

1.2 Geologische Entwicklung und tektonischer Bau der Antarktis

GEORG KLEINSCHMIDT

Geological evolution and structure of Antarctica: Geological evolution and structure of Antarctica: The ages of the following geological provinces reflect the tectonic evolution of Antarctica: (1) Cratons, i.e. continental cores more than 1.5 billion years old, i.e. (1a) the Grunehogna Craton of Dronning Maud Land, (1b) the Mawson Craton of Terre Adélie and Wilkes Land, (1c) the Crohn Craton of the southern Prince Charles Mountains, (1d) the Napier Craton of Enderby Land and (1e) the Vestfold Hills Craton of Princess Elizabeth Land; (2) Grenvillian orogens ~1.1 billion years old (Maud Belt of Dronning Maud Land, Rayner Belt of Enderby and Mac.Robertson Lands, Wilkes Province Belt of Wilkes Land); (3) Pan-African orogens 550-500 million years old (Ross Orogen of the Transantarctic Mountains, Lützow-Holm Belt of Dronning Maud Land, Kuunga Suture of Mac.Robertson Land up to the Denman Glacier region in Queen Mary Land); (4) the Ellsworth Orogen of Ellsworth Land 250-200 million years old; (5) the Antarctic Andean Orogen of the Antarctic Peninsula formed 150-140, ~100 and since ~50 million years ago; (6) rift systems cross-cutting this entire architecture, mainly the Ross Sea Rift (~2000 km long, West Antarctica), the Lambert and Jutul-Penck grabens (~1000 and ~500 km long resp., both East Antarctica). The present Antarctic Plate comprises the continent and large portions of the Southern Ocean and is nearly totally surrounded by spreading zones, that means the neighbouring plates move away from Antarctica. (Sub)recent subduction is restricted to the area of the South Shetland and South Sandwich Islands.

Vorbemerkungen

Zum besseren Verständnis seien zwei allgemeine Bemerkungen vorausgeschickt: (I) Wie alle anderen Kontinente hat die Antarktis »alte Kerne« oder »Nuclei«, die man traditionell »Kratone« oder »alte Kratone« nennt. Sie werden grob von innen nach außen von immer jüngeren Faltegebirgszügen umgeben. Diese Faltegebirge sind das Ergebnis plattentektonischer Prozesse wie der Subduktion ozeanischer Kruste unter kontinentale Kruste und/oder der Kollision von zwei vorher getrennten Kontinenten. Anders ausgedrückt: Faltegebirge (oder »Orogene«) sind das Produkt konvergierender plattentektonischer Bewegungen und bilden sich dabei an oder nahe bei den Rändern dieser (früheren) Lithosphären-Platten. Natürlich müssen diesen konvergenten Bewegungen irgendwo auf der Erde divergente plattentektonische Bewegungen gegenüberstehen; diese zerteilen Kontinente, bilden zunächst Zerungsbereiche, Ausdünnungsstreifen der Kruste, dann tektonische Gräben und schließlich Ozeane. Es ist deshalb sinnvoll, die geologischen Strukturen eines Kontinents, d.h. auch der Antarktis, fortschreitend von den älteren zu den jeweils relativ jüngeren zu besprechen. Auf diese Weise lässt sich die geologische Geschichte und der tektonische Aufbau der Antarktis in einem Durchgang behandeln (siehe dazu stets *Abb. 1.2-1*).

Kratone (oder Nuclei) sind hier diejenigen geotektonischen Großelemente der Antarktis, die seit mehr als 1,5 Mrd. Jahren stabil sind und nicht mehr deformiert wurden. Die demgegenüber relativ »jungen« Faltegebirge (Orogene) der Antarktis sind:

- mit 1300 bis 900 Mio. Jahren: die grenvillischen Orogene,
- mit 500 bis 600 Mio. Jahren: das Ross-Orogen und

andere »panafrikanische« Orogene,

- mit 250 bis 200 Mio. Jahren: das Ellsworth- oder Weddell-Orogen,
- mit 150 bis 90 Mio. Jahren: das Antarktis-Anden-Orogen,
- mit 50 Mio. Jahren bis rezent: der plattentektonisch noch aktive Teil der Antarktis.

(II) Im Gegensatz zu allen anderen Kontinenten ist die Antarktis, d.h. sind ihre Gesteine und somit ihre geologischen Strukturen und ihre geologische Geschichte, zu über 99% von bis zu 4700 m dickem Inlandeis verhüllt. Das bedeutet, dass die geologische Kenntnis über die Antarktis auf weniger als 1% des Kontinents beruht. Und natürlich konnte dieses knappe 1% bisher längst nicht überall perfekt untersucht werden. Es ist daher zu erwarten, dass das Bild des geologischen Antarktis-Baus und seiner Geschichte in Zukunft ergänzt und verbessert wird. Immerhin ist aber über die Hälfte der eisbedeckten 99% wenigstens geophysikalisch »geröntgt«, und zwar aeromagnetisch, gravimetrisch und durch Eisradar. Letzteres hat im Internationalen Polarjahr (IPY 2007/08/09) eine recht genaue Kenntnis der Untereis-Geomorphologie gebracht (»Bedmap2«, FRETWELL et al. 2013), lässt aber Spekulationen über den geologischen Bau nach wie vor breiten Raum. Das gilt z.B. für die schroffen, alpenartigen Gamburtsev Subglacial Mountains – jedenfalls bis zu ihrer Erbohrung, die seit dem IPY vorgesehen ist.

Die Antarktis-Kratone

Bis in die frühen 1980er Jahre wurde angenommen, dass der sog. »Ostantarktische Schild« einen einzigen einheitlichen Antarktis-Kraton bildet. Aber heutzutage ist »Ostantarktischer Schild« geologisch aus zwei Gründen falsch bzw. veraltet:

• Ein Kraton besteht meist aus zwei Anteilen, nämlich aus »Grundgebirge«, kristallinen Komplexen aus (hier) über 1,5 Mrd. Jahre alten granitischen oder hochmetamorphen Gesteinen, und aus undeformierten, relativ jüngeren Deckschichten, dem »Deckgebirge«. Derjenige Bereich, wo das Grundgebirge zutage tritt, wird geologisch »Schild« genannt. Der Bereich, wo das undeformierte Deckgebirge mit flach liegenden Sedimentgesteinen das Grundgebirge verhüllt, heißt »Plattform« oder »Tafel«. Selbst wenn die Ostantarktis ein einziger einheitlicher Kraton wäre, müsste man sie als eher als »Plattform«

oder »Tafel« mit einigen kleinen »Schild«-Anteilen bezeichnen, denn sie ist weitgehend bedeckt, jedenfalls vom »Sedimentgestein« Eis!

• Wenn man wegen der mächtigen und ausgedehnten Eisbedeckung auch noch weit davon entfernt ist, den Bau der Ostantarktis wirklich zu durchschauen, so ist inzwischen doch klar, dass sie sich (unter anderem) aus mehreren Kratonen zusammensetzt. Es sind dies: (1.) der Grunehogna-Kraton, (2.) der Napier-Kraton, (3.) der Mawson-Kraton und (4.) der Crohn-Kraton. Kratonische Bereiche sind außerdem (5.) der Südrand der Shackleton Range, die Vestfold Hills,

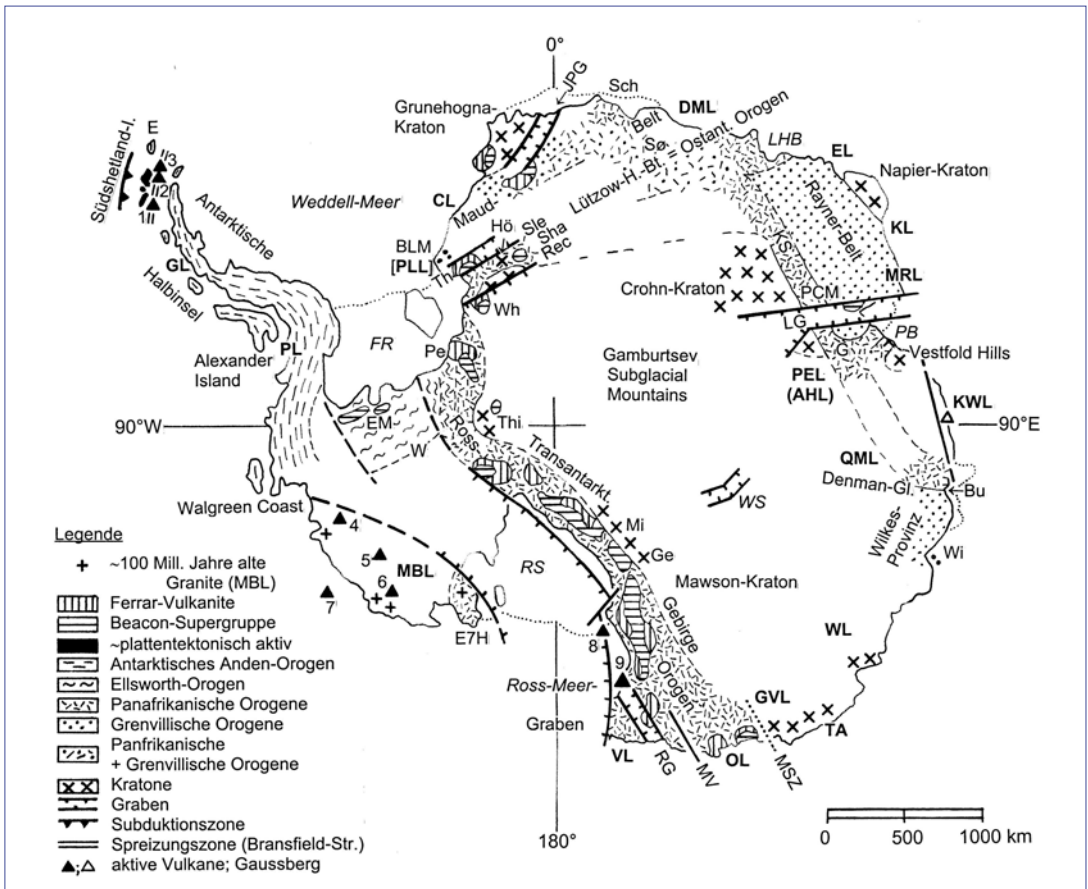


Abb. 1.2-1: Der geologische Bau der Antarktis. Abkürzungen, „Länder“: AHL = American Highland, CL = Coats-Land, DML = Dronning-Maud-Land, EL = Enderby-Land, GL = Graham-Land, GVL = George-V.-Land, KL = Kempland, KWL = Kaiser-Wilhelm-II.-Land, MBL = Marie-Byrd-Land, MRL = Mac.Robertson-Land, OL = Oates-Land, PEL = Princess-Elizabeth-Land, PL = Palmer-Land, PLL = Prinzregent-Luitpold-Land, QML = Queen-Mary-Land, TA = Adélie-Land, VL = Victorialand, WL = Wilkes-Land; aktive Vulkane: 1 Deception Island, 2 Penguin Island, 3 Bridgeman Island, 4 Mt. Takahe, 5 Mt. Sidley, 6 Mt. Berlin, 7 Mt. Siple, 8 Mt. Erebus, 9 Mt. Melbourne; weitere Kürzel: BLM = Bertrab-, Littlewood-, Moltke-Nunatakker, Bu = Bunger Hills, E = Elephant Island, E7H = Edward-VII.-Halbinsel, EM = Ellsworth Mts., FR = Filchner-Ronne-Schelfeis, G = Grove Mts., Ge = Geologists Range, Hö = Högbom Outcrops, JPG = Jutul-Penck-Graben, KS = Kuunga-Sutur, LG = Lambert-Graben, -Gletscher, LHB = Lütow-Holmbukta, Mi = Miller Range, MSZ = Mertz-Scherzone, MV = Matusевич-Blattverschiebung, -Gletscher, PB = Prydz Bay, PCM = Prince Charles Mts., Pe = Pensacola Mts., RG = Rennick-Graben, -Gletscher, RS = Ross-Schelfeis, Sch = Schirmacheroase, Sha = Shackleton Range, Sø = Sor Rondane, Th = Theron Mts., Thi = Thiel Mts., W = Whitmore Mts., Wh = Whichaway Nunataks, Wi = Windmill Islands, WS = Wostok-See.

der Mündungsbereich des Denman-Gletschers und die Bertrab-, Littlewood- und Moltke-Nunatakker (»BLM«, nahe der Südostküste des Weddell-Meeres), dazu vielleicht auch ein Teil vom Nordrand der Shackleton Range.

Der Grunehogna-Kraton

Der kleine Grunehogna-Kraton umfasst das westlichste Dronning-Maud-Land. Über eine Milliarde Jahre alte »Tafel«-Sedimente sind dort flach liegend und undeformiert erhalten (Abb. 1.2-2), nur punktuell schaut deren noch viel älterer Untergrund daraus hervor, nämlich das ca. 3.000 Mio. Jahre alte granitische Grundgebirge von Annandagstoppane (ca. 6°W, 72°30' S). Nur für diese Situation ist die Bezeichnung »Schild« gerechtfertigt. Der Grunehogna-Kraton ist lediglich ein kleines Fragment des Kalahari- bzw. Kaapvaal-Kratons im südlichen Afrika.

Der Napier-Kraton

Ein kleines Fragment des indischen Dwarhai-Kratons ist der Napier-Kraton (auch Napier-Komplex) in Enderby-Land. Seine hochmetamorphen Gesteine (Ortho-, Paragneise, Granulite, Charnokite: »Enderbit«) lieferten die höchsten radiometrischen Alter der Antarktis überhaupt (~3,8; ~3,0; ~2,8 u. ~2,5 Mrd. Jahre: HARLEY & BLACK 1997).

Der Mawson-Kraton

Nach heutiger Kenntnis ist der Mawson-Kraton (auch MAWSON-BLOCK, -KONTINENT; FANNING et al. 1995, FITZSIMONS 2000a) der größte der ostantarktischen Kratonbereiche. Er schaut lediglich an der Indikküste von Wilkes-, Adélie- und George-V.-Land (d.h. gegenüber von Australien) sowie an der Rückseite des Transantarktischen Gebirges in der Geologists, der Miller Range und in den östlichen Thiel Mountains unter seiner sonst nahezu kompletten Eisbedeckung hervor. Die radio-



Abb. 1.2-2: Der Grunehogna-Kraton: über eine Milliarde Jahre alte, flach liegende und undeformierte Sedimentgesteine bei der ehemaligen südafrikanischen Sommerstation Grunehogna, Dronning-Maud-Land.

metrischen Altersdaten der hochmetamorphen Schildbereiche aus Gneis- und Granulitkomplexen liegen je bei 2,5 und 1,7 Mrd. Jahren. Nur die östlichen Thiel Mountains stellen einen Tafelbereich mit rel. flach liegenden neoproterozoischen, kambrischen und ordovizischen Sedimentgesteinen dar. Nach FANNING et al. (1995) und FITZSIMONS (2000a) umfasst der Mawson-Kraton im übrigen auch den australischen Gawler-Kraton.

Der Crohn-Kraton

Noch spekulativer ist der Umfang des Crohn-Kratons (BOGER 2011) im Raum Mac.Robertson Land/Princess Elizabeth Land (American Highland) und beider ausgedehntes Hinterland. Mit Sicherheit kratonisch sind dort nur die südlichen Prince Charles Mountains beiderseits des Lambert-Gletschers. Hauptgesteine sind Orthogneise mit radiometrischen Altersdaten von etwas über 3 Mrd. Jahren (BOGER et al. 2008). Wie weit der Kraton ins Innere der Ostantarktis reicht, ist unbekannt.

Weitere kratonische Bereiche der Ostantarktis

Im Südstreifen der Shackleton Range wird ~1,7 - ~1,8 Mrd. Jahre altes Kristallin (WILL et al. 2009) diskordant von einer intern undeformierten neoproterozoischen Sedimentfolge mit autochthonen Verwitterungsbildungen an der Basis überlagert, d.h. Schild- und Tafelbereich sind hier direkt nebeneinander aufgeschlossen (BUGGISCH et al. 1994). Es wird nicht ausgeschlossen, dass dieser Kratonstreifen einen Teil des Mawson- oder auch des Crohn-Kratons bildet. Letzterer Spekulation widersprechen allerdings u.a. aeromagnetische Strukturen im südlichen Dronning-Maud-Land (MIETH & JOKAT 2013).

Auch der relativ kleine kratonische Bereich der Vestfold Hills (hauptsächlich Gneise und Migmatite) mit seinen Altern von ca. 2,5 Mrd. Jahren (SNAPE et al. 1997) passt nicht recht zum Crohn-Kraton.

Beiderseits der Mündung des Denman-Gletschers (Queen Mary Land) kommt je ein Othogneiskomplex von ~30 x 8 km² bzw. ~2,5 x 0,3 km² mit Altern von ~2,6 bzw. ~3,0-2,9 Mrd. Jahren in deutlich jüngerer Umgebung vor (Black et al. 1992). Diese Kratoninseln werden reichlich spekulativ dem Crohn-Kraton zugerechnet (Boger 2011). Darüber hinaus erscheint es abwegig, derartig kleine Kristallinvorkommen als Kratone einzustufen.

Die isolierten, winzigen Aufschlüsse der Bertrab-, Littlewood- und Moltke-Nunatakker (BLM) in Prinzengent-Luitpold-Land (≈ Coats Land) könnten Teil eines kleinen Kratons sein, wie derzeit diskutiert wird (JACOBS & THOMAS 2004, KLEINSCHMIDT & BOGER 2009, LOEWY et al. 2011, MIETH & JOKAT 2013). Dafür sprechen zwar die gut 1,1 Mrd. Jahre alten, völlig undeformierten

Rhyolithe der Bertrab- und Littlewood-Nunatakker (GOSE et al. 1997), abhängig aber wäre eine solche Interpretation von einer Datierung der unzugänglichen Metasedimente der Moltke-Nunatakker (KLEINSCHMIDT & BOGER 2009). Diskutabel erscheint außerdem, dass ein solcher BLM-Kraton (auch = Coats-Land-Block) den Nordrand der Shackleton Range erreicht (in den »Högbom Outcrops«).

Die kratonischen Bereiche würden noch weiter reduziert und zerkleinert werden, wenn proterozoische Orogene besser erfasst und ausgegliedert werden könnten. Dies wird derzeit mit dem ~1,7 Mrd. Jahre alten Kimba-Orogen (nach der Ortschaft Kimba in Südastralien) versucht (z.B. BOGER 2011). In George-V.-Land wird dazu die mehrere Kilometer breite Mertz-Scherzone gerechnet, die dort ~2,4 Mrd. Jahren altes Grundgebirge des Mawson-Kratons von ~500 Mio. Jahre alten Graniten des Ross-Orogens abgrenzt. Von dort soll es möglicherweise entlang der Rückseite des Transantarktischen Gebirges verlaufen und schließlich den Südstreifen der Shackleton Range umfassen.

Orogene grenvillischen Alters

Zwar wird mit »grenvillisch« ursprünglich eine rund 1,1 Mrd. Jahre alte Orogenese im östlichen Nordamerika bezeichnet, jedoch nennt man in der Geodynamik- (und Antarktis-) Literatur »grenvillisch« verallgemeinernd das orogene Ereignis, das im Grenzbereich Meso- bis Neoproterozoikum zur Bildung des Superkontinents Rodinia führte. Durch diesen Prozess wurde ältere ozeanische Kruste vernichtet (subduziert), die prärodinischen Kontinente (d.h. die Kratone) überlebten weitgehend. Belege für dieses Ereignis sind die Faltegebirgszüge entlang der vorherigen Plattengrenzen. In der Antarktis gibt es davon drei (FITZSIMONS 2000a):

- Allgemein akzeptiert ist der »Maud-Belt« in Dronning-Maud-Land. Er ist die Schweißnaht zwischen dem Grundhogna-Kraton einerseits und dem Crohn-Kraton / südliche Shackleton Range andererseits, zieht sich vom westlichen ins östliche Dronning-Maud-Land und umfasst Heimefrontfjella, Kirwanveggen (Abb. 1.2-3), H.U. Sverdrupfjella, Mühlig-Hoffman-Gebirge, Wohlthatmassiv, Schirmacheroase, Sør Rondane sowie Belgica und Yamato Mountains. Alle weisen zusätzlich eine deutliche panafrikanische Überprägung auf (s.u.), insbesondere die letzten sechs.
- Der »Rayner-Belt« (YOSHIDA & KIZAKI 1983) der nördlichen Prince Charles Mountains und des Rayner Komplexes verschleißt in Enderby-, Kemp- und Mac.Robertson-Land den Napier- mit dem Crohn-Kraton (südliche Prince Charles Mountains) (z.B. BOGER et al. 2002).

- Die Wilkes-Provinz (FITZSIMONS 2000a) in Wilkes-Land tritt in den Bunger Hills und auf den Windmill Islands auf. Sie verschleißt den Mawson-Kraton mit dem möglicherweise nach Queen Mary Land hineinziehenden Teil des Crohn-Kratons oder den Vestfold Hills und im australischen Gegenüber als Albany-Fraser-Belt den Mawson- mit dem Yilgarn-Kraton.

Irrtümlicherweise wurden die grenvillischen Bereiche der Antarktis in den 1980er und frühen 1990er Jahren einfach zu einem einzigen, sehr langen Orogen zusammengefasst, das der Antarktiküste in einem 250 km breiten Streifen von Coats-Land im Westen bis George-V.-Land im Osten folgt. Es wurde sogar mit einem eigenen Namen belegt: »Circum East Antarctic Mobile Belt« (YOSHIDA 1992). Ein solches zirkumantarktisches Gebirge gibt es nicht. Die Ausdehnung nach Osten bis Terre Adélie and George-V.-Land ist unzutreffend, und nach Westen bis nach Prinzregent-Luitpold-/Coats-Land (BLM; s.o.) ist sie unbewiesen.

Das Ross-Orogen

Etwa vor 750 Mio. Jahren begann Rodinia in zahlreiche Teilkontinente zu zerfallen, und dazwischen öffneten sich Ozeane, so zwischen dem heutigen Afrika und dem heutigen Indien der Moçambique-Ozean. Dieser Prozess betraf auch die heutige Ostantarktis (die Westantarktis existierte szt. noch nicht). Die südliche Verlängerung des Moçambique-Ozeans öffnete sich zwischen dem Grunehogna-Kraton (als Teil des Kalahari-Kratons) und dem Rest der Ostantarktis, wie Ozeanrelikte – sog. Ophiolithe – in der nördlichen Shackleton Range belegen. Vielleicht zweigte ein Arm dieses Ozeans im Raum südliches Enderby-Land in Richtung Prince Charles Mountains und weiter nach Princess-Elizabeth-Land ab. Etwa zur selben Zeit bildete sich im Bereich des heutigen Transantarktischen Gebirges der Rand des Paläo-Pazifiks. Die Subduktion dieses Paläo-Pazifiks unter die Ostantarktis führte vor etwa



Abb. 1.2-3: Grenvillisches, d.h. 1,1 Mrd. Jahre altes Orogen: Maud-Belt in Dronning-Maud-Land; hier: stark verfaltete migmatische Gneise im nördlichen Kirwanveggen.

500 bis 600 Mio. Jahren zur Bildung des Ross-Orogens. Das Ross-Orogen folgt also etwa dem heutigen Transantarktischen Gebirge und erstreckt sich über ~3400 km von Nordvictorialand, d.h. vom pazifischen Ende des Transantarktischen Gebirges bis zu seinem atlantikwärtigen, den Pensacola Mountains. Demselben Orogenzug gehört das westlichste Marie-Byrd-Land (= Edward-VII.-Halbinsel) an. Seine Abtrennung erfolgte viel erst später etwa am Ende der Kreidezeit.

Das Ross-Orogen ist durch Falten (*Abb. 1.2-4*), Überschiebungen, Metamorphose, Granite, Terranes (s.u.) sowie flysch- und molasseartige Sedimente charakterisiert. In Oates-Land wurden symmetrisch nach Westen und Osten gerichtete Überschiebungen entdeckt, die sich in das australische das »Ross-Orogen« – dort Delamerisches Orogen genannt – verfolgen ließen (Flöttmann et al. 1993). Die systematische Verteilung von unterschiedlichen Metamorphosearten (Hoch- bzw. Niederdruck; z.B. TALARICO et al. 2004) und Granittypen (z.B. VETTER & TESSENHORN 1987) führte zum Modell der ostantarktischwärtigen Subduktion des Paläo-Pazifiks. In Nordvictorialand besteht das Ross-Orogen aus drei sogenannten »Terranes«: dem eher stark metamorphen und granitreichen Wilson-Terrane im Westen, dem schwach metamorphen, turbiditischen Robertson-Bay-Terrane im Osten und dem ebenfalls schwach metamorphen und vulkanitreichen Bowers-Terrane dazwischen. Für diese Terranes wird diskutiert, ob sie »allochthon« sind, d.h. von weit her gedriftete Mikroplatten sind, oder ob sie nur ein zugehöriger Inselbogen (Bowers-Terrane) bzw. ein Akkretionskeil (Robertson-Bay-Terrane) sind. Alle Befunde sprechen dafür, dass das Ross-Orogen in erster Linie ein Subduktionsorogen ist (Andentyp).

Weitere panafrikanische Orogene

Zwei Orogenzüge entstanden etwa im selben panafrikanischen Zeitraum von 500 bis 600 Mio. Jahren wie das Ross-Orogen:

- Der Zug Shackleton Range – Dronning-Maud-Land – Sør Rondane – Lützw-Holmbukta. Dafür schlug FITZSIMONS (2000b) die Bezeichnung Lützw-Holm Belt (d.h. Lützw-Holm-Orogen), Jacobs et al. (1998) East Antarctic Belt (d.h. ostantarktisches Orogen) vor.
- Der Zug südliche Prince Charles Mountains – Grove Mountains – südöstliche Prydz Bay bzw. Denman Glacier. Er wurde »Kuunga-Sutur« genannt (BOGER et al. 2002).

Der genaue Verlauf beider Orogene ist jedoch wegen der starken Eisbedeckung unsicher.

Das Lützw-Holm-Orogen ist in der Shackle-

ton Range durch ausgeprägte Überschiebungs- und Deckentektonik gekennzeichnet (BUGGISH & KLEINSCHMIDT 2008, cum Lit.), durch häufige und deutliche spät-orogene Kollapsstrukturen (KLEINSCHMIDT & BROMMER 1997), in der Shackleton Range und in Kirwanwegen durch mächtige Molassebildungen (BUGGISH et al. 1999 bzw. HELFERICH et al. 2004) und in Dronning-Maud-Land durch syn- und postorogenen Magmatismus (ROLAND 2004), d. h. insgesamt durch typische Charakteristika eines Kollisionsorogens. Einem direkten Zusammenhang der Shackleton Range mit dem Rest des Gesamtorogens widersprechen allerdings neue aeromagnetische Strukturen unter dem Eis im südlichen Dronning Maud Land (MIETH & JOKAT 2013).

Eine Fortsetzung des Kuunga-Orogens in die panafrikanisch geprägten Teile der Denman-Gletscher-Region (BLACK et al. 1992) ist mehr als spekulativ. BOGER & MILLER sprechen sich 2004 eher für eine Verbindung zur Prydz Bay aus. Neuerdings favorisiert BOGER (2011) die Verbindung Kuunga-Sutur – Denman Glacier.

Beide Orogenzüge belegen den Zusammenschluss von Westgondwana (Südamerika, Afrika, Grunehogna-Kraton) mit Ostgondwana (Indien, Australien, der Hauptteil der Ostantarktis). Nach BOGER et al. (2001, 2002) könnte sich Gondwanas Verschmelzung in zwei Schritten vollzogen haben: nämlich in einem ersten kurz vor 550 und in einem zweiten kurz nach 550 Mio. Jahren. Der erste Schritt führte Westgondwana und »Indo-Antarctica« (d.h. Indien und nördliche Prince Charles Mountains + Napier-Komplex) zusammen, verkörpert im Moçambique-Gürtel und dessen Verlängerung in der Antarktis, einem Teil des Lützw-Holm-Belts. Im zweiten Schritt wird der Rest von Ostgondwana, d.h. Australien und der Rest der Ostantarktis, hinzugefügt, wobei sich die Kuunga-Sutur bildete. Diese Vorstellung könnte die »Zweigleisigkeit« innerhalb des Lützw-Holm-Belts erklären: In Dronning-Maud-Land ist er meist älter als 550 Mio. Jahre und daher Teilprodukt des ersten Schritts. Die Shackleton Range würde zum



Abb. 1.2-4: Ross-Orogen: verfaltete kambrische Turbidite in Nordvictorialand.

zweiten Schritt (weniger als 550 Mio. Jahre) gehören. Auf diese Art und Weise würde außerdem die Existenz des alten Fremdkörpers zwischen beiden »Gleisen« – bestehend aus den Bertrab-, Littlewood- und Moltke-Nuntakkern südlich von Coats-Land – plausibel; er wäre als exotisches Terrane oder Mini-Kraton im ersten Schritt angefügt (KLEINSCHMIDT & BOGER 2009). Eine alternative Deutung liefern KLEINHANS et al. (2013), die die jüngeren Alter (z.B. von Sør Rondane) dem post-/spätorogenen Kollaps zuordnen.

Die Gondwanazeit

Die panafrikanischen Orogenesen führten zur Bildung des Superkontinents Gondwana. Er existierte vor ca. 500 bis 180 Mio. Jahren. Zentraler Teil und Herzstück war die Antarktis. Zeugnisse von Gondwanas riesiger Landmasse sind terrestrische Sedimente, deren Antarktischeile unter dem Begriff »Beacon-Supergruppe« zusammengefasst werden und die die älteren Bildungen der Kratone, der grenvillischen und der panafrikanischen Orogene diskordant überlagern.

Die Beacon-Supergruppe kommt im Transantarktischen Gebirge von Victorialand bis zu den, Pensacola Mountains, in George-V.-Land, am Ostrand der Shackleton Range, nördlich und südlich der Shackleton Range (Theron Mountains bzw. Whichaway Nunataks), im westlichen Dronning-Maud-Land, in den Ellsworth Mountains und in Mac.Robertson-Land (Lambert-Gletscher-Gebiet) vor. Hauptgesteine sind fluviatile Sandsteine, die so das vorwiegend terrestrische Milieu für den Zeitraum Devon – tiefster Jura belegen. Die spektakulärsten Schichten sind einerseits permo-karbone Tillite und Diamiktite in Kombination mit Gletscherschrammen und andererseits permische Kohleflöze. Das weist auf einen raschen klimatischen Wechsel von eiszeitlichen Bedingungen zu dichter Bewaldung hin, von kalten zu humiden Verhältnissen mit milderen Temperaturen (z.B. COLLINSON et al. 1994).

Die Beacon-Supergruppe entspricht den unteren Gondwanaschichten Indiens und Südamerikas, der Karoo-Supergruppe des südlichen Afrika und permo-triassischen Analoga in Australien.

Der Gondwana-Zerfall

Der Zerfall Gondwanas begann damit, dass die Kruste Gondwanas vor rund 200 bis 180 Mio. Jahren »Sprünge« bekam. Entlang dieser Anfangssprünge floss zur Jurazeit (d.h. vor ca. 180 Mio. Jahren) in ganz Gondwana großflächig vulkanische Schmelze aus. Dieser Vulkanismus wird in der Antarktis unter dem Begriff »Ferrar-Supergruppe« zusammengefasst. Seine überwiegend subalkalischen, basischen Vulkanite sind weit verbreitet im westlichen Dronning- Maud-Land,

in der Nachbarschaft der Shackleton Range (Theron Mountains und Whichaway Nunataks), im gesamten Transantarktischen Gebirge von den Pensacola Mountains bis nach Victorialand und in George.-V.-Land. Die Vulkanite bilden ausgedehnte Flutbasaltdecken (»Kirkpatrick-Basalt«) oder häufiger Sills (»Ferrar-Dolerit«), die ± horizontal in ältere Gesteinsformationen (Grundgebirge, Beacon-Sandstein) eingedungen sind. Sie erreichen einige hundert Meter Mächtigkeit. Obwohl ihr Chemismus nicht alkalisch ist, werden sie allgemein als Indikator für Krustenextension und damit für den beginnenden Zerfall Gondwanas angesehen (z.B. ELLIOT 1992). Jedoch wird auch ein Zusammenhang mit dem Subduktionsprozess bei der Ellsworth-Orogenese (s.u.) in Betracht gezogen. Völlig analoge Vulkanite gibt es im südlichen Afrika und im südöstlichen Australien, vor allem auf Tasmanien.

Örtlich wird der Gondwanazerfall auch von Plutonismus begleitet, nämlich im Fall der Abtrennung Neuseelands vom antarktischen Marie-Byrd-Land zur Kreidezeit (vor ca. 100 Mio. Jahren). In beiden Gondwanafragmenten treten dementsprechende anorogene A-Typ-Granite auf.

Ein Teil der anfänglichen Sprünge in der Gondwanakruste weitete sich schließlich zu den heutigen Ozeanen auf. Den Abschluss des Gondwanazerfalls mit der endgültigen Isolierung der Antarktis bildet die Öffnung der Tiefsee-Meerestraßen zwischen Victorialand und Tasmanien vor ca. 33 Mio. Jahren und zwischen der Antarktischen Halbinsel und Südamerika (Drake-Passage) vor ca. 32 Mio. Jahren (BELL 2008). Dass damit die Bildung der geschlossenen, großflächigen Antarktischeisung vor 33,5 Mio. Jahren zusammenhängt, ist durch das Internationale Polarjahr 2007/08 klarer geworden (MILLER et al. 2008).

Das Ellsworth- oder Weddell-Orogen

Der paläopazifische Rand der Antarktis existierte seit der Gondwanabildung. Während der gesamten Existenz Gondwanas bildete er damit auch einen Teil des paläopazifischen Randes von Gondwana. Nach dem Ross-Orogen wurde an diesen Rand vor ca. 250 bis 200 Mio. Jahren eine weitere Wachstumszone angefügt, genannt Ellsworth- oder gelegentlich Weddell-Orogen, in größerem Zusammenhang auch Gondwaniden-Orogen, das die außerantarktischen Fortsetzungen im südlichen Afrika (Kapketten) und in Südamerika (Faltengürtel der Sierra de la Ventana) mit einschließt. Das Ellsworth-Orogen reicht von den Ellsworth zu den Pensacola Mountains und umfasst die Whitmore Mountains nach Süden zu. Der Zug Ellsworth – Pensacola Mountains ist eher der Faltenstrang (Abb. 1.2-5), während die Whit-

more Mountains eher den magmatischen Bogen des Orogens repräsentieren.

In den Pensacola Mountains überprägen die Strukturen der Ellsworth- die älteren der Ross-Orogenese. Beide verlaufen erwartungsgemäß etwa parallel. Im Raum Ellsworth-/Whitmore-Mountains streicht das Ellsworth-Orogen samt seinem Innengefüge dagegen seltsamerweise quer zum paläopazifischen Rand der Antarktis bzw. zum Verlauf des Ross-Orogens. Diese Querlage ist nach paläomagnetischen Daten Folge einer späteren sinistralen Rotation um ca. 90° (RANDALL & MAC NIOCAILL 2004). Ebenso problematisch und vom Eis verhüllt wie der Zusammenhang der Ellsworth mit den Pensacola Mountains ist der Zusammenhang der Ellsworth Mountains mit der Antarktischen Halbinsel. Beide Problemereiche können größere Störungszonen darstellen, was durch die Untereis-Morphologie durchaus gestützt wird (Bedmap2: FRETWELL et al. 2013).

Das Antarktische Anden-Orogen (die Antarktis-Anden)

Das Antarktische Anden-Orogen nimmt den Raum der gesamten Antarktischen Halbinsel bis etwa zur Walgreen-Küste ein. Es hat sich hauptsächlich in drei Schritten gebildet: 1. Oberjura bis Unterkreide (150 - 140 Mio. Jahre), 2. mittlere Kreide (~100 Mio. Jahre), 3. ~Tertiär (~50 Mio. Jahre - rezent) (z.B. Birkenmajer 1994, Vaughan & Storey 1997).

Ob stellenweise erkennbare permotriassische Deformation und Metamorphose den Gondwaniden zugerechnet werden kann, ist umstritten. Die Antarktischen Anden-Orogenese ist teilweise noch aktiv (s.u.) und stellt somit den jüngsten Anwachsstreifen des Kontinents dar. Die Antarktis-Anden sind wie die südamerikanischen Anden ein typisches Subduktionsorogen mit reichlich orogenem Magmatismus in Form von Granitplutonen und Vulkanresten. Im einzelnen ist das Deformations- und Metamorphosegeschehen sehr

kompliziert. Trotz der Dominanz des Magmatismus ist Faltung reichlich zu beobachten, z.B. im südlichsten Palmer Land und am Nordende Graham Lands (Abb. 1.2-6). Ca. 105 Mio. Jahre alte Überschiebungstektonik mit der Stapelung dreier Großeinheiten (»Western, Central und Eastern Domain«) prägt Palmer Land und Alexander Island (VAUGHAN & STOREY 2000, VAUGHAN et al. 2002). Dazu passt die Verteilung der zugehörigen metamorphen Gesteine (WENDT et al. 2008), darunter die für Hochdruckmetamorphose in Subduktionskomplexen charakteristischen Blauschiefer, u.a. auf Elephant Island (TROUW et al. 1991).

Der plattentektonisch aktive Teil der Antarktis

Der plattentektonisch jüngste und einziger noch mehr oder weniger aktiver Teil der Antarktis liegt nordwestlich der Antarktischen Halbinsel und ist eigentlich weiter nichts als der äußerste, pazifikwärtige Teil des Antarktischen Anden-Orogens. Er umfasst die Südshetland-Inseln und die Bransfield-Straße.

Nordwestlich der Südshetland-Inseln wurde und wird vielleicht noch ein wenig im Bereich der Südshetland-Tiefseerinne ein kleiner Teil des pazifischen Ozeanbodens unter die Antarktische Platte subduziert. Es handelt sich um den Rest der bereits größtenteils subduzierten, rein ozeanischen Phoenixplatte, der gelegentlich auch Drakeplatte genannt wird. Die zugehörigen Aufschmelzprodukte bilden die weitgehend andesitisch-basaltische Vulkankette der Südshetland-Inseln (Inselbogen). Fast alle diese Vulkane stammen aus dem Zeitraum Oberkreide – Eozän und sind erloschen. Nur einer lässt sich – jedenfalls geologisch – noch als fast aktiv einstufen: Penguin Island, knapp 1 km vor der Südküste von King George Island gelegen, brach zuletzt vor weniger als 100 Jahren aus! Penguin Island wird allerdings meist mit der Öffnung der Bransfield-Straße in Zusammenhang gebracht. (Ein Teil der Südshetland-



Abb. 1.2-5: Ellsworth-Orogen: Verfaltete permo-karbone Tillite in den Ellsworth Mountains (phot. W. Buggisch).



Abb. 1.2-6: Antarktisches Anden-Orogen: verfaltete Turbidite aus der Trias-Zeit (?), Antarktische Halbinsel (Paradise Bay).

Inseln – Elephant Island und Nachbarn – gehört wie die Halbinsel selbst früheren Stadien der Antarktis-Anden-Orogenese an und besteht aus stark verfalteter und metamorpher Tiefseerinnenfüllung der Jurazeit.)

Die Bransfield-Straße liegt südlich des vulkanischen Subduktionsinselbogens und bildet einen embryonalen Ozean mit einer aktiven Extensionszone, die allerdings nicht in der Mitte, sondern in der Nordhälfte der Meeresstraße verläuft. Sie öffnet sich um ca. 11 mm pro Jahr (DIETRICH et al. 1998). Daran gebunden ist ein weitgehend tholeiitbasaltischer Vulkanismus, teils submarin, teils als aktive Inselvulkane (Deception und Bridgeman Island). Die Bransfield-Straße wird als klassisches Beispiel für ein Back-Arc-Becken angesehen.

Große Bruch- (= Störungs-) Systeme

Der bis hierher dargestellten, eher produktiven Entwicklung des geologischen Antarktisaufbaus steht seine Zerstörung gegenüber: Die Antarktisarchitektur mit Kratonen und jüngeren Anwachsstreifen, den Orogenen, wird von relativ junger, meist extensionaler Bruchtektonik zerschnitten. Besonders große oder bemerkenswerte Bruchstrukturen sind:

- das Westantarktische Rift-System und dessen Hauptteil, der Ross-Meer-Graben (im Pazifiksektor),
- der Lambert-Graben (auch Lambert-Rift, gelegen in der Ostantarktis),
- der Graben von Jutulstraumen – Penckmulde (kurz Jutul-Penck-Graben, im Atlantiksektor)
- der Rennick-Graben als das Hauptelement eines Blattverschiebungssystems in Victoria- und Oates-Land,
- das Störungssystem um die Shackleton Range,
- und das küstenparallele Störungssystem in Kaiser-Wilhelm-II.-Land.

Der Ross-Meer-Graben ist mit bis 900 km extrem breit. Seine Absenkung begann im späten Mesozoikum (vor rund 140 Mio. Jahren), erreichte seine Hauptaktivität im Alttertiär (vor rund 40 Mio. Jahren) und führte zu einem enormen Reliefunterschied an seiner westlichen Grabenschulter. Der Versatz Transantarktisches Gebirge – Ross-Meer beträgt über 10 km. Die Krustendehnung geht einher mit typischem Intrakontinental-, d.h. Alkalivulkanismus. In Form der Stratovulkane Mt. Erebus (3794 m) und Mt. Melbourne (2732 m, *Abb. 1.2-7*) ist er in Victorialand noch aktiv, ähnlich am Mt. Berlin (3478 m), am Mt. Sidley (4181 m), am Mt. Siple (3110 m) und am Mt. Takahe (3460 m) in Marie-Byrd-Land.

Der Lambert-Graben durchschlägt den Rayner-Belt, die Kuunga-Sutur und den Crohn-Kraton und ist wenigstens z.T. mit permo-triassischen Sedimentgesteinen der Beacon-Supergruppe gefüllt. Die Bruch-

tektonik setzte bereits im Altpaläozoikum ein, erreichte ihren Höhepunkt im Perm und dauerte bis in die Unterkreide (HOFMANN 1996). Möglicherweise liegt der subglaziale Wostok-See (= Lake Vostok) in der etwas versetzten Verlängerung desselben Bruchsystems. Die Fortsetzung des Lambert-Grabens in Indien bildet das Mahanadi-Rift südwestlich von Kalkutta im Staat Orissa, gefüllt mit Sedimenten gleichen Typs und gleichen Alters wie im Lambert-Graben. Mit Hilfe des Lambert-Mahanadi-Systems lässt sich Gondwana daher sehr genau für den Bereich Indien–Antarktis rekonstruieren (HOFMANN 1996).

Der Jutul-Penck-Graben im westlichen Dronning-Maud-Land hat etwa die Ausmaße des Oberrheingrabens. Er brach wahrscheinlich vor rund 140 Mio. Jahren oder etwas später ein (JACOBS & LISKER 1999), begrenzt den Grunehogna-Kraton gegen Südosten und benutzt somit eine längst vorgezeichnete, viel ältere geologische Struktur. Diskutiert wird die mögliche Fortsetzung des Jutul-Penck-Grabens in das noch aktive ostafrikanische Grabensystem (GRANTHAM & HUNTER 1991). Der Gedanke ist nicht abwegig, denn Teile des ostafrikanischen Grabensystems waren bereits im Jura in Bewegung.

Das ausgedehnte Blattverschiebungssystem in Victoria- und Oates-Land verläuft schräg zum Ross-Meer-Graben und wird davon abgeschnitten. Es weist noch eine gewisse Aktivität auf, wie Erdbeben von 1952, 1974 und 1998 belegen. Die Beben von 1974 und 1998 lagen im Hauptelement des Systems, dem Rennick-Graben. In ihn sind Ferrar-Vulkanite und Sedimente der Beacon-Supergruppe eingesenkt. In manchen Abschnitten der Grabenstruktur wurden diese Gesteine spektakulär verfaultet und über die Grabenschultern hinweg ausgepresst und überschoben. Dies belegt einen komplizierten Bau des insgesamt dextralen Blattverschiebungssystems. In seinem Verlauf kommt zur horizontalen Verschiebung bald eine kompressive, bald



Abb. 1.2-7: Mt. Melbourne, noch aktiver Stratovulkan auf der westlichen Hauptverwerfung des Ross-Meer-Grabens, Victorialand.

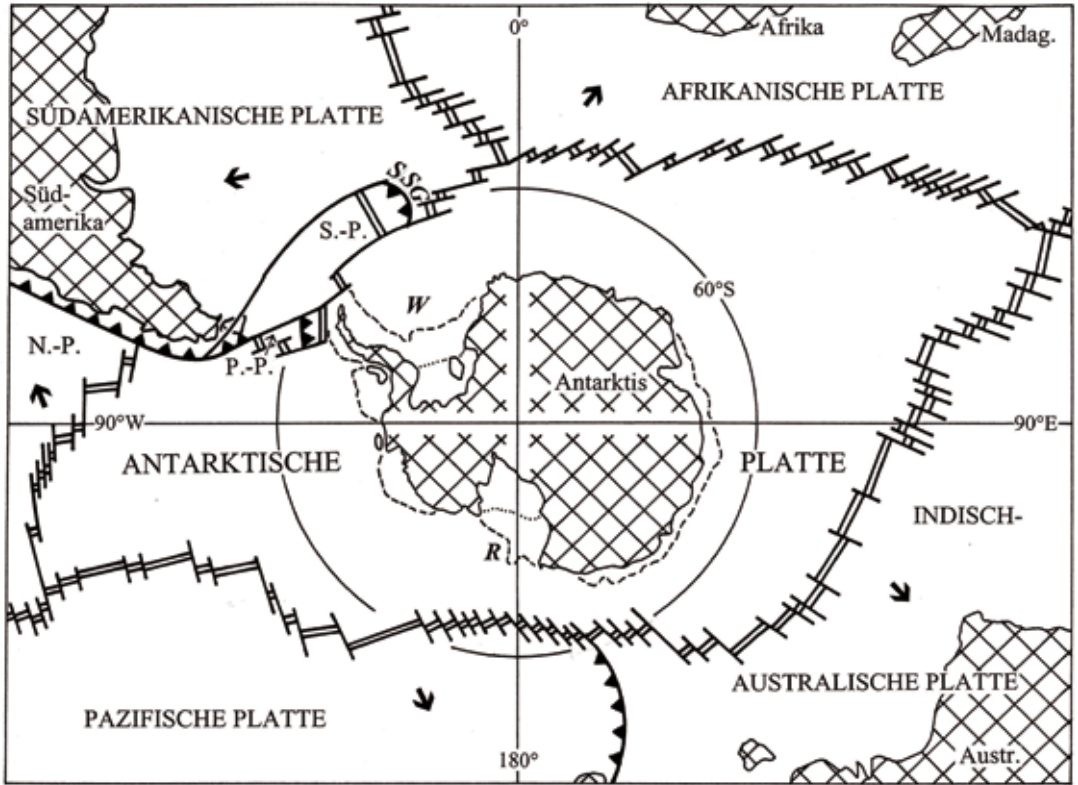


Abb. 1.2-8: Die Antarktisplatte: heutige plattentektonische Situation. Die Pfeile geben die relativen Plattenbewegungen aus der Sicht der Antarktis an. Gestrichelt: Außengrenze des kontinentalen Schelfs der Antarktis. Plattengrenzen: Doppellinie = Spreizungszonen, gezähnte Linie = Subduktion, einfache Linie = Transformstörung. N = Neuseeland, N.-P. = Nazca-Platte, P.-P. = Phoenix-(= Drake-)Platte, R = Rossmeer, S.-P. = Scotia-Platte, SSG = Südsandwich-, Graben“, W = Weddell-Meer.

eine extensionale Komponente hinzu, was zur Bildung von sogenannten Transpressions- und Transtensionsstrukturen führt (oben genannte Falten und Überschiebungen bzw. Pull-apart-Becken; ROSSETTI et al. 2003). Das Beben von 1952 ereignete sich ca. 120 km westlich des Rennick-Grabens im Zuge der parallel verlaufenden Struktur des Matusевич-Gletschers. Z. Zt. wird diskutiert, ob das Blattverschiebungssystem von Victoria- und Oates-Land eine Fortsetzung der ozeanischen Bruchzonen zwischen Australien und der Antarktis, z.B. der Tasman Fracture Zone, in die kontinentale Kruste der Antarktis hinein darstellen kann.

Parallel zum Slessor- und zum Recovery-Gletscher werden postjurassisch an großen Bruchsystemen die panafrikanisch geprägte Shackleton Range als Horst herausgehoben und die aus Gesteinen der Beacon- und Ferrar-Supergruppe aufgebauten Theron Mountains im Norden und Whichaway Nunataks im Süden abgesenkt. Das wird neuerdings durch Bedmap2 (FRETWELL et al. 2013) deutlich unterstrichen. Bedmap2 legt außerdem eine küstenparallele, bis 50 km landeinwärts

verlaufende mindestens 800 km lange Störung in Kaiser-Wilhelm-II.-Land nahe, an die der rd. 56 000 Jahre alte Gaussberg-Vulkan (370 m; Abb. 1.3-3 im Kap. 1.3 LÜDECKE, TINGEY et al. 1983) geknüpft ist. Er ist ähnlich den Vulkanen des Ross-Meer-Grabens ein Intraplatten-Vulkan aus Alkaligesteinen (Leuzitite).

Die heutige geotektonische Situation

Unter den heutigen Platten der Erde ist die antarktische die viertgrößte. Sie ist größer als die nordamerikanische und etwas kleiner als die eurasische Platte. Sie ist fast völlig umgeben von mittelozeanischen Spreizungszonen (mittelozeanischen Rücken) (Abb. 1.2-8). Ihr kontinentaler Anteil (= der Antarktis-Kontinent) ist fast völlig umgeben von passiven Kontinentalrändern, d.h. von ozeanischen Anteilen der Antarktisplatte. Lediglich im Bereich der Antarktischen Halbinsel (von ca. 62 °W bis ca. 50 °W) liegt ein subrezent aktiver Kontinentalrand mit Subduktionstektonik vor (s.o.). Subduktion findet am Rand der Antarktischen Platte auch im Südsandwich-Graben, einer Tiefseerinne, statt. Dort taucht

zwischen ca. 56 °S und 60 °S ozeanischer Anteil der Südamerikanischen Platte westwärts unter die ebenfalls ozeanische Kruste der Scotia-Platte. Das führt(e) zum Inselbogen-Vulkanismus der Südsandwich-Inseln.

Literatur

- BELL, R. E. (2008): Antarctic earth system science in the International Polar Year 2007-2008.- In: Cooper, A.K., Barrett, P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E. & Wise, W. (Eds.): *Antarctica: a keystone in a changing world*: 7-18, Washington D.C. (Nat. Acad. Pr.).
- BIRKENMAJER, K. (1994): Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview.- *Geol. Rdsch.* 83: 309-321.
- BLACK, L. P., SHERATON, J. W., TINGEY, R. J. & M. T. MCCULLOCH (1992): New U-Pb zircon ages from the Denman Glacier area, East Antarctica, and their significance for Gondwana reconstruction.- *Antarctic Sci.* 4: 447-460.
- BOGER, S. D. (2011): Antarctica – before and after Gondwana.- *Gondwana Res.* 19: 335-371.
- BOGER, S. D. & J. MCL. MILLER (2004): Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross-Delamerian Orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions.- *Earth. Planet. Sci. Lett.* 219: 35-48.
- BOGER, S. D., CARSON, C. J., FANNING, C. M., HERGT, J. M., WILSON, C. J. L. & J. D. WOODHEAD (2002): Pan-African intraplate deformation in the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 195: 195-210.
- BOGER, S. D., MAAS, R. & C. M. FANNING (2008): Isotopic and geochemical constraints on the age and origin of granitoids from the central Mawson Escarpment, southern Prince Charles Mountains, East Antarctica.- *Contrib. Miner. Petrol.* 155: 379-400.
- BOGER, S. D., WILSON, C. J. L. & C. M. FANNING (2001): Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: The final suture between east and west Gondwana? - *Geology* 29: 463-466.
- BUGGISCH, W. & G. KLEINSCHMIDT (2008): The Pan-African nappe tectonics in the Shackleton Range.- In: Cooper, A., Raymond, C.R. et al. (Eds.): *Antarctica: a keystone in a changing world* - Online Proc. 10th ISAES, USGS Open-File Rep. 2007-1047, Short Res. Pap. 058, 4 p., doi: 10.3133/of2007-1047.srp058, Washington DC (Nat. Acad. Pr.).
- BUGGISCH, W., BACHTADSE, V. & F. HENJES-KUNST (1999): Lithostratigraphy, facies, geochronology, and palaeomagnetic data of the Blaiklock Glacier Group, Shackleton Range, Antarctica.- *Terra Antarctica* 6: 229-239.
- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G., HÖHNDORF, A. & J. POHL (1994): Stratigraphy and facies of sediments and low-grade metasediments in the Shackleton Range, Antarctica.- *Polarforschung* 63: 9-32.
- COLLINSON, J. W., ISBELL, J. L., ELLIOT, D. H., MILLER, M. F., MILLER, J.M.G. & J. J. VEEVERS (1994): Permian-Triassic Transantarctic basin.- In: Veevers, J. J. & Powell, C. McA. (Eds.): *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthlaskan margin of Gondwanaland*, *Geol. Soc. Amer. Mem.* 184: 173-222.
- DIETRICH, R., DACH, R., PERLT, J., SCHENKE, H.-W., SCHÖNE, T., POHL, M., SOLTAU, G., ENGELHARDT, G., MIKOLAISKI, H.-W., SEEBER, G., MENGE, F., NIEMEIER, W., SALBACH, H., LINDNER, K., KÜTTERER, H.-J. & M. MAYER (1998): The SCAR GPS campaigns: Accurate geodetic reference in Antarctica.- In: Forsberg, R., Feissel, M. & Dietrich, R. (Eds.): *Geodesy on the move. Gravity, geoid, geodynamics, and Antarctica*. Internat. Ass. Geodes. Symp. 119: 474-479.
- ELLIOT, D. H. (1992): Jurassic magmatism and tectonism associated with Gondwanaland break-up: an Antarctic perspective.- In: Storey, B.C., Alabaster, T. & Pankhurst, R.J.(Eds.): *Magmatism and the causes of continental break-up*, *Geol. Soc. London spec. Publ.* 68, 165-184.
- FANNING, C. M., DALY, S. J., BENNETT, V. C., MENOT, R. P., PEUCAT, J. J., OLIVER, R. L. & O. MONNIER (1995): The »Mawson Block«: Once contiguous Archean to Proterozoic crust in the East Antarctic Shield and Gawler Craton, Australia.- VII. Internat. Sympos. Antarctic Earth Sci., Abstr.: p. 124, Siena.
- FITZSIMONS, I. C. W. (2000a): Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens.- *Geology* 28: 879-882.
- FITZSIMONS, I. C. W. (2000b): A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents.- *J. African Earth Sci.* 31: 3-23.
- FLÖTTMANN, T., GIBSON, G. M. & G. KLEINSCHMIDT, G. (1993): Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific.- *Geology* 21: 319-322.
- FRETWELL, P. & H. D. PRITCHARD et al. (2013): Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica.- *The Cryosphere* 7: 375-393. [© BAS, Cambridge].
- GOSE, W. A., HELPER, M. A., CONNELLY, N. J., HUTSON, F. E. & I. W. D. DALZIEL (1997): Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions.- *J. geophys. Res.* 102: 7887-7902.
- GRANTHAM, G.H. & D. R. HUNTER (1991): The timing and nature of faulting and jointing adjacent to the Pencksökket, western Dronning Maud Land, Antarctica.- In: THOMSON, M.R.A., CRAME, J.A. & THOMSON, J.W. (Eds.): *Geological evolution of Antarctica*: 47-51, Cambridge.
- HARLEY, S.L. & L. P. BLACK (1997): A revised chronology for the Napier Complex, Enderby Land, from SHRIMP ion-microprobe studies.- *Antarctic Sci.* 9: 74-91.
- HELFERICH, S., LÄUFER, A.L., HENJES-KUNST, F. & G. KLEINSCHMIDT (2004): Pan-African events in southern Kirwanveggen (western Dronning Maud Land, Antarctica) - evidence from structural geology and geochronology.- *Z. dt. geol. Ges.* 154: 453-468.
- HOFMANN, J. (1996): Fragmente intragondwanischer Riffe als Werkzeug der Gondwana-Rekonstruktion - das Beispiel des Lambert-Mahanadi-Riffes (Ostantarktika - Peninsular Indien).- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 199: 33-48.
- JACOBS, J. & F. LISKER (1999): Post Permian tectono-thermal evolution of western Dronning Maud Land, East Antarctica: an apatite fission-track approach.- *Antarct. Sci.* 11: 451-460.
- JACOBS, J. & R. J. THOMAS (2004): Himalayan-type

- indenter-escape tectonics model for the southern part of the late Neoproterozoic-early Paleozoic East African-Antarctic orogen.- *Geology* 32: 721-724.
- JACOBS, J., FANNING, C. M., HENJES-KUNST, F., OLESCH, M. & H.-J. PAECH. (1998): Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land.- *J. Geol.* 106: 385-406.
- KLEINHANS, I. C., JACOBS, J., ENGVIK, A., BINGEN, B., ROLAND, N. W., LÄUFER, A. & R. SCHOENBERG (2013): Pan-African granitoid magmatism in central Dronning Maud Land derived from a mantle source, not a lower crustal source: evidence from geochemical and Sr-Nd isotope signatures.- *Ber. Polar- u. Meeresforsch.* 659: 82-83.
- KLEINSCHMIDT, G. & S. D. BOGER (2009): The Bertrab, Littlewood and Moltke nunataks of Prinz-Regent-Luitpold-Land (Coats Land) - enigma of East Antarctic geology.- *Polarforschung* 78: 95-104.
- KLEINSCHMIDT, G. & A. BROMMER (1997): Indications of late-orogenic collapse in the Ross Orogen, and significance of related structures.- In: Ricci, C.A. (Ed.): *The Antarctic region: geological evolution and processes*: 237-243, Siena.
- LOEWY, S. L., DALZIEL, I. W. D., PISAREWSKY, S., CONNELLY, J. N., TAIT, J., HANSON, R. E. & D. BULLEN (2011): Coats Land crustal block, East Antarctica: a tectonic tracer for Laurentia? - *Geology* 39: 859-862.
- MIETH, M. & W. JOKAT (2013): New aeromagnetic view of the geological fabric of southern Dronning Maud Land and Coats Land, East Antarctica.- *Gondwana Res.* 2013, 10 S., <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.04.003>.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D., KATZ, M. E., BROWNING, J. V., CRAMER, B. S., WADE, B. S. & S. F. MIZINTSEVA (2008): A view of Antarctic ice-sheet evolution from sea-level and deep-sea isotope changes during the Late Cretaceous-Cenozoic.- In: Cooper, A.K., Barrett, P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E. & Wise, W. (Eds.): *Antarctica: a keystone in a changing world*: 55-70, Washington D.C. (Nat. Acad. Pr.).
- RANDALL, D. E. & C. MAC NIOCAILL (2004): Cambrian palaeomagnetic data confirm a Natal Embayment location for the Ellsworth-Whitmore Mountains, Antarctica, in Gondwana reconstructions.- *Geophys. J. Internat.* 157: 105-116.
- ROLAND, N. W. (2004): Pan-African granite-charnockite magmatism in central Dronning Maud Land, East Antarctica: petrography, geochemistry and plate tectonic implications.- *Geol. Jb.* B96: 187-281.
- ROSSETTI, F., LISKER, F., STORTI, F. & A. L. LÄUFER (2003): Tectonic and denudation history of the Rennick Graben (North Victoria Land): Implications for the evolution of rifting between East and West Antarctica.- *Tectonics* 22: 11-1 - 11-18.
- SNAPE, I., BLACK, L. P. & S. L. HARLEY (1997): Refinement of the timing of magmatism, high-grade metamorphism and deformation in the Vestfold Hills, East Antarctica, from new SHRIMP U-Pb zircon geochronology.- In: Ricci, C.A. (Ed.): *The Antarctic region: geological evolution and processes*: 139-148, Siena.
- TALARICO, F., PALMERI, R. & C. A. RICCI (2004): Regional metamorphism and P-T evolution of the Ross Orogen in northern Victoria Land (Antarctica): a review.- *Period. Miner.* 73: 185-196.
- TINGEY, R. J., MCDUGALL, I. & A. J. W. GLEADOW (1983): The age and mode of formation of Gaussberg, Antarctica.- *J. geol. Soc. Austral.* 30: 241-246.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. (1991): Structural and metamorphic evolution of the Elephant Island group and Smith Island, South Shetland Islands.- In: Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.): *Geological evolution of Antarctica*: 423-428, Cambridge.
- VAUGHAN, A. P. M. & B. C. STOREY (1997): Mesozoic geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula.- In: Ricci, C.A. (Ed.): *The Antarctic region: geological evolution and processes*: 373-382, Siena.
- VAUGHAN, A. P. M. & B. C. STOREY (2000): The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula.- *J. Geol. Soc. London* 157: 1243-1256.
- VAUGHAN, A. P. M., PANKHURST, R. J. & C. M. FANNING (2002): A mid cretaceous age for the Palmer land event, Antarctic Peninsula: implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes.- *J. Geol. Soc. London* 159: 113-116.
- VETTER, U. & F. TESSENSOHN (1987): S- and I-type granitoids of North Victoria Land, Antarctica, and their inferred geotectonic setting.- *Geol. Rdsch.* 76: 233-243.
- WILL, T. M., ZEH, A., GERDES, A., FRIMMEL, H. E., MILLAR, I. L. & E. SCHMÄDICKE (2009): Palaeoproterozoic to Palaeozoic magmatic and metamorphic events in the Shackleton Range, East Antarctica: Constraints from zircon and monazite dating, and implications for the amalgamation of Gondwana.- *Precambrian Res.* 172: 25-45.
- WENDT, A. S., VAUGHAN, A. P. M. & A. TATE (2008): Metamorphic rocks in the Antarctic Peninsula region.- *Geol. Mag.* 145: 655-676.
- YOSHIDA, M. (1992): Precambrian tectonothermal events in east Gondwanian crustal fragments and their correlation (IGCP-288).- *Japan Contr. to IGCP 1992*: 51-62, IGCP Nat. Committee Japan, Tokyo.
- YOSHIDA, M. & K. KIZAKI (1983): Tectonic situation of Lützow-Holm Bay in East Antarctica and its significance in Gondwanaland.- In: Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, L.B. (Eds.): *Antarctic Earth Science*: 36-39, Austral. Acad. Sci., Canberra.

Kontakt:
 Prof. Dr. Georg Kleinschmidt
 FB Geowissenschaften
 Universität Frankfurt.de
 kleinschmidt@em.uni-frankfurt.de