

Zur Entstehungsgeschichte des Golfes von Mexiko

Autor(en): **Staub, Walther**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **24 (1931)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159027>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Zur Entstehungsgeschichte des Golfes von Mexiko.

VON WALTHER STAUB (Bern).

Mit 1 Tafel (III) und 6 Kärtchen.

Zusammenfassende Ergebnisse einer kurzen Forschungsreise, ausgeführt mit einer Unterstützung der „Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Bernischen Hochschule“¹⁾.

Vorwort.

Die Eigenart des Golfstromes²⁾ liegt in folgendem: Er geht wie andere warme Meeresströmungen aus den Passatdriften hervor, vor allem aus dem stärkeren Südäquatorialstrom, der sich am Ostvorsprung Südamerikas, dem Kap San Roque, teilt. Die grössere Wassermasse wird, gemeinsam mit dem Nordäquatorialstrom, auf die Nordhalbkugel abgedrängt und gelangt zum grössten Teil zwischen den kleinen Antillen durch in das amerikanische Mittelmeer. Ein kleinerer Teil folgt als Antillenstrom dem Aussenrande der Antillen und der Bahama-Inseln, um sich zuletzt mit der Floridaströmung zum Golfstrom zu vereinigen. In der Saragossasee nimmt dieser Strom das goldgelbe Golfkraut, eine Fucusart (Beerentang) mit, die 300 m lang werden kann, abgerissen und schwimmend aber weiterlebt und zum Wahrzeichen des spätern Golfstroms wird.

Die Wasser des Golfstromes erwärmen sich oberflächlich auf eine Temperatur von 24° C und strömen durch das karibische Meer und die Strasse von Yucatan der Strasse von Florida zu. Hier an dieser Austrittspforte des Golfes von Mexiko wird das Wasser durch einen natürlichen Trichter gezwängt, der im Querschnitt von Bimini nur 80 km breit und 600 m tief, d. h. siebenmal kleiner ist, als am Eingang der

¹⁾ Die mitgebrachten Gesteins- und Fossilsammlungen wurden dem geologischen Institut Bern übergeben.

²⁾ E. v. SEYDLITZ: Aussereuropäische Erdteile. Ferdinand Hirt, Breslau 1927.
G. WÜST: Florida- und Antillenstrom. Institut für Meereskunde, Berlin, Heft 12.

Floridastrasse. Die Geschwindigkeit der Strömung erreicht an der Oberfläche bis 168 cm pro Sek., oder 6 km pro Stunde, während gegen den Rand zu die Strömung etwa 60 cm pro Sek. oder 30 Seemeilen im Etmal beträgt. Die Wasserverfrachtung beläuft sich auf 90 km³ pro Stunde. Der Strom wird hiedurch zum Gefällsstrom und behält noch 500 km lang ausserhalb der Bahamabank eine Geschwindigkeit bis zu 33 Seemeilen bei. Dadurch werden die warmen Wasser rasch sehr weit nach Norden verfrachtet und gelangen schliesslich als Westwinddrift an die Küste von Europa, wo sie die täglichen Temperaturen um 4^o—5^oC zu erhöhen vermögen.

Wir können in der Erdgeschichte erst von da an von einem Golfstrom sprechen, als sich die Strassen von Yucatan und Florida geöffnet hatten. Die Entstehung dieser Strassen ist daher von besonderem geologischem Interesse.

A. Der Bau der randlichen Gebirgsketten der Ostküste von Mexiko.

Nordamerika ist erdgeschichtlich verhältnismässig einfach gebaut, zeigt aber eine grosse Vollständigkeit der geologischen Erscheinungen. Die Einfachheit beruht darin, dass dieser Kontinent, im Gegensatz zu Eurasien, nur einen alten, vorkambrisch gefalteten Festlandskern besitzt, den kanadischen Schild. Dessen Ost- und Südrand wurde im älteren Palaeozoicum eingerahmt durch die Taconicrange und deren südliche Fortsetzung, das Piedmontgebirge. Beide stellen einen westlichen Ast des kaledonischen Gebirges von Skandinavien und Schottland dar. Der Appalachtrog mit seinen reichen Erdöl- und Kohlenbildungen vom heutigen Pennsylvanien bis nach Tennessee wurde erst am Ende der Steinkohlenzeit in Falten gelegt und dem Festland eingegliedert. Diese paläozoische Gebirgsumrahmung findet eine westliche Fortsetzung in heute isolierten Gebirgshorsten im südlichen Arkansas, in Oklahoma und in Texas; ferner in isolierten Gebirgshorsten südlich vom Rio Grande, im südöstlichen Teil des Staates Coahuila und im südlichen Teil des Staates Tamaulipas. Hier treten, westlich Victoria, im sogenannten „Peregrina Uplift“, in einem Gewölbekern einer Randfalte der Sierra Madre Oriental, Granit, Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer auf, welche diskordant von permokarbonischen Grauwacken und „red beds“ bedeckt sind. Über ihnen folgen Portlandien und Tamaulipaskalk (Kreide). Unter der heutigen mexikanischen Küstenebene breitet sich demnach eine südliche aber völlig abgetragene, später zerstückelte und meist zugedeckte Fortsetzung der altgefalteten Umrahmung der nordamerikanischen Kontinentalmasse aus, welche fast senkrecht auf die jüngeren Gebirgsketten stösst. Sie verschmälert sich nach Süden und endet im heutigen mexikanischen Erdölgebiet von Tampico.

Im Mesozoicum wurde die alte amerikanische Kontinentalmasse durch die Angliederung der breiten, an vulkanischen Ereignissen reichen, westlichen Gebirgsketten vergrössert und diese NNW-SSE verlaufenden, parallelen Ketten und Mulden setzen sich im mexikanischen Hochland und seinen Randkordilleren fort. Mit ihrer Auffaltung am Ende der Kreidezeit wurde das Meer endgültig vom heutigen amerikanischen Kontinent verdrängt. Es bespülte von da an nur noch dessen Randgebiete.

Die Gebirgsketten des mexikanischen Hochlands sind verschiedenartig. Die Westkette oder Sierra Madre Occidental, wurde wie die Sierra Nevada der U. S. A. am Ende der Jurazeit aufgefaltet und blieb von da an Festland (Andine Phase). Mit der Auffaltung verbunden war die Intrusion gewaltiger granitischer Batholithe. Die Sierra Madre Oriental dagegen wurde, wie das Felsengebirge, erst am Ende der Kreidezeit über das Meer gehoben. Auch hier spielte sich die Gebirgsbildung in mehreren Teilphasen ab. Sie ergeben sich in eindeutiger Weise aus dem vortrefflichen Werke von C. BURCKHARDT (3). Aus den Faziesverhältnissen und der Transgression des *Portlandien* in Ostmexiko lässt sich schliessen, dass sich bereits am Ende der Jurazeit an Stelle der späteren Sierra Madre Oriental eine untermeerische Schwelle hinzog. Hiefür sprechen die Aufschlüsse bituminöser, kupferhaltiger und kohlehaltiger Schiefer bei Huayacocotla (im Staate Vera Cruz), in Teziutlan (Staat Puebla), und schliesslich die Ergebnisse von Bohrungen im Pánuco-Erdölgebiet. Diese Barre trennte im oberjurassischen Meer eine Bucht, etwa das heutige Petrolgebiet umfassend, ab, in welcher die eben erwähnten bituminösen, z. T. kupferhaltigen Schiefer zur Ablagerung kamen. Die oberjurassischen bituminösen Schiefer werden heute als die primäre Erdölformation von Ostmexiko angesehen. Die Schwelle erlitt vor der Transgression der Mittelkreide (*Gault*), durch eine weitere gebirgsbildende Bewegung eine Verbreiterung. Auf einem untermeerischen Rücken, an Stelle der heutigen Sierra Madre Oriental, kam, auch nach C. BURCKHARDT, die *Rudistenfazies* der mexikanischen Mittelkreide zur Ablagerung, während in den tieferen Teilen des Meeres im Westen und Osten der Schwelle die *Cephalopodenfazies* sich ausbreiten konnte. Am Ende des *Cenomans* setzen gebirgsbildende Bewegungen ein. Die Wasser wurden nach Osten gedrängt, so dass die Meere des *Turons* und des *Senons* nur mehr in der Region der heutigen Ostküste von Mexiko und in Texas ihre Verbreitung fanden. Es lassen sich hier *cephalopodenreiche* Ablagerungen im Norden (Rio Grande-Gebiet) von *foraminiferenreichen* Bildungen im Süden (Pánucogebiet) trennen. Gegen Osten zu zog sich im Turon noch ein Meerarm am Südrand der Appalachen hin, der aber in der spätern Senonzeit verschwand. Das Hochland von Mexiko tauchte also mit dem Ende der Cenomanzeit endgültig aus dem Meere empor. Zwischen Turon und unterem Senon (San Felipeschichten, Mendezmergel) lässt sich an der Ost-

küste von Mexiko keine Diskordanz feststellen. Die Velasco mergel (*Maastrichtien*) aber bedecken stellenweise eine abgetragene Unterlage, so speziell im südlichen Petroleumfeld.

Die Auffaltung der Sierra Madre Oriental war, wie diejenige des Felsengebirges, mit der Intrusion von syenitischen und granodioritischen Magmen verbunden, welche Kupfererze und später silberhaltige Blei- und Zinklösungen brachten. Diese Intrusionen finden sich heute vorwiegend in den Sierran Tamaulipas, San Carlos, Lampazos verbreitet, wo sie als mächtige Lakkolithe und Lagen die Kreidegesteine durchbrechen.

Lagen am Ende der Jurazeit Nordamerika und Eurasien als eine Kontinentalmasse noch eng aneinander, so ist dies für die Zeit der Laramischen Faltungsphasen nicht mehr in dieser starren Form anzunehmen (vgl. Fig. 2 und 3). Die mexikanischen und die mittelamerikanischen Kordilleren umgaben damals geschlossen das West- und Südende des altamerikanischen Kontinentalrandes und endeten wohl zeitweilig schon frei gegen Südosten. Eine Landverbindung mit Südamerika, wie sie von amerikanischen Paläontologen angenommen wird, ist nur insofern denkbar, als sich für kurze Zeit die ebenfalls frei endenden Andenketten des heutigen Kolumbien mit denjenigen von Mittelamerika berührt haben konnten. Die Verwandtschaft der paläozänen Säugetierfaunen von hüben und drüben könnte aber auf einem andern, viel weitläufigeren Wege realisiert worden sein.¹⁾

Mit Beginn des Eozäns, Midwaystufe (*Montien, Thanétien*) finden wir in Ostmexiko Meeresablagerungen wahrscheinlich nur im Grenzgebiet des Rio Grande del Norte. Sie setzen sich nach Süden auf mexikanisches Gebiet nur bis nördlich der heutigen Sierra San Carlos fort. In der Zeit der Wilcoxstufe (*Sparnacien, Ypresien*) erfüllte das Meer einen langgezogenen Trog am Fusse der Sierra Madre Oriental. Es kamen hier die flyschähnlichen Chicontepecschichten zur Ablagerung. Die Wilcoxstufe von Texas zeigt in ihrer nicht marinen Ausbildung mit Kohlenzwischenlagen an, dass beginnende tektonische Bewegungen diese ältesten Tertiärmeere am Ende der Wilcoxzeit stark nach Osten abdrängten. Ein letzter Paroxysmus führte auch zur Faltung der Chicontepecschichten. Mit dieser letzten Faltungsphase erst ist die Bildung der Sierra Madre Oriental beendet (letzte Laramiephase). Porphyrische Stöcke zeigen die vulkanische Tätigkeit während dieser Erdkrustenbewegungen an. Die Faltungsrichtung dieser letzten Phase verlief nicht mehr parallel der alten NNW-SSE-Schwelle, sondern, entsprechend einer SW-Bewegung der amerikanischen Kontinentalmasse, etwas schräg zu derselben, so dass die Randfalten der Sierra Madre Oriental heute als schräge Kulissen gegen die Ostküste von Mexiko heraustreten. Von Norden nach Süden schreitend,

¹⁾ Vergl. H. v. IHERING, Geschichte des Atlantischen Ozeans, Jena, Gustav Fischer, 1927, wo die Existenz dieser Landbrücke auch bestritten wird.

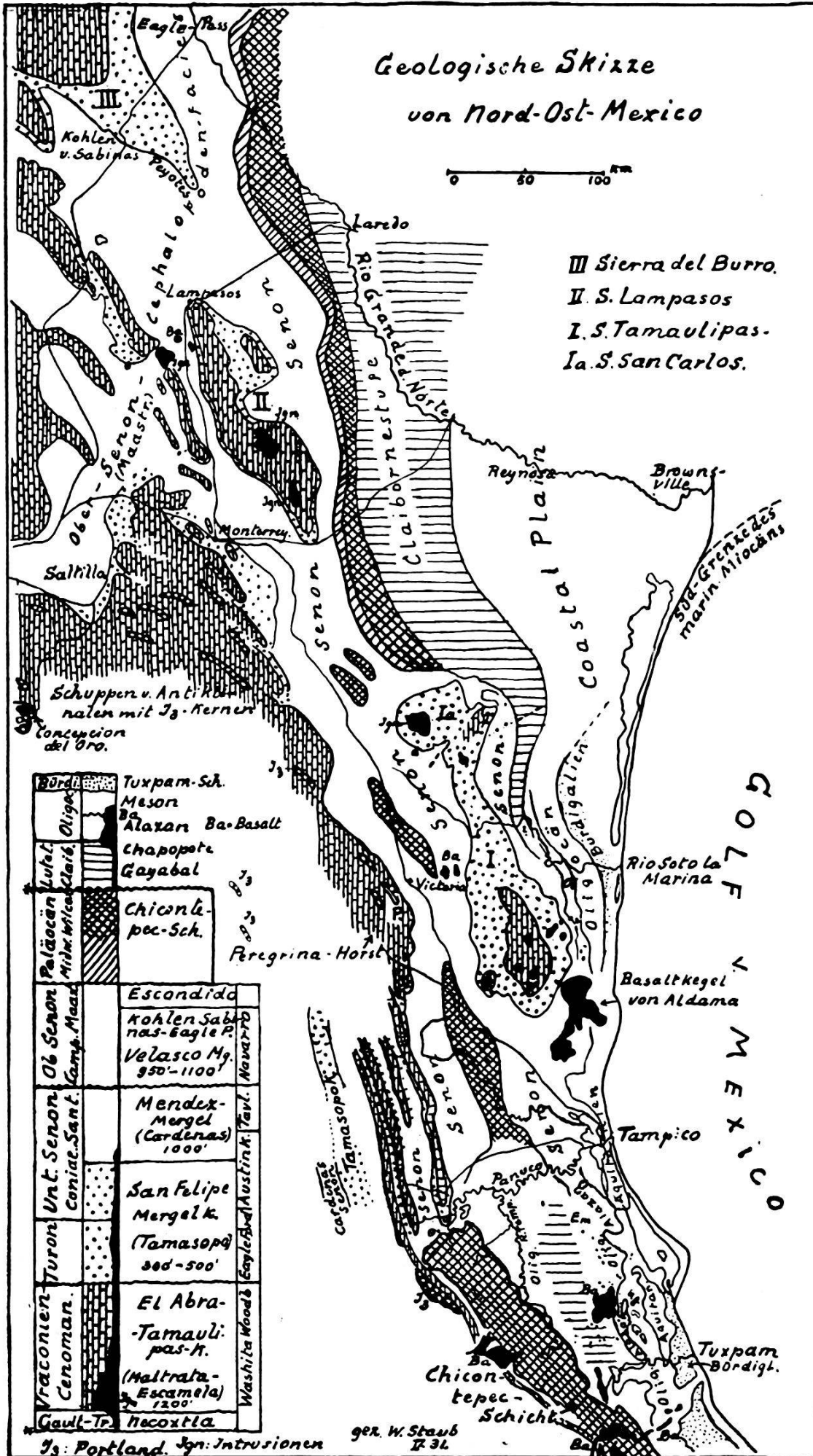


Fig. 1.

übernimmt stets die südliche Falte die Rolle der nördlich abtauchenden Randkette.

Die Sierra Tamaulipas, ein Gebirgszug, der bis nördlich Tampico der Sierra Madre Oriental östlich vorgelagert ist, und der sich am Rio Grande vom Felsengebirge abzweigt, wird von dieser letzten gebirgsbildenden Phase ebenfalls überprägt. Dieser östlichste Gebirgszug von Nord-Ost-Mexiko, dessen letzte Reste als verdeckte und unter jüngern Sedimenten begrabene Kreiderücken unter den heutigen Petroleumfeldern nachgewiesen sind, zeigt im Querschnitt einen völlig andern Bau als die Sierra Madre Oriental. Die Sierra Madre Oriental setzt sich z. B. zwischen Monterrey und Saltillo zusammen aus schmalen überfalteten Antiklinalen mit Schuppenbildungen und Kernen aus oberjurassischen Sedimenten, die Sierra Tamaulipas dagegen und ihre nördliche Fortsetzung bis zur Sierra del Burro zeigt breitangelegte, z. T. domförmig quergewölbte Aufhebungen mit Kernen aus Intrusivgesteinen. Diese zweite Art der Falten wird am besten als Grundfalten bezeichnet. Der Gegensatz im Charakter dieser beiden Faltenarten findet wohl seine Erklärung darin, dass im Osten bis ins Petroleumgebiet von Pánuco unter den Kreideablagerungen der alte paläozoische Festlandsockel anzunehmen ist. Im Westen fehlt er, dagegen zeigen die Aufschlüsse der oberjurassischen Schichten die Randregion dieser Kontinentalmasse an. Dieser Westrand hemmte offenbar die freie Entwicklung der Falten der Sierra Madre Oriental. Möglicherweise deutet auch die linienförmige Anordnung der älteren Intrusivgesteine in den Sierras Tamaulipas, San Carlos, Papagayos, Lampazos den Verlauf des alten Festlandrandes an (siehe Kartenskizze).

Mit der letzten laramischen Faltungsphase am Ende des Paläozäns wird die ganze Ostküste von Mexiko in **drei Becken** geteilt:

1. in das Rio Grande-Becken mit der tertiären Gulfserie zu beiden Seiten des Rio Grande del Norte, 2. in das tertiäre Becken des Petroleumgebietes von Ostmexiko, vom Rio Pánuco bis nach Papantla und Misantla und 3. in das Tertiärbecken des Isthmus von Tehuantepec mit den grossen Schwemmlandebenen südlich der heutigen Hafenstadt Vera Cruz. Die Becken 1 und 2 werden durch die Sierra Tamaulipas und ihre nördliche Fortsetzung getrennt, die Becken 2 und 3 durch ein nach Osten Vortreten der Sierra Madre Oriental im Misantlagebiet.

In der Umrahmung von Becken 2 bietet das ostwärts Vortreten der Sierra Madre Oriental im Oberlauf des Rio Pánuco, südlich vom Durchbruch des Rio Tamuin, besonderes Interesse. Es hängt dieses Vortreten wohl ebenfalls mit dem Untertauchen und dem Aufhören des alten Kontinentalrandes zusammen. Sollte die Verbreitung des Erdöls im Becken 2 nicht ähnlich, wie dies für Sumatra, Java und Borneo erwiesen ist, auf die Randregion des alten Kontinents hindeuten und auf diese beschränkt sein?

B. Die marinen Ablagerungen der Tertiärzeit.

Teilbecken 1. In allen drei erwähnten Teilbecken in der Umrahmung des heutigen Golfes von Mexiko, überlagern Sedimente des Mittel-eozäns (*Lutetien*) diskordant ältergefaltete Gesteine. Diese mittel-eozänen Schichten greifen transgredierend von Osten her über eine stark abgetragene Unterlage weg (Fig. 4). Die Gleichstellung der Tertiär-ablagerungen in den einzelnen Becken ist nicht ganz einfach und dürfte noch nicht abgeschlossen sein.

Im Rio Grande-Becken ist die Claibornestufe (*Lutetien*, *Auversien*) sehr mächtig. Das Fehlen von Grossforaminiferen zeigt hier ein kühleres Klima für die Eozänzeit an. Die Claibornestufe wird überdeckt von den obereozänen Frio- und Fayetteschichten, die hier der Jacksontransgression oder dem Ocalakalk von Florida (*Bartonien*, *Ludien*) entsprechen.

Das Eozän wird in Texas überdeckt von der sandig-tonigen nicht marinen Corriganstufe, welche das Oligozän vertritt. Auch die miozänen und pliozänen Ablagerungen von Texas sind lagunäre oder terrestrische Bildungen.

In Florida dagegen, in Georgia und Alabama bis zum Mississippi liegt über dem Ocalakalk, die marine unteroligozäne Vicksbourgruppe (mit Grossforaminiferen), welche von der Chattahoocheformation (*Stampien*) bedeckt ist. *Chattien* und *Aquitani* sind durch die Tampaformation vertreten, das *Burdigalien* durch die Alum-Bluff-Formation. Von besonderem Interesse sind die dem *Sarmatien* Südrusslands gleichgestellten Choctawhatcheemergel von West-florida.

Teilbecken 2. Im Petroleumgebiet des Rio Pánuco werden von den Erdölgeologen bis südlich Papantla von oben nach unten folgende Schichtstufen unterschieden:

Burdigalien. Tuxpamstufe. Gegen das Landinnere stark konglomeratisch, am Meeresufer von Papantla bis nördlich Tuxpam als mergelige, sandige Kalke und gelbe sandige Tone ausgebildet. Viel Steinkerne von Zweischalern, *Pecten condylomatus* DALL., *Clypeaster pilaeus* ISR. (früher als *Cl. meridanensis* MICH. beschrieben). *Miogypsinen*, *Operculinen*. Die Schichten bilden eine schwach gegen das Meer zu geneigte, gegen das Landesinnere hin zerschnittene Tafel und sind die **jüngsten** miozänen Ablagerungen des Teilbeckens. Jüngere marine Ablagerungen fehlen.

Aufschlüsse des Burdigalien sind ferner bekannt vom Loma Chamal am Rio Soto la Marina (Tamaulipas) mit *Clypeaster crustulum* MICH., *Cl. Stubi* LAMBERT. Aus diesem Gebiet gibt E. BöSE (2 pag. 128) Fundstellen vom Arroyo Chorreras bei San Fernando und vom Rio Conchos an. Es sind dies die nördlichsten Fundstellen von marinem Untermiozän. Sie liegen bereits am Südrand des Teilbeckens 1. Weiter

Fig. 2. Mexiko als Teil der Tethys nach Auffaltung der Westkordillere (Andine Phase). Verbreitung des Portlandien. In Ostmexiko liegen Kimmeridgien (wenn vorhanden), Portlandien und Neocomien konkordant. Die Gebirge der grossen Antillen, wenn schon aufgefaltet, lagen eng an Mittelamerika an. Nordamerika und Eurasien bildeten eine zusammenhängende Landmasse. Die Pfeile geben die Wanderungsrichtung der Faunen an. Faziesverhältnisse zusammengestellt nach C. BURCKHARDT und CH. SCHUCHERT. 1 submarine Schwelle an Stelle der spätern Sierra Madre Oriental.

Fig. 3. Mittlere Kreide. Die submarine Schwelle der Ostkordillere erlitt eine neue Faltung vor Transgression des Gault (Albien). Auf diesem submarinen Rücken an Stelle der Sierra Madre Oriental kam die Rudistenfazies der mittleren Kreide zur Ablagerung. Nach dem Vraconien-Cenomanien Einsetzen erneuter Bewegungen, welche das Meer nach Osten und Norden warfen (Turon-Transgression). Vorphase der Laramiefaltungen. Yucatan und Florida hingen als Festlandsstück noch mit den Bahamas zusammen. Die grossen Antillen lagen eng an Mittelamerika an.

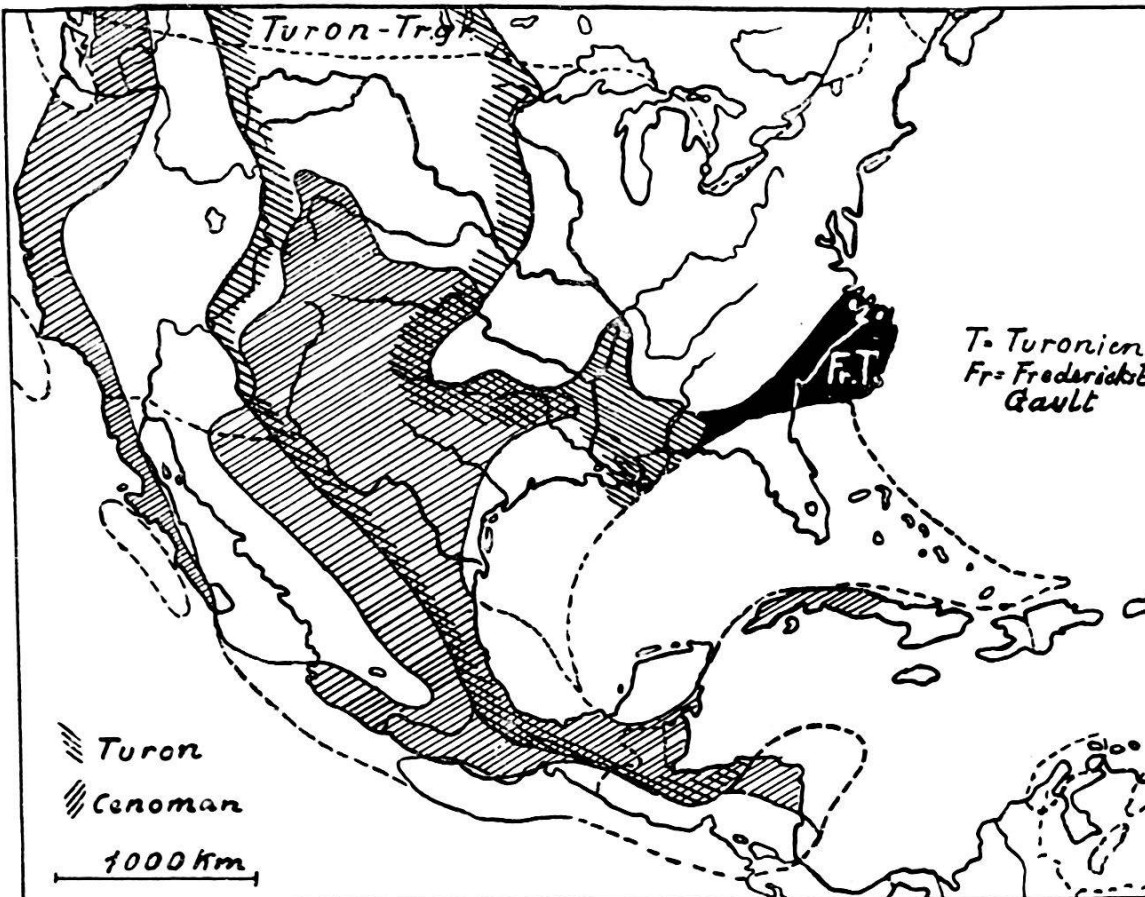
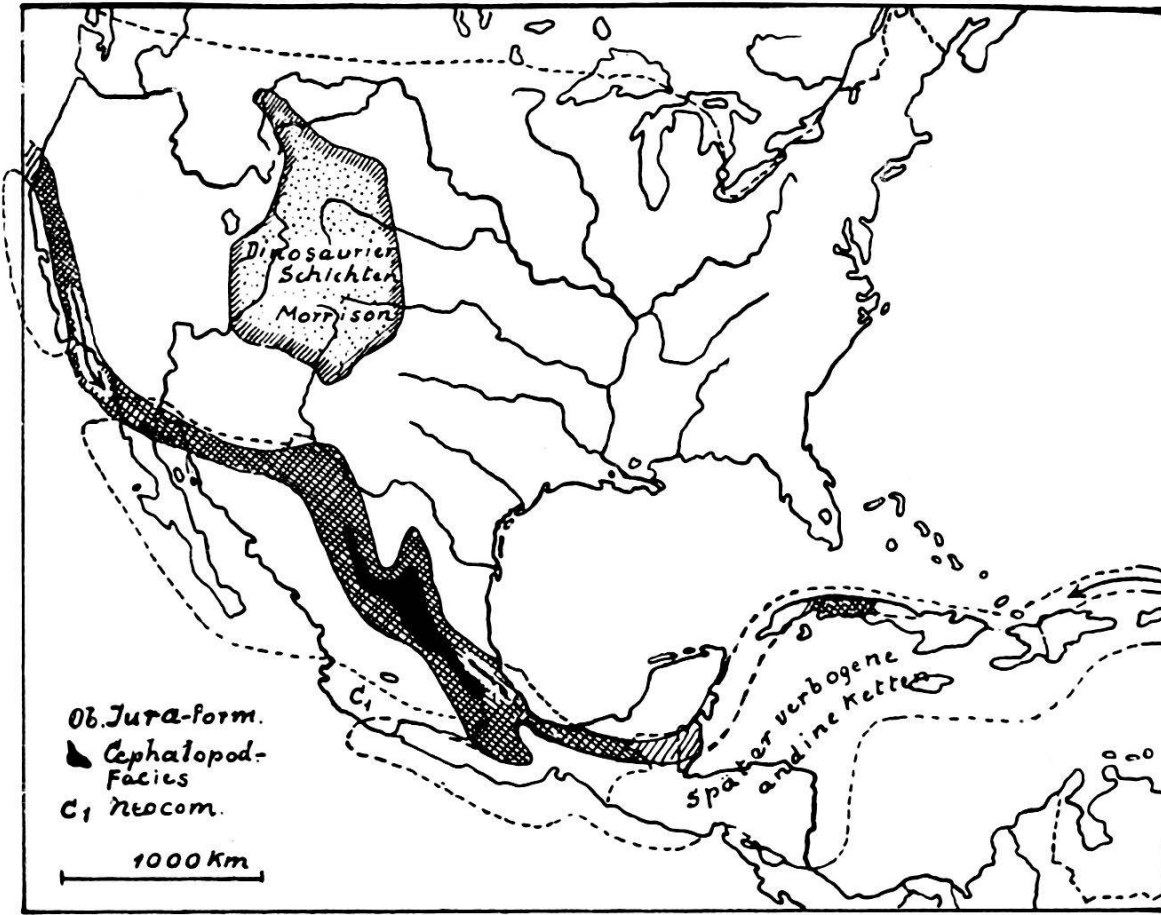
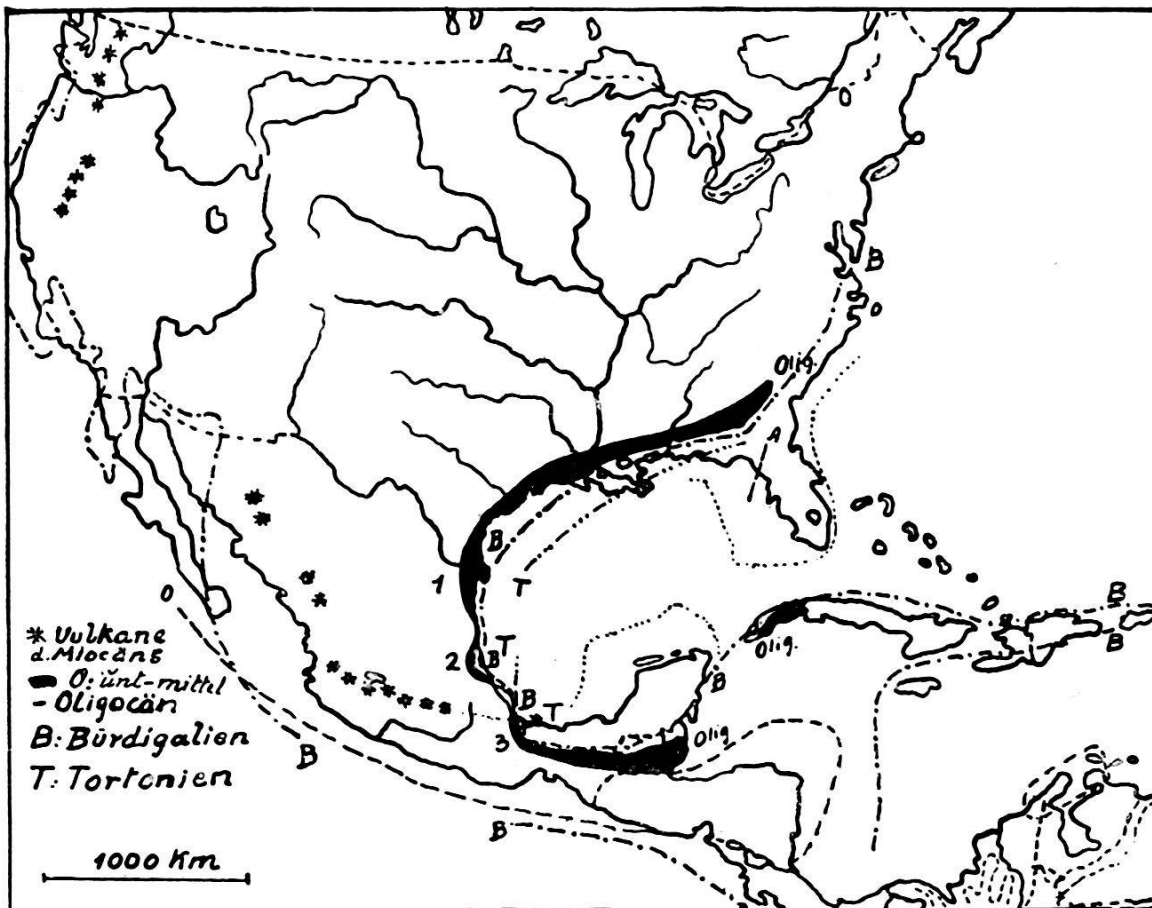
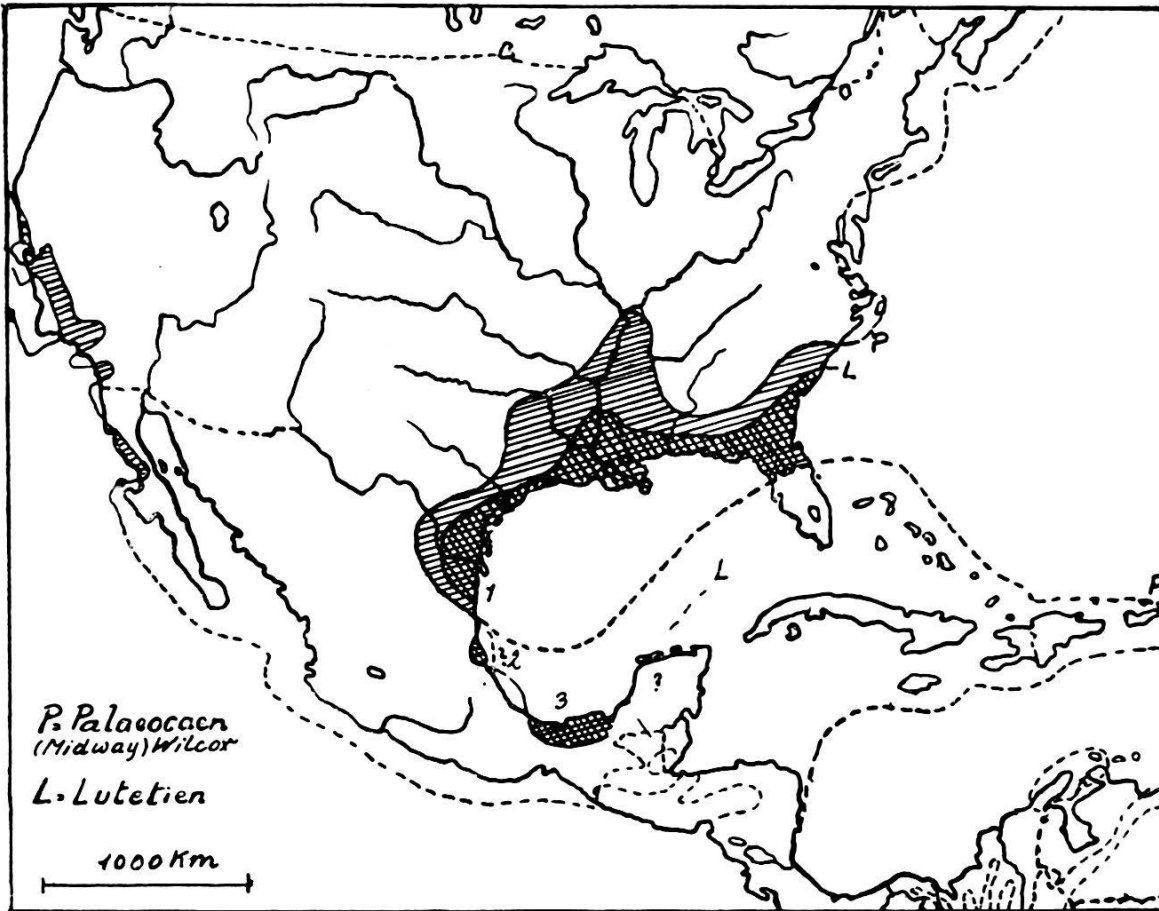


Fig. 4. Nach Auffaltung der Rocky Mts. und der Sierra Madre Oriental (Laramiephasen). Das Paläozäne Meer bildete eine Meerbucht, welche im Süden der Appalachen mit dem Atlantik in Verbindung stand. Nach einer letzten Faltungsphase vor der Transgression des Lutetien, begann das Meer während der mittleren, besonders aber während der jüngern Eozänzeit nach S fortschreitend immer grössere Gebiete zu überfluten. Yucatan und Florida bildeten mit den Bahamas noch einen Block. Die Antillen lagen eng an Mittelamerika an, und die Gebirgsketten endeten frei nach S oder SE. 1, 2, 3 die tertiären Teilbecken von Ostmexiko nach Auffaltung der Sierra Madre Oriental.

Fig. 5. Das Gebiet des Golfes von Mexiko nach dem unteroligozänen Paroxysmus. Auch jetzt noch lagen die Antillen eng beieinander und an Mittelamerika an, ebenso lag Yucatan an Florida. Mit dem Burdigalien zog sich das Meer aus Texas und Ostmexiko zurück. Die Gebirgsrücken der Antillen hoben sich im Oligozän erst als Inseln, dann im Neogen als breitere Landmassen aus dem Meer heraus. Im Gebiet des Golfes von Mexiko schrumpfte das Meer bis zum Ende des Miozäns immer stärker ein. Erosion der Täler an der Ostküste von Mexiko. Aufreissen der Vulkanspalte am Südrand des mexikanischen Hochlandes und vulkanische Tätigkeit an der Ostküste von Mexiko und in Mittelamerika. A: Antiklinalaxe in Florida.



im Norden ist das Miozän brackisch, limnisch oder rein fluviatil ausgebildet.

Aquitanien-Chattien. Mesonformation. Diese sandig-kalkige Schichtgruppe ist besonders ausgezeichnet durch das Auftreten zahlreicher Seeigel, *Clypeaster oxybaphon* JACKSON, *Antillaster Vaughani* Tracy JACKSON u. a., *Heterostegina antillea* CUSHM., *Operculinen*. An der Basis des Aquitanien treten die grossen *Lepidocyclina gigas*, var. *mexicana* und *Lep. undosa* gesteinsbildend auf.

Das Chattien ist sandig-kalkig (z. B. in Chapopote, San José las Rusias) und führt *Eulepidinen* aus der Gruppe *formosa* mit ihren kugelig-Varietäten (Cerro Contrabando). Am Fusse der Hügel von Topila und Cebadilla ist diese Formation auch als Korallen- und Lithothamnienkalke ausgebildet. Das Chattien liegt diskordant auf der Unterlage. Die Schichtfolge greift im Petrolgebiet zwischen Rio Pánuco und Rio Tuxpam nicht weit ins Landesinnere hinein, sondern bleibt auf die heutige Küstenregion beschränkt. Südlich Tuxpam sind Chattien und Aquitanien vor der Auflagerung des Burdigalien im Bereiche der Tuxpamschichten abgetragen worden.

Ungleichförmige Auflagerung.

Stampien. Das Mitteloligozän ist in Form von blaugrauen Mergeln, den Alazanmergeln, ausgebildet, welche stellenweise überlagert und unterlagert werden von sandigen Tonen mit Zwischenlagen von plattigen Sandsteinen (Cerro Tacuba bei Topila, Palma Real). Seeigel und Grossforaminiferen sind viel seltener. Diese Schichten sind noch deutlich gestört. In ihnen steckt eine grosse Zahl von Basaltgängen und Basaltkuppen. Gegen Süden nimmt diese Schichtgruppe an Mächtigkeit zu. Sie liegt transgressiv auf ober- oder mitteleozänen Mergeln und bildet die Ablagerung der letzten grösseren Meeresingression im Teilbecken 2. Von mehreren amerikanischen Forschern werden die Alazanmergel dem Untereozän beigerechnet.

Schichtlücke.

Obereozän (*Priabonien, Bartonien*). Chapopoteformation. Die Originalfundstelle liegt am Rio Tuxpam in Chapopote gegenüber dem Bohrfeld Alamo. Dunkle Tone mit einer ausgesprochenen Fauna aus Kleinforaminiferen (*Hantkenina*). Diese Formation ist vor Ablagerung der Alazanmergel abgetragen worden und stellt selbst eine Transgression dar. Sie fehlt im Erdölgebiet des Rio Pánuco.¹⁾

Mittleocän (*Auversien, Lutetien*). Die der mächtigen Claibornestufe von Texas entsprechende Schichtfolge besteht vorwiegend aus graubraunen bis grünlichen Mergeln mit Kleinforaminiferen von mehreren hundert Metern Mächtigkeit, z. T. auch aus Sandsteinen mit Konglomeraten¹⁾. Es werden folgende Unterstufen unterschieden:

¹⁾ Nach W. St. COLE ist die Tantoyncaformation die sandige Fazies der Chapopoteformation.

Tantoyucaformation¹⁾ (sandig-konglomeratisch), Guayabalmergel (Globigerinenmergel), Aragonmergel, Tempoalmergel.

Diskordanz.

Paläozän. Chicontepecschichten.

Das mittlere Eozän greift also auch in dieser Teilbucht 2 über eine stark abgetragene und stärker gestörte Unterlage. Das Meer vertieft sich während des Mitteleozäns, das obere Eozän entspricht einer neuen Transgression. Es kommen hauptsächlich Globigerinenmergel zur Ablagerung. Die Diskordanz zwischen Eozän und Oligozän ist weniger klar ausgeprägt als die alteozäne, da Mergel auf Mergel liegen, doch besteht stellenweise eine ausgesprochene Schichtlücke. Sie gibt Aufschluss über die Faltungsphase, welche in den Antillen am Ende des Unteroligozäns feststellbar ist. Im Teilbecken 1 ist diese Schichtlücke weniger klar nachweisbar. Es entspricht diese älteroligozäne Faltungsphase dem Paroxysmus, der aus den Schweizeralpen bekannt ist, wo der Flysch mit den Altdorfer Sandsteinen zusammen das Obereozän und Unteroligozän vertreten, während im Alpenvorland in der Nagelfluhzone Stampien, Chattien und Aquitanien ohne scharfe Diskordanz übereinanderliegen. Die Diskordanz zwischen Mittel- und Oberoligozän entspricht derjenigen im alpinen Vorland. Die vulkanischen Ereignisse, welche die tektonischen Vorgänge begleiten, bringen Basalte zum Durchbruch.

Die amerikanischen Paläontologen haben früher die oberen Teile des Oligozäns zeitlich zu tief eingereiht. J. LAMBERT konnte zeigen, dass die starke Entwicklung der *Clypeaster* erst mit dem Chattien-Aquitanien einsetzte, und H. DOUVILLÉ wies die Verwandtschaft der *Lepidocyclina gigas* var. *mexicana* und der *Lep. undosa* mit der Gruppe *Eulep. Raulini* und *Eulep. dilatata* aus dem Aquitanien von Holländisch-Indien nach.

Die Tuxpamschichten sind die jüngsten Bildungen der Tertiärzeit dieses Beckens. Was sich im späteren Neogen abgespielt hat, wissen wir nicht. Immerhin deutet die starke Durchtalung der tertiären Hügellandschaft darauf hin, dass auch hier spätere Hebungen (nach dem Burdigalien) stattgefunden haben. Basaltische Lavaströme (Olivinbasalte) ergossen sich unter anderem in ein altes Tal des Rio Czones. Der heutige Golf von Mexiko schrumpfte immer mehr ein. Der Durchbruch olivinhaltiger basaltischer Laven hielt an bis ins ältere Pleistozän. (Sierra Otontepec, Hügel von Aldama nördlich Tampico, vergl. Kartenskizze).

Südlich vom Rio Tecolutla breitet sich eine grosse Niederung bis zum Rio Nautla aus. Diese etwa 50 km lange Küstenebene ist bedeckt von alten Schotterablagerungen, aus denen nach E. WITTICH einige Basaltkegel herausragen, welche in einer Nord-Süd-Linie angeordnet sind.

¹⁾ Siehe Anmerkung auf Seite 72.

Das Teilbecken 2 wird vom Teilbecken 3 durch die Hugelzone von Misantla und der Hazienda Almanza getrennt. Hier tritt bogenförmig eine Kette der Sierra Madre Oriental bis gegen das Meer vor. Zunächst bedecken bei Martinez de la Torre bis zur Hazienda Almanza 8 km breite Basaltstrome die Gegend. Olivinbasalt bildet auch das Gestein verschiedener kleiner Kuppen. Südlich der Hazienda aber sind Portlandien, Berrasien und untere Kreide aufgeschlossen. Queren wir das Gebirge von Misantla nach Süden, so durchschreiten wir bis zur Sierra Chiconquiaco auch die mittleren und oberen Kreidestufen. Misantla selbst liegt auf Chicontepecschichten, welche in einem grossen innern Bogen erst gegen Süden, dann gegen Südosten streichen. Gegen Osten sind diese älter eozänen Schichten hier direkt von Mitteloligozän überlagert.

Die Kreidefalten, welchen die Bahn von Vera Cruz nach Jalapa bei Palmar folgt, und diejenigen, in welche die Bahnlinien nach Cordoba und Orizaba bei Atoyac eintritt, bleiben gegenüber der nördlichen Kreide- und Jurakulisse stark zurück. Das Vortreten der Kreidefalten gegen die Küste zu muss mit den tektonischen Bewegungen im Unteroligozän in Zusammenhang gebracht werden. Gegen das Landesinnere werden die Faltenketten der Sierra Madre durchbrochen und überdeckt von den jungen andesitischen Laven der hohen Vulkankegel des Pic von Orizaba und Cofre de Perote (siehe Tafel III).

Teilbecken 3. Die stratigraphische Gliederung des Tertiärs im Isthmus von Tehuantepec ist erst neuerdings durch den raschen Aufstieg dieses jüngsten mexikanischen Petroleumbezirkes seit etwa drei Jahren neu in Angriff genommen worden. Dieses topographisch flache Gebiet dehnt sich gegen Westen bis in die Schwemmlandebenen der grossen Ströme südlich der Hafenstadt Vera Cruz aus. Das Gebirge von San Andres Tuxtla, die Vulkangruppe des San Martin, ist ausschliesslich jungvulkanisch. Bekannt waren seit langem die jungen Tertiärschichten von Tuxtepec, welche früher für Pliozän, heute für jünger Miozän, *Tortonien*, gehalten werden. Gegen Osten breiten sich die jungen Sedimente ohne scharfe Grenze nach den grossen Schwemmlandebenen von Tabasco aus und schliesslich nach der Halbinsel Yucatan. Der mit Urwald und Sumpf bedeckte Landweg nach Yucatan galt von jeher als schlecht gangbar und wird durch den Seeweg umgangen.

Wir hielten früher E. Böse's eozäne Ablagerungen von Tabasco für ein südliches Gegenstück der Chicontepecschichten. Diese mächtige Schichtfolge wird jedoch nach E. Böse konkordant von unteroligozänen glimmerfuhrenden Sandsteinmassen bedeckt. Beide Schichtgruppen sind miteinander zwischen den Kreidekulissen in langgestreckte Nordwest-Südost streichende Falten gelegt, so dass der ältere Schichtenkomplex wohl eher Mittel- und vor allem Obereozän umschliesst. Mitteleozän fehlt in den Antillen, dagegen ist Obereozän

sowohl in Guatemala als in den Antillen nachgewiesen. Die obereozäne Transgression bildet den grössten Übergriff des Meeres im Umkreis des karibischen Beckens (*Jacksontransgression*).

Oligozän ist von den Antillen und Guatemala bekannt. Der mittlere (oder obere) Teil des Oligozäns ist in Tabasco in Form von riffbildenden Kalken (*Macuspana*) ausgebildet. In Mittelamerika ist das Oligozän, die sog. Petenkalken, kalkig-konglomeratisch. Das Miozän breitet sich nur am Fusse des Gebirges aus und besitzt auf der Halbinsel Yucatan in kalkiger Fazies eine grosse Verbreitung. Zwischen den kalkig-konglomeratischen Petenkalken und dem Miozän liegt eine Gipsformation, die an die Basis des Miozäns gestellt wird, vielleicht aber das Aquitan vertritt. Auch für Tabasco lässt sich somit ein Rückzug des Meeres, verbunden mit einem Herausheben des Gebirges von Chiapas, seit Beginn der Miozänzeit nachweisen. Im Miozän ändern sich Klima und Fazies.

Im Isthmusgebiet von Tehuantepec selbst werden die ältesten Eozänschichten, die Nanchitalschichten (nach dem Rio Nanchital benannt) für Mittel- und Obereozän gehalten. Chicontepecschichten fehlen. Das Oligozän ist konglomeratisch-sandig. Es wird gegen die Küste zu, etwa 40 km vom heutigen Ufer entfernt, von einer mächtigen neogenen Schichtgruppe überdeckt, in welcher folgende Untergliederung durchgeführt ist, deren Benennung von Lokalnamen und Arroyos herrührt.

Basaltlaven

Pliozän?: Acatapa-Konglomerat.

Tort.-Sarmat.?: Agueguexquite, marine Transgression überdeckt von Ligniten

Tortonien: Kohlen von Paraje solo

Helvetien: Filisolasandstein, marin
Konglomerate

Burdigalien: Encantomergel

Oligozän: Flysch und Konglomeratbildungen von La Laja.

Aus diesem Schichtprofil ergeben sich bereits früher vermutete Hebungserscheinungen nach dem *Burdigalien* und vor dem *Helvetien*. Ferner ein allgemeiner Rückzug des Meeres im Neogen mit einem letzten Unterbruch dieses Rückzuges in der ältern obermiozänen Zeit. Am Ende des Neogens muss die heutige Golfregion von Mexiko, dem Schwarzen Meere ähnlich, fast völlig trocken gelegen haben. Ist vielleicht die Strasse von Florida eine alte Mississippi-Rio Grande-Mündung? Sind nicht auch die Balamas durchtalt?

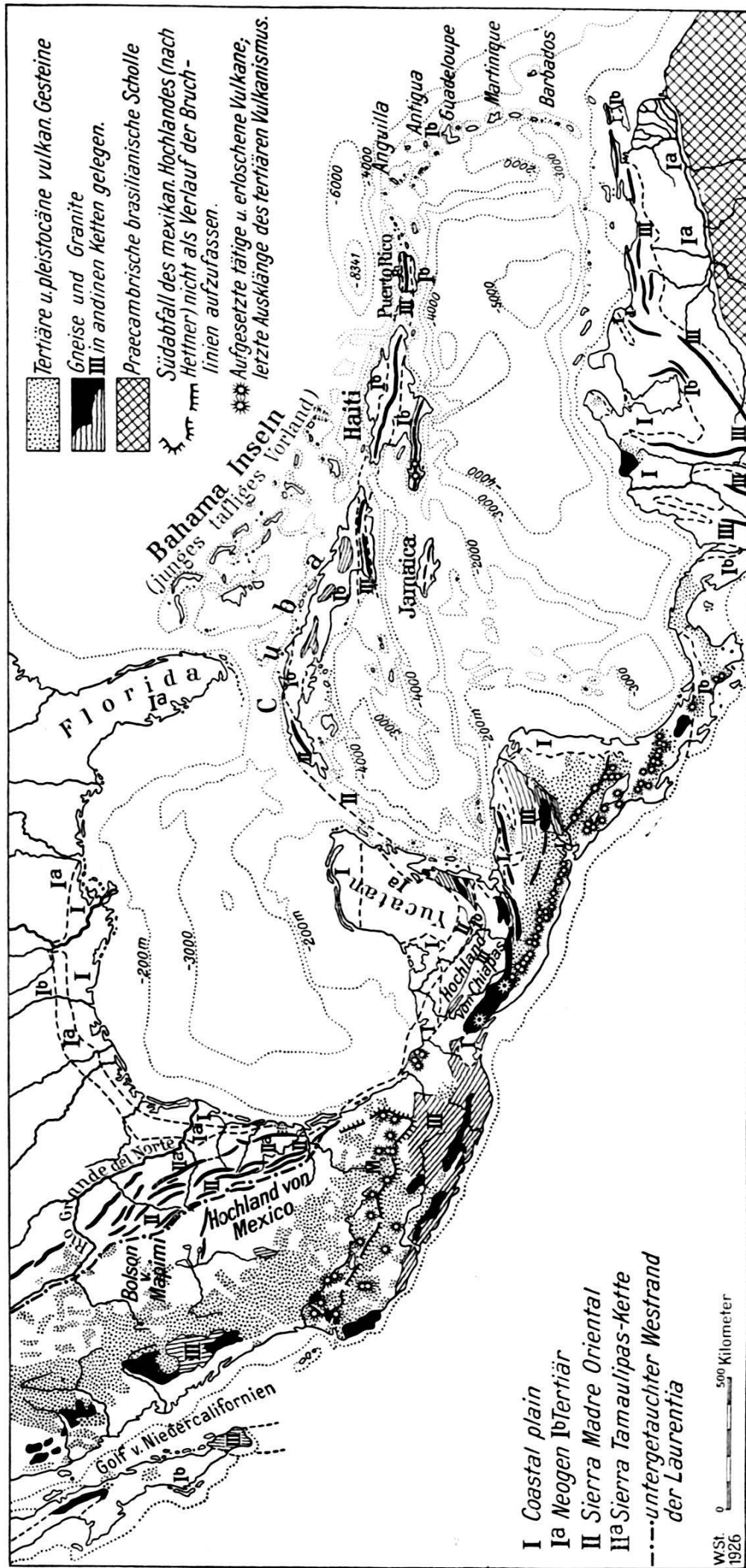


Fig. 6. Der heutige Bau von Mexiko und Mittelamerika, zusammengestellt von Walther Staub.

Nachdruck mit Erlaubnis des Verlags aus: W. Gerbing, Das Erdbild der Gegenwart, Bd. II, p. 657, List und von Bressendorf, Leipzig, 1927. Seit Erscheinen dieser Zeichnung hat C. Troll (Geolog. Verketzung Süd- und Mittelamerikas, Mitt. Geograph. Ges. München 1930) nachgewiesen, dass die Kordillere auf der Nordseite der Halbinsel Darien die Fortsetzung einer Westabzweigung der Westkordillere (Alto de Paramillo) von Kolumbien ist und in Costarica frei endet. Die Zone Ib unserer Karte an dieser Stelle entspricht der Längstalsenke oberhalb Rio Suicio, an welche sich westlich und südlich Reste der Küstenkordillere meist in Form von Halbinseln bis Punta Arenas in Costarica anschliessen.

Besonderes Interesse erwecken die tektonischen Querstörungen im Isthmusgebiet. Die Nordwest-Südost streichenden Falten des Eozäns und Unteroligozäns laufen noch mit den Kreideketten parallel. Mit dem Abschluss des Unteroligozäns aber setzen NNE—SSW verlaufende horizontale Querdislokationen ein, welche das ganze Isthmusgebiet in einzelne Schollen zerlegen. Die ostwärts gelegene Scholle erscheint hiebei gegen die westwärts gelegene weiter nach Nordosten vorgeschoben. Diese tektonischen Bewegungen wurden richtungsbestimmend für einige Flüsse, so für den Rio Coazacoalcos und für gewisse Teilstrecken des Rio Grijalva. Dieselbe Richtung ist auch bei Querstörungen im Teilbecken 2 bekannt.

In diese Zeit fällt das Aufreißen der „grossen Vulkanspalte“ von A. Humbolt am Südabfall des mexikanischen Hochlandes. Horizontale Transversalverschiebungen in WNW—ESE-Richtung verursachten diese Spaltenbildung, wobei der südliche Block gegenüber dem nördlichen in der Bewegung zurückblieb. Mit diesen Bewegungen wurde auch die Sierra Madre Oriental quergestört und aufgerissen. Die Teilbecken 2 und 3 erlitten ihre scharfe Trennung.

C. Tektonische Übersicht. Der letzte Paroxysmus und die nachfolgenden Dehnungen. Das Alter der Strassen von Yucatan und Florida.

O. ABEL gibt in seinem Werk „Die vorzeitlichen Säugetiere“ (Jena 1914), folgende chronologische Übersicht der Faunenphasen amerikanischer tertiärer Landsäugetiere, die wir hier, vom ältern zum jüngern schreitend, gekürzt wiedergeben.

1. *Montien-Thanétien*, Midway. 1. Faunenphase. Altertümliche Säugetiere mit verwandtschaftlichen Beziehungen zu südamerikanischen und europäischen Formen.

2. *Sparnacien-Yprésien*, Wilcox. 2. Faunenphase. Faunenaustausch mit Westeuropa und erste Modernisierung. Landverbindung mit Südamerika unterbrochen.

3. *Lutétien bis Ludien*. 3. Faunenphase. Aufhören der Einwanderung aus Eurasien. Ruhige Entwicklung der altertümlichen und modernen Elemente, die im Unter- und Mitteleozän um die Vorherrschaft ringen. Später Erlöschen der alten Typen. Divergente Entwicklung der nordamerikanischen und europäischen Faunen. Gewaltige vulkanische Katastrophen haben in dieser Zeit namentlich im Bridger (*Lutétien*) und Uinta (*Bartonien*) ganze Herden verschüttet. [Dieser Vulkanismus ist wohl als Nachwirkung der Laramiefaltungen zu betrachten. Das Aufhören der europäischen Einwanderung hängt wohl mit dem kalten Klima im Norden zusammen. Nach A. WEGNER lag der Nordpol in der Eozänzeit bei 45° N und 180° W.]

4. *Sannoisien-Burdigalien*. 4. Faunenphase. Zweite Modernisierung. Im Unteroligozän erstes Auftreten der „great Plains Fauna“

in den weiten Steppen und Grasebenen. Wiederherstellung des Faunenaustausches mit Europa, gefolgt von einer langen Periode ruhiger und unabhängiger Entwicklung und teilweisem Aussterben der Fauna am Ende des untern Miozäns. Im Mitteloligozän Steppenfauna und Tiefland-Sumpffauna zu unterscheiden. Im Aquitan Aufblühen der Equiden, Tapiriden, Rhinocerotiden.

5. *Vindobonien-Pontien*. 5. Faunenphase. Neue Einwanderungen aus Eurasien. Erstes Auftreten der Proboscidier (afrikanischen Ursprungs) sowie der asiatischen kurzfüssigen Nashörner. Keine Verbindung mit Südamerika. Sommerliche Trockenperioden.

6. *Plaisancien-Astien*. 6. Faunenphase. Im Gegensatz zu Europa und Asien sind aus dieser Zeit wenig Faunen bekannt. Die Verbindung mit Südamerika hergestellt. Einwanderung der südamerikanischen *Glyptodonten* und *Gravigraden*, ein breiter Auswandererstrom flutet von Nordamerika nach Südamerika. Die Landverbindung scheint zuerst nur von kurzer Dauer gewesen zu sein und ist erst später definitiv geworden.

Am Ende der Auffaltung der Rocky Mountains sind somit Nordamerika und Westeuropa noch miteinander verbunden gewesen. Die Einwanderung kann aber sehr wohl über nördliche Regionen erfolgt sein. Die Antillen lagen an Mittelamerika an, und das Gebirge bildete südlich von der breit geöffneten Bucht der Golfregion von Mexiko in der Umrahmung der alten nordamerikanischen Landmasse einen Vorsprung gegen den neu geöffneten Atlantic. Dieses Gebirge war zugleich das aufgefaltete Nordufer der mesozoischen Tethys. Waren nach der andinen Phase Nordamerika und Eurasien noch in einer zusammenhängenden Landmasse vereinigt, so deuten die jüngeren Kreideablagerungen an beiden Küsten des heutigen Atlantic auf den neu gebildeten Meerarm hin, der bis zum 50. Breitengrad geöffnet war.

Nach der unteroligozänen Faltung tauchten die Gebirgsrücken Mittelamerikas und der Antillen eng verbunden aus dem Meere heraus, und endeten frei gegen den Atlantic. Das mitteloligozäne Meer überflutete die Antillen teilweise wieder, so dass erst mit dem Ende des Oligozäns das Land endgültig an Ausmass gewann. Alles was heute südlich vom See von Nicaragua liegt, gehört zu Südamerika.

Aus der chronologischen Übersicht der Faunenphasen ergibt sich ein Zusammenhang von Nordamerika mit Nordeuropa noch nach der unteroligozänen Faltungsphase. T. W. VAUGHAN (17) nimmt auch noch für die obermiozäne Zeit eine enge Verbindung der grossen Antillen unter sich und mit Mittelamerika an.

Die starke vulkanische Tätigkeit, welche im Miozän im nördlichen Teil des Atlantic einsetzte, zeigt an, dass dieser Teil des Ozeans sich offenbar in der Miozänzeit zu öffnen begann. Während des ältern Tertiärs lebten in Westindien Riffkorallen, deren Gattungen mit solchen aus Indien und Italien verwandt sind. Das kalte Polarwasser,

das mit der Miozänzeit einbrach, zerstörte diese Fauna. Korallen treffen wir auf Cuba erst wieder im Pleistozän.

Aus all diesen Darlegungen geht hervor, dass die Strassen von Yucatan und Florida jünger sein müssen als Obermiozän. Wohl treffen wir seit der Eozänzeit die Depression des unteren Mississippitales und das Becken am Unterlauf des Rio Grande del Norte mit Meer erfüllt, das sich im weitem nach Süden verlagerte, aber diese Buchten waren am Südrand der Appalachen gegen den heutigen Atlantischen Ozean breit geöffnet (Fig. 4).

Beachtenswert ist die zyklische Folge der Vorgänge. Mit dem *Gault* setzte eine Transgression des Meeres nach einer Faltungsphase ein. Das Meer vertiefte sich im *Cenoman*, erreichte im *Turon* die grösste Verbreitung und schrumpfte vor den Faltungsphasen am Ende der Kreidezeit stark zusammen (Kohlenbildungen von Texas und Nordostmexiko in der obern Kreide). Nach der Bildung der Rocky Mountains, und der Sierra Madre Oriental transgredierte das Meer des *Lutetien* über die abgetragenen Küsten und erreichte mit der Transgression der *Jacksonstufe* im Obereozän die grösste Verbreitung. Im Unteroligozän Rückzug im Gebiet der Antillen und Faltung. Mit dem *Mittoligozän* setzte eine neue Transgression ein, welcher eine Einschrumpfung der heutigen Golfregion von Mexiko am Ende der *Miozänzeit* folgte. Der letzte Paroxysmus entspricht der letzten Faltungsphase in den Alpen (Pontische Phase). Erst nach diesem letzten Faltungsvorgang traten die heutigen Verhältnisse in der Verteilung von Land und Meer hervor. Gehen wir zeitlich zurück bis zur andinen Phase vor dem *Portlandien*, so hebt sich auch hier nach den Darlegungen von C. BURCKHARDT eine Transgression des Meeres in Ostmexiko mit dem *Portlandien* heraus, so in der heutigen Gegend zwischen Monterrey und Saltillo und nach Süden bis Huayacocotla. Mit dem *Neocom* zieht sich das Meer nach Süden zurück, dann setzt die vormittelkretazische Faltung ein.

Die Hauptbewegung geht stets nach Südwesten, mit Beginn des Tertiärs aber, z. T. sogar schon am Ende der Kreidezeit wurde das ältere NNW—SSE-Streichen durch ein jüngeres NW—SE-Streichen überprägt. Es entstanden die Tertiärbuchten 1, 2 und schliesslich 3. Erst mit der letzten Faltungsphase am Ende des Miozäns (Pontische Phase) sind die nach Norden tretenden Antillenbögen fertig. Auf Haïti schnüren sich die Falten zusammen. Sie stossen auf den alten Block der Bahamas. Südamerika rückte gegen Nordamerika, wie Afrika sich gegen Europa bewegte. Die Antillen sind somit nicht die einfache Fortsetzung und Verlängerung der westlichen Gebirgsketten Nordamerikas. Beide Richtungen stossen fast senkrecht aufeinander, ähnlich wie Kaukasus und Ural.

K. SAPPER hebt hervor, dass die Grenze zwischen Mittelamerika und Südamerika im Tal von Nicaragua liegt. Der See von Nicaragua

ist eine alte Meerbucht des Pacific, welche heute gegen den Atlantic entwässert wird. C. TROLL (16) hat neuerdings diese Auffassung von K. Sapper bestätigt, indem er drei parallele Zonen einer westlichsten Andenkette durch die Landenge von Panama bis Costarica verfolgen konnte.

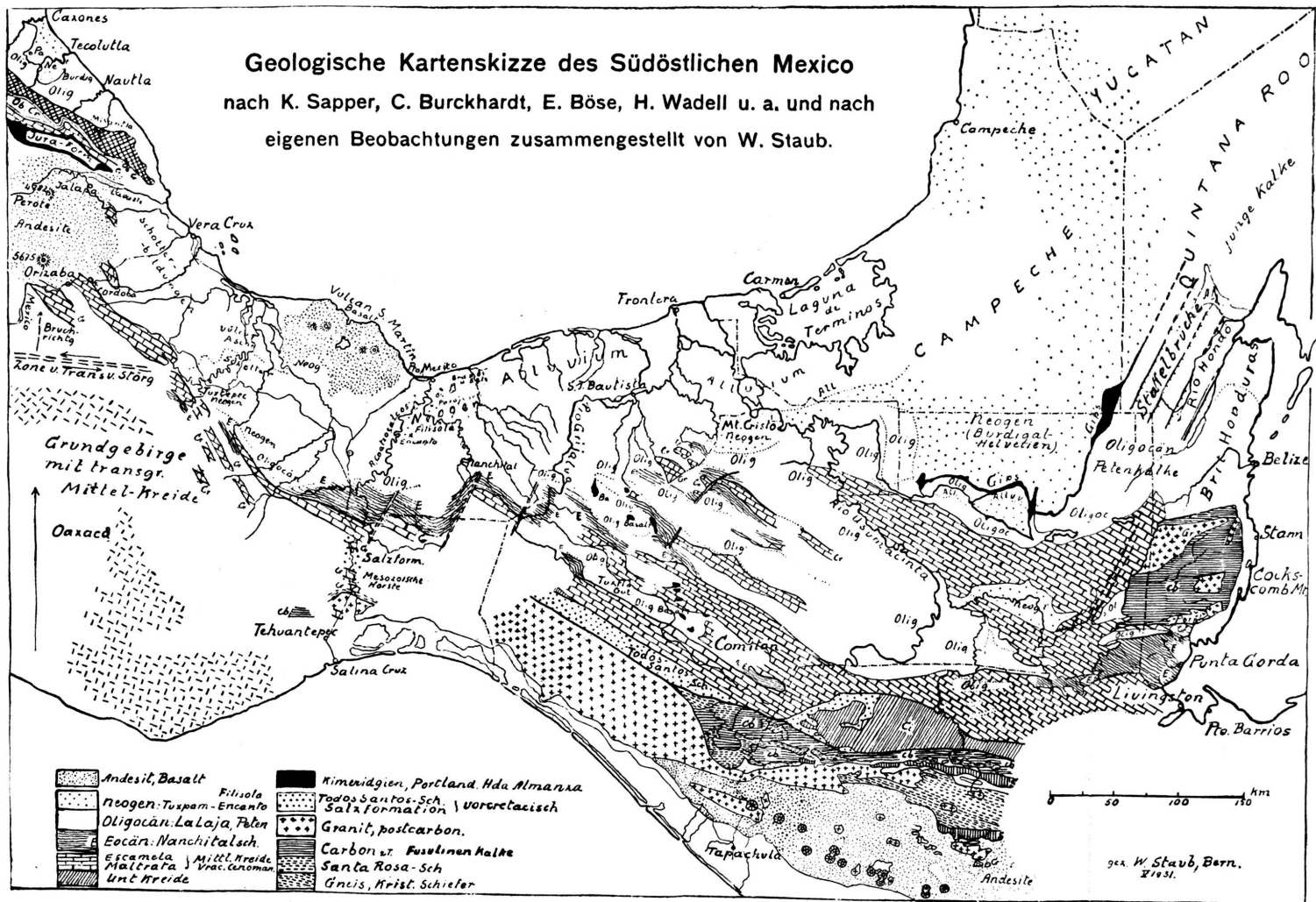
Nach dem Paroxysmus erfolgten im Pliozän und Frühdiluvium die Dehnungen. Cuba blieb im *Sima* an den Bahamas stecken. Nun riss sich Yucatan von Florida los, und indem dieser Teil südwärts driftete, der Westrand von Mittelamerika sich in das *Sima* des Pacific drückte, öffneten sich infolge einer schwachen subkrustalen Wirbelbewegung die beiden Strassen, durch welche die Wasser heute aus dem karibischen Meer in den Golf von Mexiko und aus diesem durch die Enge von Florida nach dem Atlantic strömen können. Am Rande des heutigen Golfes von Mexiko spülte das Meer über die Ufer, und über die Reynosaschichten mit ihren Konglomeraten lagerten sich die blauen marinen Beaumonttöne.

Am Aufbau des Blockes von Oxaca haben altkristalline Gesteine einen grossen Anteil. C. BURCKHARDT gibt (3 pag. 30 und 204) die Kartenskizze von J. L. W. BIRKINBINE wieder, aus der zu ersehen ist, wie die Mittelkreide westlich Tizuatlan über die abgetragenen andinen Falten mit Lias bis Oxford greift, um schliesslich südlich von Oxaca und im Staate Guerrero den Gneis zu überdecken (siehe Tafel).

NNE—SSW verlaufende Querstörungen zerlegen nicht nur das Isthmusgebiet in einzelne Schollen. Wir treffen diese querstörende Richtung am Nordende der „golden lane“, des südlichen Petroleumfeldes, und im Norden in der Sierra Cruillas im Staate Tamaulipas wieder. Viel jünger als diese Richtung sind N—S verlaufende Brüche. Auf ihnen sitzen die Doppelvulkane am Südrande des mexikanischen Hochlandes auf, senkrecht zur „grossen Vulkanspalte“, so der Cofre de Perote und der Pic von Orizaba. Auch an der Ostküste von Mexiko verraten N—S angeordnete junge Basaltkegel, endlich die Tiefenkurven im Golf von Mexiko diese jüngste Richtung. Wie in Guatemala, so ist auch am Südrand des mexikanischen Hochlandes der südliche der Doppelvulkane der in jüngerer Zeit tätige. Eine Erklärung der tektonischen Verhältnisse von Mexiko und der Antillen ist ohne die Zuhilfenahme von subkrustalen Strömungserscheinungen nicht mehr möglich.

Meinem Kollegen, J. M. MUIR in Fortworth, Texas, verdanke ich eine Anzahl wertvoller Pläne aus den Petroleumfeldern, ebenso Herrn S. A. GROGAN, Chefgeologen der Mexican Gulf Co. in Tampico. Herr J. A. HENDRICKS, Leiter der Union Oil of California in Tampico und Herr JOHN BELL in Tampico waren so freundlich, mich auf die Petroleumfelder mitzunehmen und mir wertvolles paläontologisches Material zu überlassen. Herr Prof. Dr. A. SAPPER in Würzburg liess mir eine Manuskriptkarte des Isthmus von Tehuantepec, die von

Geologische Kartenskizze des Südöstlichen Mexico
 nach K. Sapper, C. Burckhardt, E. Böse, H. Wadell u. a. und nach
 eigenen Beobachtungen zusammengestellt von W. Staub.



einigen im Erdöl tätigen Geologen zusammengestellt war. Auch hier sei für all diese Förderungen der Arbeit der herzlichste Dank ausgesprochen.

Benutzte Literatur.

Zusammenfassende und grundlegende stratigraphische Arbeiten.

1. CH. SCHUCHERT, A., Textbook of geology Part II, New York 1924.
2. E. BÖSE und O. A. CAVINS, The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico, Bull. University of Texas, No. 2748.
3. C. BURCKHARDT, Etude synthétique sur le Mézoïque Mexicain. Mémoires société Paléontol. Suisse Vol. IL, L, Bâle 1930.
4. University of Texas, Bulletins No. 44, Review of the geology of Texas, und No. 1869, The geology of East Texas.
5. Sr. MOSSOM, Review of the structure and stratigraphy of Florida. Florida geological Survey, 1926, und Geological Map of Florida, Florida state geological survey 1922.
6. Bulletins of American Palaeontology, Harris Ithaca, N. Y., Vol. XIV, No. 51, the Chapopote-Formation; Vol. XIV, No. 53, the Guayabal-Formation; Vol XV, No. 57 b, Meson-formation.
7. Correlations of Post-cretaceous Formations in the Pacific Region. Bernice P. Bishop Museum, No. 7, 1921.

Regionalgeologische und tektonische Arbeiten.

8. H. DOUVILLÉ, Les Orbitoïdes de la région pétrolifère du Mexique. C. R. soc. géol. France, février 1927.
9. J. FRIEDLANDER und R. SONDER, Über das Vulkangebiet von San Martin Tuxtla in Mexiko. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. VII, 1923.
10. A. HEIM, Notes on the Tertiary of lower California (Mexico). Geol. magazine, Vol. LIX, No. 702, 1922.
11. J. LAMBERT, Note sur quelques Echinides recueillis par W. Staub dans le Néogène de l'Est du Mexique. Eclogae, geol. Helv. Vol. 21, No. 1, Bâle 1928.
12. K. SAPPER, Geschwistervulkane in Guatemala, Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. IV, Heft I, 1918.
13. K. SAPPER, Los Contornos Actuales de la América Central. Bol. de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. Buenos Aires 1927.
14. W. STAUB und C. LAGLER, Über eine erloschene vulkanische Tätigkeit in der Golfregion des nordöstlichen Mexiko. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. VI, 1922.
15. W. STAUB, Die Hauptlinien im Bauplan von Mexiko. Eclog. geol. Helv. Vol. XIX, No. 3, 1926. — W. STAUB, Über die Verbreitung der oligozänen und älter-neogenen Schichten in der Golfregion des nordöstlichen Mexiko. Eclog. geol. Helv., Vol. 21, No. 1, 1928.
16. C. TROLL, Die geologische Verkettung Süd- und Mittelamerikas. Mitteil. geogr. Ges. München, 1930.
17. T. W. VAUGHAN, Geological History of Central America and the West Indies during cenozoic time. Bull. geol. Soc. America, Dec. 1918.
18. WADELL, Hakon, Yucatanhal vön och dess Relation till närgränsande delar av Centralamerika. Sydsvenska geografiska Sällskapets. Årslbok 1926.
19. E. WITTICH, Beitrag zur Geologie der Golfregion von Mexiko. Verhandl. d. Naturhist.-medizin. Vereins Heidelberg, Beilageheft, Bd. XV, 1923.
20. CH. A. MATLEY, The basal complex of Jamaica. Quarterly Journal. geolog. society, London. Vol. LXXXV, No. 340, 1929.

Manuskript eingegangen am 10. Mai 1931.

