den oberen Tonschiefern sind charakteristisch Globigerinen, Guembelinen und Globotruncanen in ein- und zweikieligen Abarten. Unter den letzteren hat H. E. Thalmann Vertreter der Gruppe *Globotruncana lapparenti* Brotzen (Turonien-Senonien) festgestellt (persönliche Mitteilung).

Gestützt auf diesen paläontologischen Befund reicht die Napo-Formation vom Aptien bis ins Senonien.

In normalen Profilen ist die Napo-Formation scheinbar konkordant überlagert von der Tena-Formation (J. U. Kappeler), eine „Red Beds"-Serie, die bei Tena, N von Napo, in breitem Aufschluss angetroffen wird. Es handelt sich um bunte, meist rotgefärbte Tonschiefer und Schiefertone mit untergeordneten sandigen und mergeligen Zwischenlagen und einem nur örtlich vorkommenden Basissand. Dazu gesellen sich vereinzelte Sandsteinlamellen mit kalkig-onkoidischer Entwicklung, dünne bis mehrere Meter mächtige Sande und im Gebiet S des Pastaza auch mittelgrobe Konglomerate. Die porösen Komponenten sind örtlich öl-imprägniert. Als ganz vereinzelter Fall wurde eine dünne bentonitische Tuffeinlagerung beobachtet.

Das oberflächliche Vorkommen dieser 500 bis über 1000 m mächtigen „Red Beds" ist fast ganz auf die Randzone der Napo-Aufwölbung und der Cordillera Cutucú beschränkt. Ihr westliches Auftreten liegt innerhalb der Ostanden bei Topo, wo Tena normal über steilem Napo liegt. Der Fossilinhalt besteht nur aus spärlichen Foraminiferen und Ostracoden. Nur in den mergeligen Komponenten des basalen Teiles kommt eine etwas reichere Faunula vor. Es handelt sich dabei um ärmliche Zwergformen von Guembelinen und Globotruncanen neben fraglichem *Siphogenerinoides*, *Ostracoda* und den Oogonien von Characeen. Unter den Globotruncanen gibt es zweikielige Formen der *Glob. lapparenti*-Gruppe. Leider sind diese letzteren nicht weiter spezifiziert worden. Ihre verzwergte Entwickung ist soweit das einzige Unterscheidungsmerkmal gegenüber der *Guembelina-Globotruncana*-Assoziation des Napo. Bemerkenswert ist, dass die Ostracoden des Tena von denen des Napo verschieden sind. Ohne diese Unterschiede wäre man zur Annahme geneigt, dass die mit *Chara* vermischte Mikrofauna eingeschwemmtes Material der Napo-Formation enthält.

Aus Analogie mit der obersenonen Yunguilla-Formation der Westanden wird die Tena-Formation versuchsweise in das Obersenonien (Maestrichtien) gestellt. Es ist aber wohl möglich, dass der obere Teil dieser Formation noch Paleozän enthält.

Die Tena „Red Beds" zeigen lithologisch viel Ähnlichkeit mit den Guaduas „Red Beds" des oberen Magdalenatales in Columbien.

Die Kreideablagerungen der *Küstenzone* unterscheiden sich von denen Ostekuadors sowohl faziell durch eine weitgehende Verkieselung und gleichzeitige Vermischung mit vulkanischem Material, als auch durch ihre Beschränkung auf Oberkreide.

Sieht man von der Piñon-Formation ab, die m. E. der Misahualli (Oberjura bis vielleicht Unterneokom) Ostekuadors gleichzustellen ist, wird die Kreide der Küstenzone von den I. E. P. C. Geologen zweigeteilt in Callo- und Guayaquil-Formation (Lit. 74).

Die Callo-Formation ist im allgemeinen eine Serie von kompakten, dünngeschichteten, stark verkieselten, hell bis dunkelgrünen Tonschiefern mit einem variablen Gehalt an tuffogenen Gemengteilen, ferner aus verkieselten Tuffen, Tuff- und Brecciensandsteinen. Ihre typische Fundstelle liegt bei Puerto Callo (auch Cayo geschrieben), Provinz Manabí. Die Basiszone dieser Formation ist aufgeschlossen in einem alten Steinbruch bei Calentura, 9 km NE von Guayaquil. Die untersten 12,5 m des Profiles bestehen hier aus dünnen, kieseligen, dunkelgrauen bis schwarzen Mergelschiefern und Kalken und führen eine Zwergfauna von Guembelinen, Globigerinen und Radiolarien. Diese basale Zone der Callo-Formation wird von den I. E. P. C. Geologen als „*Calentura Member*" bezeichnet.

Dieselbe Zone enthält in Aufschlüssen am Rio Paco, Pascuales-Gebiet, NW von Guayaquil, neben Inoceramen eine gute Foraminiferenfauna, worin H. E. Thalmann u. a. auch *Globotruncana renzi* Thalm. festgestellt hat. Aus derselben Zone dürften die von Wolf (Lit. 89, S. 243) gemeldeten *Inoceramus roemeri* Karst. und *I. plicatus d'Orb.* stammen, wozu noch *I. striato-concentricus* Guembel kommt (Lit. 31, S. 44-70). Während die Inoceramen auf Oberturonien hindeuten, weist die Reichweite der *Glob. renzi* auf Obercenomanien-Turonien. Demnach wird die *Calentura-Zone* als nicht älter als Obercenomanien und nicht jünger als Oberturonien angesehen.

Die in den obersten Teilen der Callo-Formation angetroffenen Foraminiferen-Fauna ist nach H. E. Thalmann (loc. cit. S. 342) senonen Alters. Die Callo-Formation als Ganzes dürfte sich somit vom Cenomanien ins Senonien erstrecken.

In den Chongon-Colonche-Bergen, NW von Guayaquil, kann die Mächtigkeit der Callo-Formation 3000 m übersteigen. Vereinzelt trifft man sie in der Nachbarschaft des Guyaquil Chert auf der Sta. Elena-Halbinsel. In Manabí ist sie in den Cerros de la Hoja, Montañas de Cuaque, Montanas de Jama (hier im Verband mit Piñon Laven) nachgewiesen. Ihre Dicke ist in Manabí stets stark reduziert. Im Küstengebiet von Esmeraldas, W des Mittellaufes des Rio Verde, ist die Callo-Formation nur schwer von den Laven und Pyroklasten der Piñon zu unterscheiden.

Nach oben geht die Callo-Formation allmählich in eine monotone Folge von dünngeschichteten, hellen bis dunkelgrauen Kieselsedimenten über, die, neben Knollen und Schnüren von Hornstein, wenig sandige Komponen-

ten und einen wechselnden Gehalt an vulkanischer Asche aufweisen, die Guayaquil-Formation (I.E.P.C.), so benannt nach ihren Aufschlüssen am Nordrand von Guayaquil.

Auf der Halbinsel von Sta. Elena wandeln sich die Kieselschiefer oberflächlich in massige Krusten von unreinem Chalcedon um. Aus derartigen, klüftigen und kavernösen „Cherts" gewinnt die Petropolis Oil Company z. T. ihre Produktion in dem kleinen Ölfeld, das am E-Rand des Dorfes Salinas liegt.

In den Colonche-Chongon-Bergen ist die Guayaquil-Formation bis 500 m mächtig, auf der Sta. Elena-Halbinsel erreicht sie ca. 650 m, noch grösser ist ihre Mächtigkeit in Manabí, während ihr Vorkommen in Esmeraldas nur sehr sporadisch ist (Punta Ostiones und zwischen Rio Verde und Rio Calope).

Aus der Guayaquil-Formation sind als einzige Fossilien nur Radiolarien, Ostracoden und wenige Foraminiferen bekannt, worunter *Siphogenerinoides clarki* Cushm. & Camb.; H. E. Thalmann reiht die Guayaquil-Formation ins Maestrichtien.

Während man die subandine Kreidefazies in den Ostanden nur in wenigen Relikten findet, ist die pyroklastische Kreidefazies der Küstenzone über die ganzen *Westanden* verbreitet.

Schon Wolf hat die „Porphyrite und Grünsteine" der ekuadorianischen Westanden in die Kreide gestellt, wie dies auch Steinmann (Lit. 68, S. 180 bis 189) in Peru mit seiner auf die Westanden beschränkten „Andinen Diabas-Melaphyr-Formation" (vorwiegend Porphpyrite) tut. Diese „Andine Diabas-Melaphyr-Formation" kann bis nach Chile und Argentinien (Darwin's „Porphyrit-Formation") verfolgt werden. Während aber in Chile und Argentinien die Ausbrüche der Porphyrite bereits im Lias beginnen, und noch im Gebiet von Arica-Tacna porphyritische Kissenlaven („pillow lavas") dem Dogger eingeschaltet sind, beginnt in Peru die vulkanische Fazies erst mit der Unterkreide, dauert aber stellenweise bis in die Oberkreide an. Ähnliche Porphyrit-Formationen begleiten die Westanden Columbiens.

Bei näherer Zusicht stellt es sich heraus, dass Wolf's „Porphyrit und Grünstein"-Formation aus sehr heterogenen Elementen zusammengesetzt ist.

Kreuzt man die Westanden der Strasse Babahoya (NE von Guayaquil)—Guaranda—San Juan entlang, so trifft man bei Balsapamba eine Granodiorit-Intrusion in einer Hülle von Porphyriten, Diabasen, Pyroklasten und Kieselschiefern. Porphyrite und Tuffe sind in der Nähe der Intrusion stark pyritisiert. Die Gesteine der Granodiorit-Hülle gehören wohl der Piñon- und der Callo-Formation an. E von Guaranda begegnet man zuerst Porphyriten, darauf dunkelgrauen, splittrigen, oft auch etwas kalkigen Kieselschiefern im Verband mit quarzitischen Sandsteinen und zahlreichen, meist basischen Eruptiva, vermutlich dem Callo angehörend. Nach E nimmt diese Serie Sandsteine und Konglomerate (Cayo Rumi) auf und geht ostwärts in eine unruhige Folge von Kieselschiefern, Tuffen und Porphyriten über, die W von San Juan etwas Kalk in dünnen Lagen oder Linsen führen (J. J. Dozy's San Juan-Formation). In diesen Kalken hat H. E. Thalmann u. a. *Siphogenerinoides* cf. *ewaldi* (Karst.) bestimmt.

Lithologisch und faunistisch stimmt diese Serie gut mit der Yunguilla-Formation (I.E.P.C.) (Lit. 74, S. 345) überein. Diese letztere ist NW von Quito, im Gebiet von Calacali-Yunguilla-Nañegal und von

Nono-Guarimas aufgeschlossen und wird, gestützt auf das Vorkommen von *Siphogenerinoides* ebenfalls als Maestrichtien betrachtet. Die Yunguilla-Formation führt sporadisch bituminöse Kalke, aus denen das Erdöl der Seeps von Calacali und Nono stammen dürfte.

Die Yunguilla-Formation geht westwärts in eine „Red Beds"-Serie über. Diese ist vorzüglich aufgeschlossen zwischen Km 38,1 und 42 der Strasse Quito-Santo Domingo, wo sie sich aus bunten Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten (ähnlich denjenigen von Cayo Rumi) und vereinzelten Tuffen zusammensetzt und von Porphyritgängen durchbrochen wird. Unter den Geröllen der Konglomerate sind Porphyrite, Kieselschiefer und Quarzite häufig. Abgesehen von wenigen Pflanzenresten ist die ganze Serie steril. Östlich der „Red Beds", wo die Yunguilla-Formation erscheinen sollte, liegt ein Granodioritstock. Talabwärts der Brücke, die bei Km 42 über den Saloyafluss führt, erstreckt sich bis Km 62 ein steil unter die „Red Beds" fallender Komplex von porphyritischen Laven, Pyroklasten, und Sandsteinen mit vereinzelten „Red Beds". Westwärts folgen schliesslich dunkle, z. T. kalkige Kieselschiefer und diabasartige Eruptivgesteine und Tuffe.

Ein gleichartiges Profil trifft man auf dem Wege Latacunga-Quevedo zwischen dem Rio Toachi und der Mine Macuchi (goldführende Pyrit-Anreicherung im Porphyrit). Beim Aufstieg von Zumbahua, Rio Toachi, quert man südwärts gegen die Passhöhe eine ca. 5 km breite Zone von gefalteten Tonschiefern, Sandsteinen und Konglomeraten, welche mit dem Sandstein-Konglomerat-Komplex von Cayo Rumi, an der Strasse Guaranda—San Juan, und ebenso mit demjenigen zwischen Km 38,1 und 42 des Quito-Santo Domingo-Weges lithologisch identisch ist. Auf der Passhöhe folgen dann Quarz- und Hornblendeporphyrite in Laven und Pyroklasten, die gleichwie im Saloya-Profil (Km 42—62 des Quito-Santo Domingo-Weges) unter die Sandstein-Konglomerat-Zone einfallen. Diese Porphyrite erstrecken sich westwärts bis weit über Macuchi mit einem einzigen Unterbruch, unmittelbar W von Pilaló, wo ein ca. 1 km breiter Streifen von stark verfalteten Kieselschiefern unter den Porphyriten hervorsticht.

Weder aus dem Saloya- noch aus dem Macuchi-Profil sind bis jetzt alterbestimmende Fossilien bekannt geworden.

Die Sandstein-Konglomerat-Zone all dieser Profile kann als die Basis des Obersenons (Maestrichtien) betrachtet werden, da darüber bei San Juan (J. J. Dozy) und Yunguilla (I. E. P. C.) *Siphogenerinoides* gefunden wurde. Die darunter liegenden Porphyrite sowie die westlich anschliessenden Kieselschiefer gehören vermutlich der Callo-Formation an. Ob und inwieweit daran auch noch die Piñon-Formation Anteil nimmt, entgeht unserer Kenntnis.

Eine ähnliche Porphyrit- und Kieselschiefer-Serie kreuzt die Eisenbahnlinie Guayaquil—Quito im Gebiet E von Bucay und erreicht auch eine grosse Ausbreitung im Zaruma Golddistrikt, Prov. El Oro, und zwischen Zaruma und San Pedro, am Wege Zaruma—Loja.

5. Granodiorite der Kreide

Stöcke von Granodiorit, deren „mise en place" während der Kreidezeit oder z. T. vielleicht sogar im Intervall Spätkreide—Alttertiär stattfand,

sind aus den östlichen Randketten der Cordillera Real, den Westanden und auch aus dem Küstengebiet bekannt.

Östliche Randketten der Cordillera Real. Am besten zugänglich ist der *Granodiorit von Topo-Mera,* der auf einer Breite von 8 km zwischen den zwei genannten Orten im Pastazatal aufgeschlossen ist. Während seine Ausdehnung südlich des Pastazatales auf ca. 15 km beschränkt ist, wird dasselbe granitische Gestein wieder am Jatun Yacu, W von Napo, ferner W von Archidona und zwischen Jondachi und Urcusiqui, im Gebiet der Guacamayos-Berge, angetroffen. Ob all diese Vorkommen einer kontinuierlichen, bandartigen Masse angehören oder einer Reihe von einzelnen Stöcken entsprechen, ist nicht untersucht worden. Südlich und im Streichen dieser Granodiorit-Zone liegt ein weiteres Vorkommen im Gebiet des Rio Llushin und des Rio Palora, ebenso in ihrem nördlichen Streichen ein solches W des Cerro Pax, an der columbianischen Grenze.

Bei Topo am Rio Zuñag liegt der Granodiorit im Kontakt mit Misahualli-Sandsteinen. Örtlich sind die Sandsteine durch Kontaktmetamorphose zu äusserst zähen, splitterigen Quarziten geworden. Die kaum 200 m vom Kontakt entfernten bituminösen Napokalke zeigen zahlreiche Kalzitadern, aber keine Marmorisierung. Einige Kilometer talabwärts liegt innerhalb des Granodiorites ein Paket geschichteter Porphyrite, die, wie schon früher erwähnt wurde, der Misahualli-Formation angehören. Zur Zeit des Strassenbaues konnte daselbst festgestellt werden, dass der Granodiorit diese Porphyrite stellenweise apophysenartig durchdringt. Die Intrusion des Granodiorites ist somit sicher post-Misahualli (post-Jura). Dasselbe ergibt sich aus der engen Vergesellschaftung des Porphyrites der Guacamayosberge mit dem Granodiorit von Jondachi und Urcusiqui. Das Fehlen deutlicher Kontaktphänomene im bituminösen Napokalk von Topo drängt zur Annahme, dass die Intrusion prä-Hollin-Napo ist. Dagegen spricht der südlich einer Intrusion von Granodiorit, bei Bermeja, am Pfad Baeza—Cosanga, auftretende marmorisierte Kalk (mit *Guembelina*) eher für ein post-Napo-Alter der Intrusion.

Aus dem angrenzenden Columbien hat E. Grosse (Lit. 30) eine Reihe ähnlicher Granodioritstöcke erwähnt, welche die Ostseite der columbianischen Zentralkordillere begleiten, somit eine den eben beschriebenen ekuadorianischen Vorkommen analoge geographische und tektonische Situation zeigen. Diese Intrusionen besitzen Kontakthöfe im „Piso porfiritico", einer nach Grosse post-Viletta-Formation. Aus Grosse's Profilen zu schliessen (Lit. 30, S. 77-84) ist das Spätkreide-Alter seines „Piso porfiritico" eher zu bezweifeln. Dieser kann mit guten Gründen unter den „Piso de areniscas blancas" (Äquivalent des Hollinsandsteins) verlegt werden. Damit wären auch die dortigen Granodiorite post-Misahualli, also gleichaltrig mit denjenigen der östlichen Andenketten Ekuadors.

Die grossen Granitmassen der Hochanden (Cordillera Real) im Gebiet der Llanganates, des Saraurcu und diejenigen der Provinz Santiago-Zamora sind noch nicht näher untersucht worden. Ihr ausgedehnter Mantel von Gneisen und kristallinen Schiefern deutet eher auf ein vormesozoisches Alter hin.

Westanden. Das ca. 10 km breite *Granodiorit-Vorkommen von Saloya* zeigt in den ostwärts begleitenden kalkigen Kieselschiefern (Kalzitadern, Pyrit) keine sicheren Anzeichen von Kontaktmetamorphose. Auch die west-

lich anschliessenden „Red Beds" scheinen unbeeinflusst. Die Intrusion kann aber kaum älter als Kreide sein.

Der *Granodiorit von Balsapamba*, am Wege Babahoya—Guaranda, sowie der rote *Granodiorit des Golddistriktes von Zaruma*, Prov. El Oro, sind beide wieder mit Porphyriten eng vergesellschaftet, und sind post-porphyritischen, also post-Misahualli Alters.

Küstenzone. In der *Pascuales*-Gegend, N von Guayaquil, sind die Pyroklasten der Piñon-Formation von Granodiorit intrudiert, ohne die nahebei liegende Callo-Formation merklich beeinflusst zu haben. Sein Alter ist somit post-Piñon und wahrscheinlich prä-Callo, also sicher nach-jurassisch und vermutlich vor-cenoman.

6. Tertiär

Die Faziesscheide, die schon während der Kreidezeit im heutigen Andengebiet existiert haben muss, entwickelte sich im Frühtertiär zu einer breiten endgültigen Barriere zwischen West und Ost. Im Küstengebiet ist das Tertiär von unten bis oben fast durchwegs marin, im subandinen Gebiet marin, brackisch bis lakustrin im Eogen und fluviatil, lakustrin bis schwach brackisch im Neogen. In der intra-andinen Depression dagegen ist fast nur lagunäres und fluviatiles Neogen gefunden worden.

a) *Küstengebiet*

Von dem reich gegliederten Tertiär des Küstengebietes kann hier nur eine allgemeine Übersicht gegeben werden. Die Mikrofauna des Paleozäns ist im vergangenen Jahr durch H. E. Thalmann (Lit. 74) beschrieben worden, diejenige des Eozäns und Oligozäns ist kürzlich durch R. M. Stainforth (Lit. 67) in extenso behandelt worden.

1. *Paleozän (wahrscheinlich noch Danien einschliessend) - Untereozän*

Die Cerros de Estancia, 71 km W von Guayaquil, sind grösstenteils aus grünen bis grüngrauen, glimmerigen, hin und wieder kohligen Sandsteinen mit vereinzelten Lagen von Quarzgeröllen aufgebaut, die Estancia-Formation (I. E. P. C.). Die sehr ärmliche brackische Fauna enthält *Rhezakina* sp. cf. R. *epigona* (Rhezak) und einen 2—3 cm langen *Bathysiphon* cf. B. *appeninicus* Sacco neben anderen agglutinierenden Foraminiferen. Die Mächtigkeit dieser Formation wird auf über 1200 m geschätzt.

Ihr Äquivalent in der tiefsten Bohrung des Ancon Ölfeldes ist die San José-Formation, unten beginnend mit den San José-Sandsteinen, von denen 1055 m (Lit. 40) durchbohrt wurden ohne ihre Basis erreicht zu haben, — und nach oben in die ca. 120 m mächtigen San José-Schiefertone übergehend. Die letzteren zeigen eine ausgesprochen marine Mikrofauna, welche Danien- und Paleozän (Montien-Thanétien) Formen enthält. Es handelt sich somit um einen weiteren Fall des Auftretens von Mischfaunen am Übergang Kreide-Tertiär. Über die endgültige Eingliederung der San José- und Estanica-Formationen in das Paleozän oder Danien oder in beide, gehen die Meinungen auseinander (Lit. 74, S. 347 und Lit. 67, S. 140).

Im Ancon-Ölfeld folgt über dem San José die Atlanta-Formation, bestehend aus einem unteren Teil von über 1100 m mächtigen, dichten, harten Sandsteinen mit Klüftungsporosität, und einer ca. 800 m dicken Schichtfolge von Tonschiefern und dunkeln Mergelschiefern mit tonigen Sandsteinen und Konglomeraten in geringer Menge, die „Atlanta sandstones" und „Atlanta shales". Im Atlanta-Sandstein wurden Grossforaminiferen *untereozänen* Alters gefunden. Ein grosser Teil der Ancon-Produktion stammt aus diesem Sandstein (Paraffinöl).

Ausserhalb des Gebietes von Ancon-Azugar-Cerros de Estancia-Chanduy-Engabao und der Tiefbohrung von Carrizal (I.E.P.C.) ist das Paleozän-Untereozän im ganzen Küstengebiet unbekannt.

Es mag an dieser Stelle noch bemerkt werden, dass ausserhalb des Paleozän-Vorkommens kommerzielles Erdöl bis heute nicht angetroffen wurde. Es ist darum sehr wohl möglich, dass das Paleozän die Ölmutterformation enthält („San José Shales").

2. *Mitteleozän*

Hierher gehört der *San Eduardo-Kalk,* ein ca. 60 m mächtiger Riffkalk, der im Kalksteinbruch von San Eduardo, ca. 1 km vom W Rand von Guayaquil entfernt, der Guayaquil-Formation transgressiv aufliegt. Er führt *Archaeolithothamnion* (Lit. 73, S. 23) und unter-mitteleozäne Discocyclinen (Lit. 67, S. 134). Dieser Riffkalk begleitet die Südflanke der Cerros de Chongon in einer Ausdehnung von ca. 40 km und kommt sporadisch auch auf anderen vor-mitteleozänen Strukturen bis Punta Ostiones, Prov. Esmeraldas, vor. Am Südrand der Colonche-Berge wird er von dem etwas jüngeren *Javitaskalk* vertreten. Seine *Discocyclina-Operculinoides-Helicolepidina*-Fauna reiht den Javitaskalk ins obere Mitteleozän.

Während im W von Guayaquil das normale Hangende von transgressivem Miozän verdeckt wird, fällt der San Eduardo-Kalk weiter beckenwärts, d. h. gegen SW, normal unter die Schiefertone und Mergel der Socorro-Formation (Lit. 67, S. 140) (Mittel- bis Obereozän).

Im Anconfeld wird diese Formation bis 370 m mächtig und führt *Operculinoides ocalanus* Cushm. und *Actinocyclina asterisca* (Guppy). Die ihr eingelagerten Sande sind produktiv (asphaltisches Öl). Ihre Basis ist ein „Clay pebble bed", eine wirre Ansammlung von Quarzit-, Sandstein-, Konglomerat- und Tongeröllen in einer unregelmässigen Matrix von Mergel, bald an eine transgressive Basisablagerung, bald an einen fossilen Schlammstrom („mud-flow") erinnernd. Unter den Einschlüssen sind Blöcke von mitteleozänem Riffkalk örtlich sehr angereichert. Unter dem untersten „Clay pebble Bed" liegen gewöhnlich noch die „Middle Grits" mit *Discocyclina anconensis* Barker und *D. sheppardi* Barker.

Weiter ist Mitteleozän bekannt aus dem Gebiet von Manta, Prov. Manabí, (Mergel, Sand, „Orbitoidal Grits"), ebenso aus der Prov. Esmeraldas (Riffkalke von Punta Ostiones und vom Rio Santiago).

3. *Obereozän*

Mit dem Obereozän gewann das Meer bedeutend an Ausbreitung. Auf der Sta. Elena-Halbinsel sind es die *„Seca-Shales"* (Lit. 67, S. 141), deren

Mikrofauna neben vorwiegend Radiolarien auch *Hastigerinella eocaenica* Nuttall und lokal eine *Lepidocyclina-Operculinoides-Helicostegina*-Assoziation führt. Im Progreso-Basin (zwischen den Estanica und Colonche-Chongon-Bergen) sind es die *Zapotal-* und *Posorja-Sandsteine,* deren Foraminiferen obereozän sind (Lit. 67, S. 149), deren reiche Molluskenfauna *(Sanguinolaria tumbezana* Olsson, *Mactrella tumbezia* Olsson, *Arca (Scapharca) meroensis* Olsson, *Clementia peruviana* Olsson, *Ampullinopsis spenceri* Cooke) aber nach Olsson (Lit. 41, Part IV, S. 17—18) ins Oligozän gehört; im Colonche-Gebiet die „*Jusá Shales*" mit *Hantkenina,* und die „*Salanguillo Orbitoidal Sands*" mit *Lepidocyclina peruviana* Cush.; bei Manta die tuffogene San Mateo-Formation, von Olsson ebenfalls ins Unteroligozän gestellt (Lit. 42, S. 258).

Ausgedehnte Vorkommen in neritischer Fazies finden sich in der Prov. Esmeraldas, im Gebiet des Rio Grande, Rio Zapallo und Rio Santiago, die „*Zapallo Shales*" und die untere Playa Rica-Formation und gleichaltrige Schichten in Radiolarien-Fazies im Gebiet zwischen der Galeras-Halbinsel und dem Oberlauf des Rio Cayapas (Lit. 66, S. 561).

Da in den genannten Becken fast kontinuierliche Sedimentation vom Mitteleozän bis ins Oligozän stattfand, ist anzunehmen, dass es im Übergangsgebiet vom Eozän zum Oligozän zur Vermischung von Faunen kommen konnte. Dies hat die Festlegung der Grenzen sicherlich erschwert. Allgemein kann festgestellt werden, dass der mikropaläontologische Befund (Stainforth) in seinen Altersbestimmungen nach unten (ins Obereozän), der makropaläontologische Befund (Olsson) aber nach oben (ins Unteroligozän) tendiert.

Das Eozän fehlt vollkommen in einer dem heutigen Andenrand parallel verlaufenden Zone (ausgenommen in Nord-Esmeraldas) und im Gebiet des Rio Daule und Rio Guayas. Die ungefähre Grenze dieses eozänfreien Gebietes verläuft vom Oberlauf des Rio Daule SW über Sta. Ana an die pazifische Küste bei Callo, wo sie nach SE abbiegt und entlang der Cordillera Colonche-Chongon Guayaquil erreicht. Die am Rande dieser Dauleschwelle auftretenden Riffabsätze des mittleren und oberen Eozäns bezeugen, dass es sich um eine bereits während der Eozänzeit existierende Erhebung handelt.

4. *Oligozän*

In der Prov. Esmeraldas dauerte die Meeresbedeckung auch während des Oligozäns fast ununterbrochen an. Die in ihrem unteren Teil noch obereozäne Playa Rica-Formation, alternierende Schiefertone und Sande, nimmt nach oben Sandsteine auf mit *Lepidocyclina yurnagunensis* Cushm. und *Lep. undosa* Cushm. und geht schliesslich in Radiolarien-Fazies über. Darüber folgt dann eine mitteloligozäne tuffogene Serie, die „*Rio Chumundé tuffaceous shales*" zwischen Rio Ostiones und dem Unterlauf des Rio Esmeraldas.

Im südlichen Teil des Küstengebietes ist das Oligozän nur in sporadischen Vorkommen erhalten, z. B. bei Mal Paso, 4 km W von Manta, und im Zapotalgebiet (brackisch), E von Colonche.

Die Basis des *Oberoligozäns* (eigentlich Spät-Mitteloligozän) ist von örtlichen Diskordanzen markiert. Es beginnt in Esmeraldas mit sandigen, konglomeratischen Lagen und *Lithothamnionkalken* mit *Miogypsina* und *Nephrolepidina.* Darauf folgen die „*Viche-Shales*" des Rio Esmeraldas und

Rio Viche, und schliesslich als oberster Abschluss die sub-littorale Angostura-Formation mit Miogypsinenkalken und einer Molluskenfauna (*Conus molis* Brown & Pilsbry, *Dosinia acetabulum* Conrad, *Drillia consors* Sowerby, *Echinocama antiquata* Dall, *Turritella altilira* Conrad, *T. gatunensis* Conrad, *T. infracarinata* Grzyb. u. a.), welch letztere nach Olsson (Lit. 41, Part V) mit basalem Miozän bis Gatun-Stufe verglichen werden müsste.

Den „Viche Shales" entsprechen in Manabí die gleichaltrigen „*Tosagua*" und „*Jaramijó Shales*". Beide sind überaus reich an Kleinforaminiferen. In der Hacienda von San Agustin, 20 km NE von Bahia, werden die „Tosagua Shales" von den sub-littoralen *San Agustin Sanden*, einer den Angostura Sanden von Esmeraldas analogen Bildung, transgressiv überlagert.

Südlich der Colonche-Chongon-Berge ist das spätere Oligozän durch die tuffogenen „*Dos Bocas Shales*" der Gegend von Zapotal vertreten. Den Angostura und San Agustin Stufen entsprechen in der Gegend NW und SE von Colonche vereinzelte Riffkalke mit *Miogypsina (Miolepidocyclina) ecuadoriensis* Tan.

Am Ende des Oligozäns scheint es mehrfach zu einer lokalen und zeitlich beschränkten Verlandung gekommen zu sein, z. B. im Manta-Tosagua-Gebiet, wo das Miozän auf älteren Schichten aufruht.

5. *Miozän (einschliesslich Aquitanien)*

Während der Miozänzeit war das gesamte Küstengebiet vom Meer bedeckt mit Ausnahme eines Rückens, welcher der Cordillera Colonche-Chongon und ihrer SE-Verlängerung in den Cerros Masvale entspricht. Auch die westliche Umrandung des Progreso-Beckens sowie die Sta. Elena-Halbinsel sind nach Olsson (Lit. 42, S. 261) miozänfrei. Darum ist auch schon am W-Rand des Progreso-Beckens, in der Gegend von Subibaja, 60 km W von Guayaquil, das Aquitanien, die Subibaja-Formation (I.E.P.C.) brackisch und ist beckenwärts von der molluskenreichen Brackwassermolasse (mit *Acanthina cruziana* Olsson, *Arca zapotalensis* Spieker, *Cardium ecuadoreale* Olsson, *Dosinia delicatissima* Brown & Pilsbry, *Polinices coronis* Hanna & Israelsky u. a.), der Progreso-Formation (I.E.P.C.) (Burdigal und jünger) überdeckt. Der miozäne Anteil des Progreso-Beckens ist wohl über 2000 m mächtig.

Im Manta-Jipijapa-Tosagua-Gebiet wird das Unter- und Mitteleozän durch die marinen, Foraminiferen und Radiolarien führenden „*Charapotó* Shales' eingeleitet. Diese sind zwischen Charapotó und Jama, an der pazifischen Küste N von Manta, von obermiozänen Brackwassersedimenten überlagert (Olsson's Jama- und Canoa-Formationen, die er zum Pliozän rechnet).

In Esmeraldas ist das Miozän durch die „*Onzole Shales*" vom Rio Onzole, einem Nebenfluss des Rio Cayapas, vertreten. Die „Onzole Shales" sind reich an tuffogenem Material, führen unten eine den „Charapotó Shales" entsprechende Foraminiferenfauna, werden aber nach oben brackisch, z. B. in der Gegend von Borbón am Rio Santiago und auf der Galeras-Halbinsel.

Abschliessend mag erwähnt werden, dass die vom Mitteleozän bis Mittelmiozän örtlich auftretende Radiolarien-Fazies meist westlich der gleich-

altrigen Foraminiferen-Fazies zu liegen kommt, was von Thalmann, Stainforth u. a. weniger auf eine Zufuhr von kieselsäure-reichem Material (z. B. tuffogener Schlamm) in die betreffenden Meere, als vielmehr auf das Vorhandensein des kalten Humboldt-Stromes schon in der Tertiärzeit zurückgeführt wird. Vermutlich konnte das Kaltwasser-Habitat von den Radiolarien leichter ertragen werden als von den Foraminiferen.

6. *Pliozän*

Die Senkung des Progreso-Beckens und des Daulegebietes dauerte auch im Pliozän an und führte zur Ablagerung von Mollusken-führenden Brackwassersedimenten, der Punà-Formation, deren Mächtigkeit 2000 bis 3000 m beträgt. Pilsbry & Olsson (Lit. 46, S. 12) beschrieben daraus *Cantharus elegans* Gray und *Pecten nelsoni* Olsson.

b) *Intra-andine Zone*

Die intra-andine Depression enthält verschiedene, z. T. ausgedehnte Tertiärgebiete, wie die Becken von Loja, Cuenca und Latacunga. Ihre durchwegs lakustrine bis fluviatile Fazies deutet auf eine vollständige Isolierung dieser Becken vom offenen Meer. Auf eine zweifelhafte Ausnahme im Becken von Cuenca deutet das Auftreten von *Corbicula* und *Neritina* und von Gips, welche vielleicht auf einen, in Zeit und Ausdehnung sehr beschränkten Influx von Salzwasser zurückgeführt werden könnte.

Das *Loja-Becken,* zusammen mit den Tertiärvorkommen von Malacatos-Vilcabamba-Piscobamba ist mit Tonen, Sanden und Konglomeraten gefüllt. Die Tone führen Pflanzenreste, Lignitlagen und Abdrücke von Fischen (Lit. 89, S. 279-283, 632 und Lit. 38, S. 37). Die Pflanzen sind nach Berry (Lit. 12) *miozänen* Alters.

Das *Cuenca-Becken* zeigt eine Schichtserie, die unten mit Konglomeraten und Sandsteinen beginnt, nach oben in einen tuffogenen Tonschiefer-Komplex übergeht und mit tuffogenen Sandsteinen abschliesst. Dementsprechend hat R. A. Liddle (Lit. 38) die „*Biblian Sandstones and Conglomerates*", ca. 250 m, die „*Cuenca Shales*", 850 m, und die „*Rio Azogues Sandstones*", 650 m. unterschieden. Die in der Biblian-Stufe auftretende Schnecken- und Zweischalerfauna (*Ecuadorea bibliana* M. & B., *Pomacea bibliana* M. & B., *Potamolithoides biblianus* M. & B., *Hemisinus (Sheppardiconcha) bibliana* M. & B., *Diplodon Liddlei* Palm. u. a.) sowie auch die in den „Cuenca Shales" auftretenden Pflanzenreste (*Macrolobium tenuifolium* Engelh.) werden für *Miozän* oder *Mio-Pliozän* gehalten (Lit. 38, S. 40).

Das *Latacunga-Becken* ist ausgefüllt von einer wechselreichen Serie von Konglomeraten, Sanden, bunten Tonschiefern, Tuffen, Pyroklasten und Einlagerungen von Diatomeenschlick, das Ganze durchsetzt von Andesit-In- und -Extrusionen. Diese mehrere hundert Meter mächtige Serie ist, ähnlich wie die Miozänsedimente von Loja und Cuenca, intensiv gefaltet. Ihr Alter kann darum kaum jünger als *Mio-Pliozän* sein.

c) *Subandine Zone*

Das Tertiär des subandinen Troges, die Oriente-Formation, umfasst eine über 3000 m mächtige Folge von bunten, meist roten und violetten Tonen, mit einem Basiskonglomerat, und nach oben in braune bis gelbliche Sande mit Geröllagen und bunte bis graue Tone übergehend. Infolge des Mangels an altersbestimmenden Fossilien stützt sich die von den Shell-Geologen vorgenommene Gliederung hauptsächlich auf lithologische Unterschiede. Die einzelnen lithologischen Gruppen sind aber horizontal und vertikal oft recht unbeständig.

Der Sedimentationszyklus wird durch die Tiyuyacu-Formation (P. Hess) eingeleitet, einer 250—500 m mächtigen, aus Konglomeraten, Sandsteinen und wenig Tonen bestehenden Formation. Die Komponenten der Konglomerate sind Quarz- und Lyditgerölle, gut gerundet bis kantig. Obwohl die Basis dieser Konglomeratzone nirgends eine Diskordanz erkennen lässt, bedeutet der schroffe Wechsel von den Tena-Schiefertonen zum Tiyuyacu-Konglomerat möglicherweise einen Unterbruch in der Sedimentation und damit eine transgressive Auflagerungsfläche. Aus Analogie mit der Küstenzone, wo die Maestrichtien-Paleozän-Untereozän-Folge vom mitteleozänen San Eduardo-Kalk transgressiv überlagert wird, möchte ich das Tiyuyacu-Konglomerat versuchsweise als nicht älter als Mitteleozän ansehen. Ein Vergleich mit den stratigraphischen Verhältnissen im oberen Magdalenatal Columbiens lässt die genannte Korrelation als sehr wahrscheinlich erscheinen. Dort ist die oligozäne Gualanday-Formation (lithologisch der Chalcana-Formation entsprechend) von einer mächtigen Konglomerat-Sandstein-Serie unterlagert (der Tiyuyacu-Formation entsprechend), die ihrerseits auf den Guaduas „Red Beds" (der Tena-Formation entsprechend) ruht.

Nach oben geht die Tiyuyacu-Formation graduell in die „Red Beds" der Chalcana-Formation (P. Hess) über. Es sind dies bunte, gipsführende Schiefertone, fast völlig steril, lokal mit einer äusserst ärmlichen Fauna von Foraminiferen und Ostracoden, die keine Altersbestimmung erlauben. Nördlich des Pastaza kann ihre Mächtigkeit bis auf 1100 m ansteigen, südlich des Pastaza fehlt sie ganz.

Das Hangende der Chalcana-Formation ist eine in Mächtigkeit und Lithologie stark wechselnde Sequenz von bräunlichen, fein- bis grobkörnigen Sanden und Sandsteinen, vereinzelten Geröllagen und sehr unbeständigen Einschaltungen bunter Tone, die Arajuno-Formation (P. Hess). Im untersten Teil dieser Formation bemerkt man eine spärliche, aber deutliche Beimischung von tuffogenem Material. Ihr Äquivalent südlich des Pastaza ist die von limnischen Kalksandsteinen unterlagerte Pastaza-Formation (J. J. Dozy). Beide Formationen führen nur Pflanzenreste und unbestimmbare *Bathysiphon*-Exemplare.

Nach E, d. h. nach oben folgt auf die Arajuno- und Pastaza-Formationen eine Serie von Sanden, Geröllschichten und Tonen mit viel tuffogenem Material, die Chambira-Formation (F. Haus) und Ushpa-Formation (J. J. Dozy), beides zeitliche und lithologische Äquivalente, die erstere nördlich, die letztere südlich des Pastazaflusses vorkommend.

Noch weiter östlich gegen die peruanische Grenze hin tauchen diese Formationen unter eine Wechselserie von gelben und braunen Sanden mit roten, braunen bis hellgrauen, oft bentonitischen Tonen, die Curaray-

Formation (J. J. Dozy). Sie verdankt ihren Namen den zahlreichen Aufschlüssen dem Rio Curaray entlang. Es sind darin zahlreiche Fossillagen nachgewiesen mit Resten von Schildkröten, Reptilien und Säugern, Fischschuppen, Schnecken, Zweischalern, Ostracoden, *Bathysiphon, Rotalia* und Pflanzenresten. Die Pflanzenreste können sich zu Lignitlagen anreichern. Die Fossilien weisen auf ein fluviatiles bis schwach brackisches Habitat. Die Vertebratenreste sind noch nicht bestimmt worden. Die Schnecken und Zweischaler scheinen dem Mio-Pliozän anzugehören.

Die Chambira (Uspha)-Curaray-Sequenz hat manche Vergleichspunkte mit der miozänen Ausfüllung des Cuenca-Beckens und mit der miozänen Honda-Formation des oberen Magdalenatales in Columbien. Ihr Alter wird darum als miozän, vielleicht mio-pliozän angenommen, während die Arajuna-(Pastaza)-Formation ins jüngere Oligozän eingereiht werden kann.

7. Pleistozän

Eine marine Tablazo-Formation begleitet die pazifische Küste von Puná, S von Guayaquil, bis ins südliche Esmeraldas. Die Tablazos sind tafelförmige Vorkommen von gehobenem Meeresboden, bestehend aus weichen bis harten, kalkig zementierten Sandsteinen. Diese Tablazo-Tafeln sind meist dünn, können aber örtlich bis 70 m mächtig werden. Sie nehmen bis zu drei verschiedene Niveaustufen ein, deren höchste mehrere hundert Meter über Meer gehoben wurde (z. B. bei Montecristi, Prov. Manabí). Die Fauna der Tablazos ist von R. W. Barker (Lit. 5, 6) beschrieben worden.

Angelehnt an den Ostabhang der Anden und über Kreide und Tertiär des Vorlandes hinweggreifend breiten sich ostwärts weite Terrassen-Ablagerungen aus, die sich aus sandigen, rotbraunen Tonen, gelben Sanden und viel pyroklastischem Material zusammensetzen. Es sind mindestens 5 verschiedene, zwischen 1460 m und 450 m ü. M. gelegene Terrassen festgestellt worden. Die oberen Terrassen sind nurmehr innerhalb eines ca. 30 km breiten Streifens dem Andenabhang entlang erhalten, wo sie als breite Tafelberge oder als Tafellandschaft in Erscheinung treten. Diese Terrassen, deren Gesamtmächtigkeit über 1000 m erreicht, sind schwach gegen E geneigt. Längs dem Andenrand sind die ältesten gebrochen und gegen die Kordillere leicht eingesackt. Über den subandinen Faltenzügen sind sie schwach gehoben. Analog den pleistozänen Tablazos der Küstenzone sind sie quartären Alters.

III. Tektonik

Das tektonische Bild Ekuadors lässt drei Hauptelemente erkennen: die *andine Geantiklinale,* zwischen Guayana-brasilianischem und pazifischem Schild fächerartig ein- und hochgepresst, und begleitet auf der Ostseite von einem jüngeren Anlagerungsstreifen, dem *subandinen Vorland* mit normaler, ostwärts ausklingender Faltung, und schliesslich auf der Westseite, scharf abgetrennt von den stark gefalteten Westanden, die *Küstenzone* mit vorwiegend Schollen- und Bruchfalten-Tektonik, ein ausserandines Element, dem Randgebiet der pazifischen Masse angehörend.

Das Rückgrat der Anden ist die Cordillera Real, deren kristalliner Kern im zentralen Teil bis über 4500 m ansteigt und in der Regel ein steiles Westfallen zeigt. Eingehende geologische Untersuchungen sind in diesen Andengebieten noch nicht durchgeführt worden. Beim Queren der Hauptkordillere längs des Pastazatales und zwischen Quito und Napo erhält man den Eindruck, dass sie aus einem zusammengepressten Bündel von nach E schwach überliegenden Falten oder Schuppen besteht, kompliziert durch die Intrusion granitischer Massen. Ostwärts ist das Kristallin gegen und wahrscheinlich über einen Mantel von semi- bis nichtmetamorphen Sedimenten paläozoischen und mesozoischen Alters geschoben. Die Trennungslinie ist im Gelände scharf ausgeprägt und verläuft über San Francisco, 6 km W von Topo im Pastazatal, via W von Baeza am Südufer des Rio Quijos, zum Cerro Tigre, an der columbianischen Grenze. Diese *San Francisco-Baeza-Verwerfung* trennt das Kristallin von den paläozoischen Margajitas-Schiefern (Pumbuiza) und hat eine Überschiebungstendenz nach E. Bei Rio Negro, ca. 3,5 km W von Topo, folgt ein ähnlicher Längsbruch, die *Rio Negro-Verwerfung,* an welcher die Margajitas Schiefer mit W fallenden Red Beds der Tena-Formation in Kontakt kommen. Da alle diese Formationen durchgehends steil nach W fallen, wird wiederum auf eine mögliche Überschiebung nach E geschlossen. Die Rio Negro-Verwerfung muss auch durch das Gebiet von Baeza streichen, da auch dort eine Zone von Napokalken E von Margajitas-Schiefern liegt. Die Tena-Napo-Misahualli-Zone von Topo-Zuñag kann als eine Synklinale mit, an der Rio Negro-Verwerfung ausgequetschtem Westschenkel, aufgefasst werden. Diese Synklinalzone markiert den tiefsten Teil der longitudinalen *Topo-Depression,* welche die kristallinen Hauptanden von der östlichen Randkette deutlich scheidet. Die Topo-Depression verläuft durch die Längstäler im Oberlauf der Flüsse Llushin-Topo-Cosanga-Quijos. Am südlichen Ende der Topo-Depression und unmittelbar W der Bruchzone liegt der heute noch aktive Vulkan Sangay; innerhalb des nördlichen Teiles der Bruchzone liegt der ebenfalls noch aktive Vulkan Reventador.

Die östliche Randkette (Saccha-Llanganates-Cordillera de los Guacamayos-Huagra Urcu-Cerro Pax) ist, wie schon früher erwähnt wurde, eine Granodiorit-Porphyrit-Kette. Ihr Ostrand ist ein auf weite Strecken geradlinig-verlaufender Steilabfall, verursacht durch eine *frontale Bruchzone,* längs welcher das ganze subandine Gebiet abgesunken ist. Längs der ganzen Ausdehnung dieser Bruchzone sind ausgequetschte, schuppenartige Schichtpakete der älteren subandinen Formationen vorhanden. Die ganze Cordillerafront scheint, wenn auch schwach, ostwärts über den Rand des subandinen Vorlandes geschoben zu sein (Rückstau gegen den Guayana-brasilianischen Schild).

In der subandinen Zone (s. l.) kann eine westliche, den Anden parallel verlaufende Schwelle, mit den Aufwölbungen von Napo-Galeras, Mirador und der Cordillera Cutucú, von einem tieferen jüngeren Ostteil der subandinen Zone unterschieden werden.

Die Aufwölbungen von Napo-Galeras, Mirador und Cutucú sollten eigentlich, wie schon in der Einleitung gesagt wurde, als Teile einer ostandinen Kordillere aufgefasst werden. Wenn wir aber absehen von dem prä-kretazisch gefalteteen Kern der Aufwölbungen von Napo-Galeras und Cutucú lässt sich der tektonisch einfache Oberbau dieser Aufwölbung eher

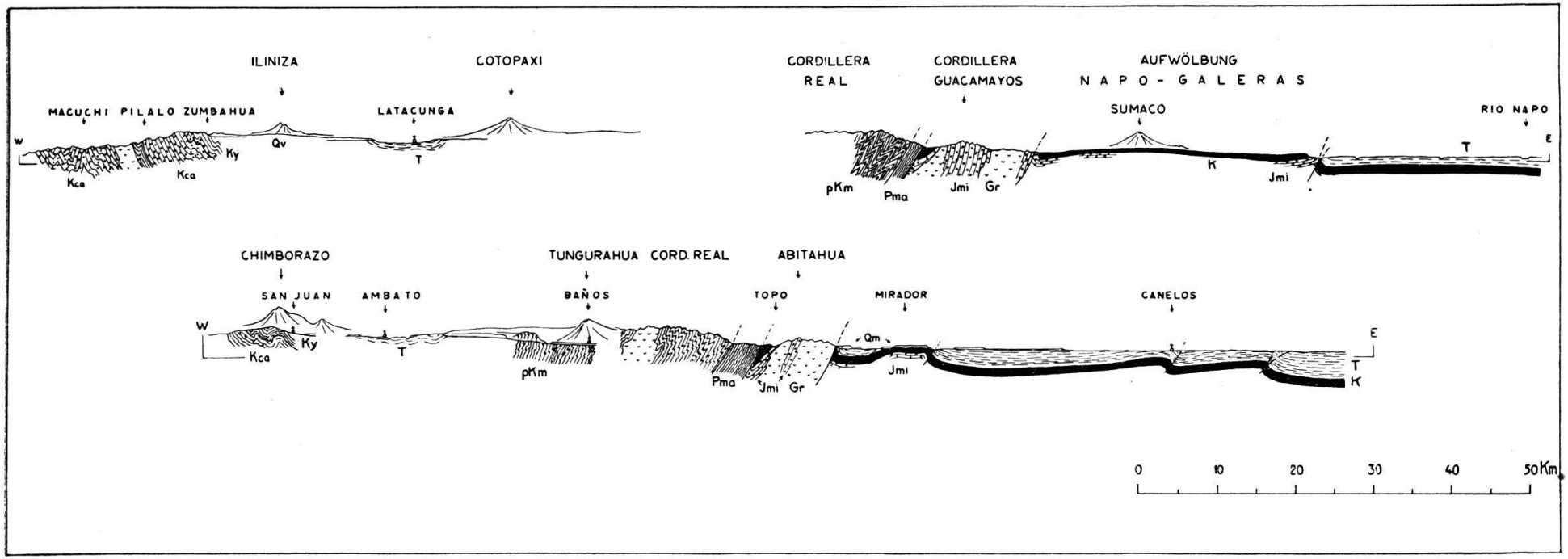

Fig. 3. Geologische Querprofile durch Ost-Ekuador

Qm Mesa; T Tertiär; Ky Yunguilla-Form. (Maestricht.); Q Quartär: Qv Vulk. Material, Kca Callo-Form. (Cenoman.-Senon.); K Tena-Napo-Hollin-Form. (Maestricht.-Apt.); Gr Granodiorit der Kreide; Jmi Misahualli-Chapiza Form. (ob.-mittl. Jura); Jma Margajitas-Form. (Pal.); pKm Kristalline Schiefer und Intrusiva (Präkambr. und metam. Pal.).

mit dem Faltenbau des subandinen Troges als mit der komplizierten Struktur der Andenkordillere vergleichen.

Die *Aufwölbung von Napo-Galeras* ist eine bis 40 km breite und über 150 km lange ovale Struktur, die am Rio Napo nach S und gegen den Rio Aguarico hin nach N abtaucht. Ihre Achse ist parallel zu den Anden. Die Gewölbedecke wird aus fast flach liegenden Napokalken gebildet. Die W-Flanke ist grösstenteils in das Verwerfungssystem des Andenrandes miteinbezogen. Die steile, flexurartige E-Flanke ist in den Galerasbergen aufgebrochen und scheinbar nach E überkippt oder leicht überschoben. Der Innenbau ist unbekannt, da unter den Hollinsandsteinen nur sehr wenig Misahualli zum Vorschein kommt. Da diese Formation in den benachbarten Andenketten immer mit Granodioritintrusionen verbunden ist, liegt die Vermutung nahe, dass im Kern der Napo-Aufwölbung ebenfalls granodioritische Massen vorhanden sind. In ihrem zentralen Teil wird das Napo-Gewölbe vom Vulkan Sumaco durchstoßen (alkalische Laven, Lit. 16), der in historischer Zeit noch aktiv war.

Das Gegenstück der Napo-Galeras-Aufwölbung ist im S die *Aufwölbung der Cutucús.* Diese taucht am Pastazafluss auf, hat als Ganzes ein andines Streichen und bifurkiert südwärts in einen breiten Westsattel, die West-Cutucús, und einen schmalen, in das Gebiet zwischen Rio Santiago und Rio Morona abtauchenden Ostsattel. Die W-Flanke der Cutucús verschwindet zu einem grossen Teil unter dem Quartär des Upanotales, scheint aber, ähnlich der Napo-West-Flanke, sehr gebrochen zu sein. Die E-Flanke ist steil und flexur-artig.

Gleichsam als Verbindungsstück der Aufwölbungen von Napo-Galeras und der Cutucús liegt halbwegs zwischen beiden die kurze *Antiklinalstruktur von Mirador,* deren Kern aus Napokalken aufgebaut ist.

Dem E-Rand der Napo-Mirador-Cutucú-Schwelle entlang verläuft ein langer Streifen von „en échelon" angeordneten *Antiklinalen,* deren Ostflanken stets nach E überkippt oder vielleicht gar überschoben sind. (Die „Shell Co. of Ecuador" hat in den letzten Jahren auf drei dieser Strukturen, d. h. *Vuano, Macuma* und *Cangaime,* Versuchsbohrungen abgeteuft, die aber nicht fündig wurden.)

In den östlich anschliessenden, tektonisch tieferen Gebieten ist die Oberflächengeologie vom Quartär derart maskiert, dass die Strukturverhältnisse des Untergrundes meist nur mit Hilfe von geophysikalischen Methoden erforscht werden können.

Wenden wir uns von der Cordillera Real westwärts, so finden wir den Westabfall der kristallinen Hauptanden unter die mio-pliozänen Becken der intra-andinen Depression verschwinden. Das Kontaktgebiet ist unter einer mächtigen Decke vulkanischen Materials verborgen, das von der östlichen Vulkanreihe herstammt. Dasselbe gilt für die E-Flanke der Westanden, der die westliche Vulkanreihe aufgesetzt ist. Die reihenförmige Anordnung der meisten ekuadorianischen Vulkane in zwei Parallelzüge, die sich westlich und östlich der intra-andinen Depression gegenüberstehen, führt zur Annahme eines Grabeneinbruches zwischen West- und Hauptkordillere (Cordillera Real), dem die intra-montanen Miopliozän-Becken von Loja, Cuenca und Latacunga ihre Erhaltung verdanken. Auf dem westlichen bzw. östlichen Randbruch (oder Flexur) wären die westlichen Vulkane

z. B. Cotocachi-Pichincha-Corazon-Iliniza, Quilotoa, Carihuairazo-Chimborazo) resp. östlichen Vulkane (z. B. Cayambe-Antisana-Cotopaxi-Tungurahua-Altar und Azuay) aufgesetzt.

Tatsächlich machen die intra-montanen Tertiärbecken den Eindruck einer zwischen den Andenketten eingeklemmten und relativ stark zusammengepressten Grabenausfüllung.

Die *Westanden* (Cordillera Occidental) sind zur Hauptsache aus kretazischen Pyroklasten, Laven und Kieselschiefern aufgebaut. Auf ihrer E-Flanke zwischen NW von Quito und der Eisenbahnlinie Guayaquil—Quito begleiten eng gescharte Faltenbündel der obersten Kreide (Maestrichtin) die westwärts anschliessenden älteren Kreide-Porphyrite und Kieselschiefer, deren tektonischer Bau sehr kompliziert und noch wenig untersucht ist. Oft kann aber über weite Strecken auch innerhalb der älteren Formationen ein vorherrschendes Einfallen nach E beobachtet werden, so z. B. entlang der Strasse Quito—Sto. Domingo und Zumbahua—Macuchi. Daraus mag auf eine nach W gerichtete Faltungs- und Schuppungstendenz geschlossen werden, ein schwaches Gegenstück zur deutlich ostwärts gerichteten Schuppung und Faltung der östlichen Andenketten und des subandinen Vorlandes. Aber sowohl im Osten wie im Westen sind alle Faltungserscheinungen autochthoner Natur.

Im grossen und ganzen findet in Ekuador ein ausnahmsweise starker Zusammenschub der andinen Geosynklinale statt. Dies ist sehr begreiflich, liegt Ekuador doch im Umbiegungsgebiet der NE-SW streichenden columbianischen Anden und der NW-SE verlaufenden peruanischen Anden. In dieser Beuge, wo die Andenketten an ihrer schmalsten Stelle E von Guayaquil auf einer Querdistanz von nur 100 km geschart sind, stösst der brasilianische Schild am weitesten gegen W und damit gegen die pazifische Masse vor. An dieser Umbiegungsstelle fand auch ein seit der Kreidezeit fast andauernder Vulkanismus statt. Während aber zur Kreide- und Tertiärzeit die vulkanische Ausbruchstätigkeit auf das Gebiet der heutigen Westanden und der heutigen Küstenzone beschränkt war, wanderte sie im Spättertiär ostwärts und ist gegenwärtig am Ostrand der ekuadorianischen Anden angelangt.

Die Strukturverhältnisse der *Küstenzone* ergeben infolge der zahlreichen Verwerfungen ein verworrenes Bild. Im Guayas-Manabí-Gebiet ist die *Daule-Schwelle* das strukturbeherrschende Element. Um ihren Süd- und SW-Rand ist die Flankenstruktur der Cordillera Colonche-Chongon hochgehoben. Nordwestlich davon verlaufen parallel bis subparallel zur Daule-Schwelle die zerhackten Strukturreste der Zone Montecristi-Cerros de la Hoja, Montanas de Jama. Südlich des Progresobeckens folgt subparallel zur Cordillera Colonche-Chongón die paleozäne Hügelzone von Azugar-Estancia-Engabao, ebenfalls laramidische oder früh-alpine Faltenreste, deren Struktur durch nachträgliche Phasen von Bruchfaltung verwickelt wurde.

Zum Schluss soll noch kurz das gravimetrische Querprofil Ekuadors erwähnt werden. Dieses Profil ist gekennzeichnet durch eine Schweresynklinale (negative Anomalie), deren Achse (Linie des maximalen Schweredefizites) in das Gebiet der intra-andinen Depression fällt. Der Ostschenkel dieser Anomalie steigt sanft gegen E, also gegen den brasilianischen

biet der Daule-Schwelle zu einer hoch-positiven Anomalie (Schwere-Überschuss).

IV. Geologische Geschichte

Aus den angeführten stratigraphischen und tektonischen Ergebnissen lässt sich die geologische Geschichte Ekuadors folgendermassen rekonstruieren:

1. Die prä-oberkarbonischen Sedimente (Pumbuiza, Margajitas) bilden die Überreste einer früh-paleozoischen Geosynklinale. Wir haben keine An-Schild an. Ihr W-Schenkel ist unregelmässig ansteigend und wird im Gehaltspunkte darüber, ob diese voroberkarbonisch gefaltet und denudiert wurde.

2. Mit der Transgression des Oberkarbons setzte eine Phase der Inundation ein, die möglicherweise bis an das Ende der Liaszeit (Santiago) andauerte. Infolge Fehlens kontinuierlicher Profile haben wir nur eine lückenhafte Kenntnis der paläozoischen und früh-mesozoischen Geschichte Ekuadors. Sicher muss im Oberkarbon und/oder Lias eine, wenn auch nur schwache, vulkanische Tätigkeit stattgefunden haben (eruptive Gänge im Macuma, die am Kontakt mit dem Chapiza abgeschnitten sind; Tuffe im Santiago). Vor Ablagerung des Chapiza kam es zu orogenetischen Bewegungen mit nachträglicher, tiefgreifender Denudation. Nur so kann das Übergreifen des Chapiza auf Macuma erklärt werden.

3. Das Chapiza (mittlerer Jura bis vielleicht Unterneokom) mit seiner kontinentalen bis lagunären Fazies (Salzwasserquellen) entspricht einer ausgesprochenen Regressionsphase. Die grosse Menge klastischen Materials, aus dem das Chapiza aufgebaut ist, dürfte von dem seit der mittleren Jurazeit in steter Hebung begriffenen brasilianischen Block herstammen. Gegen das Ende der Jurazeit erfolgte eine weitausgedehnte vulkanische Ausbruchstätigkeit, welche ganz Ekuador umfasst (Misahualli-Piñon). Darauf setzten orogenetische Bewegungen ein, die noch vor dem oberen Neokom ihren Abschluss fanden. Dieser *spätjurassischen bis unterneokomen Orogenese* („Nevadan Orogeny") verdanken die Anden ihre erste embryonale Anlage, wie sich aus der regionalen Verbreitung der verschiedenen Kreide-Fazies entlang andiner Richtungslinien ergibt. Dieser Faltungsphase dürften gewisse Granodiorit-Intrusionen angehören (Pascuales, Topo?).

4. Schon während der Unterkreide beginnt in Ost-Ekuador eine westwärts fortschreitende neue marine Inundation. Die Hollin-Napo-Sequenz (Oberneocomien-Untersenonien) transgrediert auf breiter Front westwärts, erreicht aber erst im Cenomanien-Turonien (Calentura) das heutige Küstengebiet Ekuadors. Die spätjurassischen Anden können somit nur aus niederen, nur wenig über Meer ragenden, oszillierenden Bodenschwellen bestanden haben. Diese hatten eine deutlich andine Richtung, wie sich aus der Persistenz der Napo-Fazies in N-S Richtung sowie aus der faziellen Verschiedenartigkeit des Callo (pyroklastische Fazies Westekuadors) und des oberen

Napo (rein marine Kalk-Ton-Fazies ohne bemerkenswerte vulkanische Beimengungen) ergibt. Auf den andinen Bodenschwellen und ebenso in dem westlich anschliessenden Seichtmeer muss sich in postturoner Zeit ein intensiver Vulkanismus entwickelt haben (pyroklastische Fazies des Callo), dessen Aschen das Gebiet des Napomeeres aber kaum erreichen konnten.

5. Während im heutigen Küstengebiet seichtmeerische Sedimentation bis ins Untereozän andauerte (durchgehende Sequenz Callo-Guayaquil-San José (Estancia)), kam es während des Senons im Gebiet der heutigen Ostanden und des angrenzenden subandinen Troges zu einer bedeutenden Hebung (*„Laramide Orogeny"*), begleitet von intensiver Erosion (Konglomeratzonen an der Basis der westandinen Yunguilla-Formation, Basissand der Tena Red Beds, und Schichtlücke an der Napo-Tena Grenze).

6. Aber erst im Intervall Untereozän-Mitteleozän kam es zu einem definitiven Auftauchen der heutigen Anden infolge einer das ganze Andengebiet und Westekuador umfassenden Faltung (*Alpine Orogenese* der Anden; G. Steinmann's *„Incaische Faltung"*). Vermutlich weitere Intrusion von Granodioriten während der laramidischen und/oder incaischen Orogenese (Baeza, Topo?, Saloya).

7. Die darauffolgende Denudation vermochte die Anden nicht mehr bis auf Meereshöhe abzutragen, nur im Küstengebiet fand genügend Nivellierung und Senkung statt, um einer im Mitteleozän beginnenden erneuten *marinen Transgression* (San Eduardo-Kalk) Platz zu machen. Über Meer bleiben im Küstengebiet nur die *Daule-Schwelle* und ein mit ihr verbundener Streifen längs den Westanden.

Ruhigere Verhältnisse scheinen in der subandinen Zone vorgeherrscht zu haben. Die Tiyuyacu-Formation nimmt wahrscheinlich eine dem San Eduardo-Kalk analoge Stellung ein. Ihre Konglomerate deuten auf eine gesteigerte Erosionsphase in den benachbarten Anden und zugleich auf den Beginn eines neuen Sedimentationszyklus im Gebiet der subandinen Vortiefe. Eine Winkeldiskordanz ist an der Basis des Tiyuyacu bis heute nicht beobachtet worden, es kann aber wohl eine Schichtlücke vorhanden sein, entstanden durch mangelnde bis fehlende Sedimentation.

Westlich der Anden bleibt der vom Meer eingenommene Raum vom Mitteleozän bis ins Mitteloligozän ziemlich konstant. In der gleichen Zeit findet östlich der Anden eine schnelle Verlandung statt, dem seichtmeerischen bis lagunären Chalcana folgt das kontinentale Arajuno.

8. Nach einer kurzdauernden Hebung des Küstengebietes, im späten Mitteloligozän erfolgte dort eine allgemeine Senkung, die nun auch die Daule-Schwelle erfasste und zur *Miozän-Transgression* führte. Das Andengebiet hatte inzwischen eine derartige Abtragung erfahren, dass vielleicht schwach brackisches Wasser bis in das Gebiet von Cuenca vordringen konnte.

Die spätoligozäne bis frühmiozäne Erosionsphase der Anden kommt zum Ausdruck im Auftreten grösserer Geröllhorizonte (Chambira-Ushpa) in der subandinen Vortiefe, während die nachfolgende Senkung dieses Gebietes durch die schwach brackische Fazies der Curaray-Formation angedeutet wird.

9. Während der ganzen Zeitspanne vom *Mitteleozän bis in das Miozän* muss im heutigen Andengebiet und örtlich auch in der Küstenzone perio-

discher Vulkanismus stattgefunden haben, wie es das etappenweise Auftreten von tuffogener Fazies und vereinzelter Intrusionen im Küstengebiet oder die, wenn auch schwache Beimengung bentonitischer Tone im Chalcana, im basalen Arajuno und besonders im Chambira-Curaray nahelegen.

10. Ihr heutiges Ausmass erhielten die Anden schliesslich durch die spät- bis post-pliozäne Hauptfaltung (*„Cascadian Orogeny"*). Als letzte Nachwirkung dieser Orogenese sind die leicht verbogenen, pleistozänen Tablazos (gehobene Meeresböden) der Küstenzone und die ebenfalls schwach gekrümmten quartären Mesas des subandinen Gebietes zu betrachten. Die Niveaudifferenzen dieser Mesas innerhalb der ersten 30 km E der Anden zeigen, dass die quartäre Hebung über 1000 m beträgt.

LITERATURVERZEICHNIS.

1. *Andrade Marin, Luciano* (1936), „Llanganati, viaje a las misteriosas montanas de Llanganati", Quito, S. 57—58.
2. — (1945), „Altitudes de la Republica del Ecuador", Quito.
3. *Barker, R. Wright* (1932), „Three species of larger foraminifera from SW Ecuador", Geol. Mag., London, Vol. 69, No. 816, S. 277—281, 1 pl.
4. — (1932), „Larger foraminifera of the Eocene of Santa Elena Peninsula, Ecuador", Geol. Mag., London, Vol. 69, No. 817, S. 302—310, 4 figs., 2 pls.
5. — (1933), „Notes on the Tablazo faunas of SW Ecuador", Geol. Mag., London, Vol. 70, S. 84.
6. — (1937), „Geology of Ecuador", Extr. from Geol. Mag., London, Vol. 74, S. 478—480.
7. *Barrington Brown, C.* (1938), „On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancón, Ecuador", Q. J. G. S., Vol. 44, S. 3, pls. 28—32.
8. *Bellowsky, M.* (1892), „Die Gesteine der ekuadorianischen Ostkordillere", Berlin, 4 to., 1 pl.
9. *Bergt, W.* (1921), „Natur und Entstehung der Gneise der ekuadorianischen Ostkordillere", Berlin.
10. *Berry, E. Willard* (1923), „Extension of Miocene Zorritos formation in Peru and Ecuador", Pan. Am. Geol., Vol. 40, S. 15—18.
11. — (1927), „Cretacic rocks of Ecuador", Pan. Am. Geol., Vol. 48, S. 37—38.
12. — (1929), „The fossil flora of the Loja basin in Southern Ecuador", John Hopkins Studies in Geology, No. 10.
13. — (1934), „Pliocene in the Cuenca basin of Ecuador", Wash. Acad. Sci., Journ., Vol. 24, No. 4, S. 184—186, 2 figs.
14. *Billingsley, P.* (1926), „Geology of the Zaruma gold district of Ecuador", Am. Inst. Min. Met. Eng., Tr., Vol. 74, S. 255—275.
15. *Boussingault, M.* (1849), „Viajes cientificos a los Andes Ecuatoriales", Paris, Laserre.
16. *Colony, R. J. & Sinclair, J. H.* (1928), „The lavas of the volcano Sumaco, Eastern Ecuador, Southamerica", Am. Journ. Sci., Vol. 16.
17. — (1932), „Igneous and metamorphic rocks of Eastern Ecuador", Annals New York Acad. Sci, Vol. 34, Aug.
18. *Cushman, J. A.* (1929), „A late-Tertiary fauna of Venezuela and other related regions", Contr. Cushman Labor. Foram. Research, Vol. 5, S. 77—101, 3 pls.

19. *Cushman, J. A. & Edwards, Pat.* (1938), „Notes on the Oligocene species of Uvigerina and Angulogerina", Contr. Cushman Labor. Foram. Research, Vol. 14, S. 74—89, pls. 13—15.
20. *Cushman, J. A. & Todd, Ruth* (1941), „Species of Uvigerina occurring in the American Miocene", Contr. Cushman Labor. Foram. Research, Vol. 17, S. 43—52, pls. 12—14.
21. *Dyott, G. W.* (1929), „The volcanoes of Ecuador", Nat. Geogr. Mag., Vol. 55, No. 1.
22. *Eggers, H.* (1894), „Das Küstengebiet von Ecuador", Deutsche Geogr. Blätter, Vol. 17, S. 265—289, mit einer Karte.
23. *Elich, E.* (1876), „Einführung in die Bildersammlung der Vulkangebirge von Ecuador", Berlin, 4 to., 2 pls.
24. — (1893), „Die Gesteine der ekuadorianischen Westkordillere vom Acatazo bis zum Iliniza".
25. — (1896), „Die Gesteine der ekuadorianischen Ostkordillere, der Berge des Ibarra Beckens und des Cayambe".
26. — (1901), „Die vulkanischen Gebirge der Ostkordillere vom Pambamarca bis zum Antisana, Ecuador".
27. *Estrado, Abelardo* (1941), „Contribucion geológica para el conocimiento de la cangagua de la region interandina y del cuaternario en general en Ecuador", Diss. Univ. Central, Quito.
28. *Galloway, J. J. & Morey, Marg.* (1929), „A lower Tertiary foraminiferal fauna from Manta, Ecuador", Bull. Am. Pal., Vol. 15, No. 55, S. 1—56, 6 pls.
29. *Granja, J. C.* (1942), „Nuestro Oriente", Quito, S. 97—206.
30. *Grosse, E.* (1935), „Compilacion de los estudios geologicos oficiales en Colombia, 1917—1933", Vol. 3, Bogotá, Impr. Nac.
31. *Heinz, R.* (1928), „Über die Oberkreide Inoceramen Südamerikas und ihre Beziehung zu denen Europas und anderer Gebiete", Beitr. z. Kenntnis der oberkretaz. Inoceramen, 5, Hamburg.
32. *Herz, R.* (1892), „Die Gesteine der ekuadorianischen Westkordillere von Pululagua bis Guagua Pichincha", 4 to., 1 pl.
33. *Hyatt, A.* (1874—75), „The Jurassic and Cretaceous ammonites collected in Southamerica by Prof. J. Orton, etc.", Proc. Boston Soc. Nat. Hist., Vol. 17, S. 365—372.
34. *Karsten H.,* (1856), „Die geognostischen Verhältnisse Neugranada's", Wien.
35. *Karsten, H.* (1886), „Géologie de l'ancienne Colombie Bolivarienne", Berlin.
36. *Landes, R. W.* (1944), „Geologia de la region sudoccidental del Ecuador", Bol. ISAP, Vol. 1, No. 3, S. 191—200.
37. *Lea, Isaac* (1868), „Description of two new Unionidae from Ecuador", Acad. Nat. Sci. Philadelphia, Proc., Vol. 12, S. 161, 162.
38. *Liddle, R. A. & Palmer, K. V. W. (1941),* „The geology and paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblián region etc.", Bull. Am. Pal., Vol. 26, No. 100, S. 357—418.
39. *Marshall, W. B. & Bowles, Edg. O.* (1932), „New fossil fresh-water mollusks from Ecua-Azogues-Biblián region etc.", Bull. Am. Pal., Vol. 26, No. 100, S. 357—418.
dor", U. S. Nat. Mus., Proc., Vol. 82, No. 2946, 7 S., 1 pl.
40. *Moore, E. L.* (1944), „Resúmen de una charla sobre la geologia de la Peninsula de Santa Elena", Vortrag anlässlich der Jahresversammlung d. Sektion Ecuador ISAP, März, Ancon, Ecuador.
41. *Olsson, A. A.* (1931—32), „Contributions to the Tertiary paleontology of northern Peru: Part 4, the Peruvian Oligocene", Bull. Am. Pal., Vol. 17, No. 63, S. 100-164. „Part 5: the Peruvian Miocene", Bull. Am. Pal., Vol. 19, No. 68, S. 1—264.
42. *Olsson, A. A.* (1942), „Tertiary deposits of northwestern Southamerica and Panama", Am. Sci. Congr., 8th., Washington, Pr., Vol. 4, S. 231—287.

43. *Oppenheim, V.* (1943), „Geologia de la Sierra de Cutucú, Frontera Peru-Ecuador", Bol. Bol. Soc. geol. Peru, Vol. 14—15, S. 104—121.
44. *Payer, Rich.* (1894), „Viajes cientificos por la Republica del Ecuador" (3 pts. Loja, Azuay und Esmeraldas). Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., Bd. 28, S. 391—393, mit einer Karte.
45. *Paz y Mino, L. T.* (1944), „El Reventador en nueva actividad", Gaceta Mun., Ano 29, No. 108, Quito, S. 241—255.
46. *Pilsbry, H. A. & Olsson, A. A.* (1941), „A Pliocene fauna from Western Ecuador", Ac. Nat. Sci. Philadelphia, Pr., Vol. 93, S. 1—79.
47. *Reiss, W.* (1901—04), „Ecuador 1870—74. Petrographische Untersuchungen. Heft 1: Die vulkanischen Gebirge der Ostkordillere von Pambamarca bis zum Antisana", bearbeitet von E. Elich, 4 to., 1901, S. 1—114. — „Heft 2: Die jüngeren Gesteine der ekuadorianischen Ostkordillere", bearbeitet von F. Tannhauser, 4 to. 1904, S. 115—186, 1 pl. — „Heft 3: Die älteren Gesteine der ekuadorianischen Ostkordillere", bearbeitet von F. v. Wolff, 4 to., 1904, S. 189—304.
48. *Reiss, W. & Stuebel, A.* (1902), „Reisen in Südamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Theil 2: Petrographische Untersuchungen von der Ostkordillere", Lief. 1, 1896, S. 1—60, pls. I—III; Lif. 2, 1902, S. 61—356, pls. I—IV. 4 to., Berlin.
49. *Sauer, W.* (1943), „Memoria explicativa del Mapa geologico de Quito", Quito, Impr. Univ. Central. Quito.
50. *Sheppard, G.* (1927), „Geology of Santa Elena Peninsula", Trans. Inst. Petrol. Tech., Vol. 13, No. 62.
51. — (1928), „Notes on the Miocene of Ecuador", Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 12, No. 6, S. 671—673.
52. — (1928), „Geology of Ancon Point, Ecuador", Journ. Geol., Vol. 36, No. 2.
53. — (1929), „The age of the Guayaquil Limestone", Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 13, No. 4, S. 383—384.
54. — (1930), „Geology of Southwest Ecuador", Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 14, No. 3, S. 263—310.
55. — (1933), „Outlines of ecuadorean geology" (2 nd pt.), Pan. Am. Geol., Vol. 59, No. 2, S. 118—120.
56. — (1934), „Geology of the interandine basin of Cuenca, Ecuador", Geol. Mag. London, Vol. 71, S. 356—370, 7 figs.
57. — (1937), „The geology of Southwestern Ecuador", London, Murby.
58. — (1938), „Geologia de la Region Interandina de la Republica del Ecuador", Univ. Central Ecuador, Quito, An. t. 60, No. 304, S. 493—510, 6 pls.
59. — (1938), „Informe sobre la existencia de depositos de carbon de piedra en Biblián", Bol. Mensual Minist. OOPP., Ano 3, Vol. 3, No. 23—25, S. 71—73.
60. *Sheppard, G. & Bushnell, G. H. S.* (1933), „Metamorphic rocks of the Eastern Andes near Cuenca, Ecuador", Geol. Mag. London, Vol. 70, No. 829, S. 321—330.
61. *Siemiradsky, J. v.* (1885), „Ein Beitrag zur Kenntnis der typischen Andesitgesteine", Dorpat.
62. *Sinclair, J. H. & Wasson, Th.* (1923), „Explorations in Eastern Ecuador", Geogr. Review, Vol. 13, No. 2, S. 190—210.
63. *Sinclair, J. H. & Berkey, C. P.* (1923), „Cherts and Igneous Rocks of the Sta. Elena Oilfield, Ecuador", Tr. Am. Inst. Min. Met. Eng., Vol. 69, S. 79—96.
64. — (1924), „Geology of Guayaquil, Ecuador, Southamerica", Am. Journ. Sci., 5 th. Ser., Vol. 7, No. 42, S. 491—497.
65. — (1929), „In the land of cinnamon, a journey in Eastern Ecuador", Geogr. Review, Vol. 19, No. 2.

66. *Stainforth, R. M. & Stevenson, F. V.* (1946), „Three new foraminifera from the Tertiary of Ecuador", Journ. Pal. Vol. 20, S. 560—565.
67. — (1948), „Applied micropaleontology in coastal Ecuador", Journ. Pal. Vol. 22, No. 2, S. 113—151.
68. *Steinmann, G.* (1929), „Geologie von Peru", Heidelberg, Karl Winter.
69. *Stuebel, A.* (1897), „Die Vulkangebirge von Ecuador", geol. top. aufgenommen und beschrieben. Leipzig, S. I—XXI, 1—556, 3 pls., mit zwei Karten 1:250 000, 4 to.
70. *Tan Sin Hok* (1936), „Zur Kenntnis der Miogypsiniden", De Ingenieur en Nederl. Indie, Vol. 3, pt. 4, S. 59.
71. *Thalmann, H. E.* (1943), „Upper Cretaceous limestones near San Juan, Prov. of Chimborazo (Western Andes), Ecuador", Abstract, Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 54, S. 1827—1828.
72. — (1944), „Notas sobre estudios paleontologicos de las formaciones Cretaceas y Terciarias en la region litoral del Ecuador", Bol. ISAP, Vol. 1, No. 3, S. 201—206.
73. — (1945), „Resumen de las investigaciones paleontologicas en el Ecuador", Ecuador Petrolero, Vol. 1, No. 1, S. 22—23.
74. — (1946), „Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador", Journ. Pal., Vol. 30, No. 3, S. 337—347.
75. — (1946), „Foraminiferal genus Rhezakina in Western Ecuador", Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 57, No. 12, Pt. 2, S. 1235, Abstrakt.
76. — (1946), „Mitteilungen über Foraminiferen V", Ecl. Geol. Helv., Vol. 39, No. 2, S. 309—314.
77. *Tschopp, H. J.* (1945), „Bosquejos de la geologia del Oriente Ecuatoriano", Bol. ISAP, Vol. 1, No. 5, S. 466—484.
78. *Vaughan, T. W.* (1924), „American and European Tertiary larger foraminifera", Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 35, S. 785—822.
79. — (1925), „Recent additions to the knowledge of the correlations of the Tertiary geologic formations etc.", 3 rd. Pan-Pacific Sci. Congr., Australia, Proc., Vol. 1, S. 867.
80. — (1926), „Foraminifera from the Upper Eocene strata of the coast of Ecuador", Proc. Nat. Acad. Sci. Philadelphia, Vol. 12, S. 530—535.
81. — (1937), „Tertiary larger foraminifera of Ecuador", in Lit. 57, chapter 5, S. 150—175, figs. 112—120.
82. *Villain, G. le* (1930), „Etat actuel de nos connaissances géologiques sur la Republique de l'Equateur", Bull. Mus. Hist. Nat. Paris, S. 331—358.
83. *Villavicencio, M.* (1858), „Geografia de la Republica del Ecuador", New York.
84. *Wagner, M.* (1870), „Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika", Stuttgart.
85. *Wasson, Th. & Sinclair, J. H.* (1927), „Geological explorations East of the Andes in Ecuador", Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 11, S. 1253—1281.
86. *Weeks, L. G.* (1947), „Paleogeography of Southamerica", Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 31, No. 7, S. 1194—1241.
87. *Wolf, Th.* (1874), „Geognostische Mittheilungen aus Ecuador", N. Jahrb. f. Min., 1874, S. 377—398.
88. — (1876), „Viajes cientificos por la Republica del Ecuador", (3 pts. Loja, Azuay and Esmeraldas), Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., Bd. 28, S. 391—393, mit einer Karte.
89. — (1892), „Geografia y geologia del Ecuador", Leipzig, Brockhaus.
90. *Wolff, F. v.* (1904), „Über das Alter der kristallinen Ostkordillere in Ecuador", Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, Protokolle, S. 94—97.
91. *Zwick, Ben, F.* (1945), „El Petroleo en el Ecuador", Ecuador Petrolero, Vol. 1, No. 1, S. 28—31 und 36.