

**Karoo Rifting im Morondava Becken, Madagaskar:
Fazielle Entwicklung, Kinematik und Dynamik
eines polyphasen Riftbeckens**

vorgelegt
von Diplom-Geologe
Florian Heinrich Bremer

Von der Fakultät VI:
Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften
der Technischen Universität Berlin
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften
- Dr. rer. nat. -
genehmigte Dissertation

Promotionsausschuß:
Vorsitzender: Prof. Dr. W. Dominik
Berichter: Prof. Dr. G. Franz
Berichter: PD Dr. H. Schandelmeier

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 29. April 2005

Berlin 2005

D 83

ZUSAMMENFASSUNG

Im Morondava Becken, im Südwesten Madagaskars, wurden zwischen dem oberen Karbon und dem unteren Jura kontinentale Sedimente in einem Riftbecken abgelagert. Die Ablagerung dieser Karoo Sedimente begann im oberen Karbon in begrenzten Bereichen im Süden und im Zentrum des Morondava Beckens mit glazialen und fluviatilen Sedimenten der Sakoa Gruppe. Ab dem oberen Perm, nur während der unteren und mittleren Trias unterbrochen, erfolgte die Ablagerung von fluviatilen und lakustrinen Sedimenten der Sakamena und der Isalo Gruppe innerhalb des gesamten Beckens. Satellitengestützte Fernerkundung sowie sedimentologische und strukturgeologische Geländearbeit im Bereich der Riftschulter und des angrenzenden Grundgebirges ermöglichten eine detaillierte Analyse der Karoo Riftphasen und der Trennung von Ost- und Westgondwana. Im Gegensatz zu bisherigen Arbeiten, die von einfachen Dehnungsmodellen mit E-W, bzw. NW-SE Extension ausgegangen waren, konnte nachgewiesen werden, daß das initiale Riftstadium im unteren Perm als lokal begrenzte Pull-Apart Becken erfolgte. Dabei wurden panafrikanische Scherzonen im Grundgebirge mit sinistralen Versatz reaktiviert. Diese waren für die Orientierung und räumliche Verteilung der unterpermischen Sakoa Gruppen Subbecken von entscheidender Bedeutung. Im weiteren Verlauf der Riftentwicklung nahm das Ausmaß der intrakontinentalen Extension deutlich zu und erfaßte ab dem oberen Perm weite Bereiche des Morondava Beckens. Verstärkte E-W Extension führte während der Sedimentation der unteren Sakamena Gruppe in weiten Bereichen des Morondava Beckens zur Verbreiterung des Sedimentationsraumes. Nach wie vor waren panafrikanische Schwächezonen im Grundgebirge wichtige Kontrollfaktoren der Strukturbildung. Im unteren wie im oberen Perm war der regionale Spannungstensor horizontal N-S orientiert. Diese ungefähr N-S gerichtete Intraplattenkompression im afrikanischen Segment von Westgondwana kann auf Kompression durch verstärkte Deformationsprozesse am aktiven paläo-pazifischen Kontinentalrand von Pangäa bzw. das Gondwaniden Orogen zurückgeführt werden. Mit der Wende von Perm zu Trias rotierte der regionale Spannungstensor in die Vertikale und es etablierte sich im gesamten Morondava Becken ein extensionelles Spannungsfeld, das zur NW-SE gerichteter Dehnung und Bildung eines klassischen Riftbeckens führte. Diese Entwicklung erreichte mit Ablagerung der fluviatilen Isalo I Gruppe in der mittleren Trias ihren Höhepunkt. Bereits in der oberen Trias waren die tektonischen Aktivitäten wieder beendet, und das Morondava Becken entwickelte sich zu einem thermischen Sackungsbecken.

ABSTRACT

In the Morondava basin, in the southwest of Madagascar, sedimentation of thick clastic continental Karoo-type sequences started in the southern and central part at the end of the Carboniferous. The deposition of these Karoo sediments began in the upper Carboniferous in limited areas in the south and in the center of the Morondava basin with glacial and fluvial sediments. From the upper Permian onwards, only interrupted during the lower and middle Triassic, the deposit of fluvial and lacustrine sediments occurred in the entire basin. Remote sensing using satellite image interpretations as well as field work within the range of the rift shoulder and the adjacent basement were investigated with respect to their structural inventory. Analysis of fault geometry and sedimentary pattern revealed a detailed geodynamic model for the Karoo rifting and the separation from East- and Westgondwana. In contrary to previous work, which assumed an early orthogonal rift model with either E-W or NW-SE directed extensional strain, it could be proven that the initial rift stage in the lower Permian was initiated as local pull apart basins. In the forthcoming Karoo rift system, Panafrican shear zones were compressively stressed and reactivated with a left-lateral sense of displacement. Border faults of individual Sakoa group sub-basins follow the foliation trend and the trend of major shear zones in the basement, suggesting a distinct kinematic relationship between both. During the proceeding rift development the extent of E-W directed intracontinental extension continuously increased and affected the entire basin during deposition of the lower Sakamena group in the upper Permian. Still the style of rifting and major border fault formation were kinematically controlled by Panafrican shear zones. Throughout the Permian the regional stress tensor orientation was approximately N-S oriented. The N-S intraplate compression in the African segment of West-Gondwana can be related to increased deformation along the Palaeo-Pacific margin of Pangaea which also resulted in the Gondwanide orogeny. During the Permian Triassic transition the regional stress tensor rotated into a vertical position and established a tensional rift basin with widespread normal faulting characterised by orthogonal NW-SE directed extensional strain. The sediments of the Isalo I group, which are of fluvial origin, accumulated in the growing rift system and mark the climax of a long lasting process of crustal extension. Already in the upper Triassic tectonic activities were terminated and the Morondava basin developed to a thermal sag basin.

DANKSAGUNG

Die Arbeit entstand am Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Berlin im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft DFG geförderten Projektes SCHA 596/1-1 „Initiale Extensionsprozesse im Morondava Becken Südmadagaskar“.

Besonderer Dank gilt meinem Betreuer PD Dr. H. Schandelmeier für die Vergabe, seine Betreuung und sein Interesse am Fortgang dieser Arbeit.

Bei Herrn Prof. Dr. G. Franz (Technische Universität Berlin) möchte ich mich für die Begutachtung dieser Arbeit bedanken. Bedanken möchte ich mich auch bei Prof. T. Razakamanana (Universität Toliara/Madagaskar) für seine Unterstützung während der zweiten Geländekampagne.

Dr. H.-G. Holl sei für seine tatkräftige Unterstützung bei der Geländearbeit und Hilfestellung bei der Auswertung der Röntgendiffraktometrie und Dünnschliffmikroskopie gedankt. Bedanken möchte ich mich auch bei Dr. R. Bussert, für seine wertvollen Hinweise und Anregungen.

Bedanken möchte ich mich für die tatkräftige Unterstützung von Cordelia Lange für die Aufbereitung der Proben für die Röntgendiffraktometrie, von Elke Becker für die Aufbereitung der Proben für die Röntgendiffraktometrie und die Anfertigung von Grafiken sowie bei Constanze von Engelhardt für die Fertigung der Dünnschiffe.

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG.....	I
ABSTRACT	II
DANKSAGUNG	III
INHALTSVERZEICHNIS	IV
1 EINLEITUNG.....	1
1.1 Allgemeines.....	1
1.2 Ziel der Arbeit.....	2
1.3 Methodik.....	2
1.3.1 Gefügeanalyse	2
1.3.2 Sedimentologische Analysen.....	3
1.3.3 Fernerkundung.....	4
2 DIE GEODYNAMISCHE ENTWICKLUNG MADAGASKARS	5
2.1 Das Präkambrium Madagaskars	6
2.2 Die geodynamische Entwicklung Madagaskars im Phanerozoikum	9
2.3 Die mesozoische Entwicklung des Indischen Ozeans	14
3 KAROO SEDIMENTATION UND BECKENGEOMETRIE.....	16
3.1 Die Karoo Sedimente des Morondava Beckens	16
3.2 Beckengeometrie und Sedimentationsmuster	21
3.3 Zusammenfassung: Karoo Sedimentation und Beckengeometrie	25
4 PETROGRAPHIE UND FAZIESENTWICKLUNG	27
4.1 Allgemeines.....	27
4.1.1 Der glaziale Sedimentationsraum.....	28
4.1.2 Der periglaziale Sedimentationsraum.....	32
4.1.3 Der fluviatile Sedimentationsraum.....	34
4.1.4 Der Sedimentationsraum See	50
4.2 Sakoa Gruppe	51
4.2.1 Untere Sakoa Gruppe	51
4.2.2 Mittlere Sakoa Gruppe	56
4.2.3 Obere Sakoa Gruppe.....	58
4.3 Sakamena Gruppe	60
4.3.1 Untere Sakamena Gruppe.....	60
4.3.2 Mittlere Sakamena Gruppe.....	67
4.4 Untere Isalo Gruppe (Isalo I Gruppe)	69

4.5 Petrographie	74
4.5.1 Dünnschliffuntersuchungen.....	74
4.5.2 Röntgendiffraktometrie und Tonmineralogie.....	82
4.6 Zusammenfassung: Petrographie und Faziesentwicklung	86
5 STRUKTURELLE ENTWICKLUNG DES MORONDAVA BECKENS	89
5.1 Allgemeines	89
5.2 Kinematische Interpretation von spröden Strukturen	90
5.3 Strukturen des Präkambrischen Grundgebirges: Ausgangssituation vor Riftbeginn	91
5.4 D1 Deformation - Blattverschiebung (unteres Perm)	97
5.5 D2 Deformation – divergente Blattverschiebung (oberes Perm)	105
5.6 D3 Deformation - orthogonale Extension (untere bis mittlere Trias)	111
5.7 Zusammenfassung: Kinematische Entwicklung des Morondava Beckens	115
6 PALÄOSPANNUNGSANALYSE UND DYNAMIK DER RIFTENTWICKLUNG	117
6.1 Allgemeines	117
6.1.1 Schersinnindikatoren	117
6.1.2 Spannung und Verformung	119
6.1.3 Strukturen bruchhafter Verformung	120
6.1.4 Dynamische Interpretation von spröden Strukturen	122
6.1.5 Der Mohrsche Spannungskreis.....	128
6.1.6 Berechnung der Paläospannung.....	130
6.1.7 Das Verhältnis der Hauptspannungen	133
6.2 D1 Deformation – axiale Kompression	135
6.3 D2 Deformation - Transtension	138
6.4 D3 Deformation – Transtension	142
6.5 Zusammenfassung: Paläospannungsanalyse	144
7 TEKTONO-SEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG DES KAROO RIFTINGS	146
8 LITERATUR	151
9 ANHANG	163
9.1 Aufschlußliste	163
9.2 Mineralbestand – Dünnschliffuntersuchung	166
9.3 Tonmineralogie - RDA-Messungen	169
9.4 Tektonische Meßwerte - Paläospannungsanalyse	180
9.5 Tektonische Meßwerte	182

1 EINLEITUNG

1.1 Allgemeines

Madagaskar ist - nach Grönland, Neu Guinea und Borneo - mit einer Länge von 1.600 km in Nord – Süd Richtung und einer Breite von durchschnittlich 650 km in Ost – West Richtung die viert größte Insel der Erde. Die Insel wird durch die im Mittel 400 km breite Straße von Mosambique vom afrikanischen Festland getrennt. Madagaskar besteht aus drei etwa längengradparallelen geographischen Bereichen, deren Geomorphologie von der jeweiligen Geologie beeinflusst werden: das zentrale Hochland, einem Küstenstreifen im Osten und dem Flachland im Westen. Das zentrale Hochland liegt auf einer Höhe von 800 bis 1.400 Metern über dem Meeresspiegel und nimmt flächenmäßig den größten Teil der Insel ein. Hier liegt auch die Hauptstadt Antananarivo. Der Küstenstreifen im Osten befindet sich zwischen einem großen Abhang am östlichen Rand des Hochlandes und dem Indischen Ozean und besitzt eine Breite von etwa 90 km, deren schmale alluviale Küstenebene durch Lagunen begrenzt wird. Das Flachland im Westen erstreckt sich über eine Breite von 180 bis 300 km. Die Küste ist von Mangroven, Korallenriffen und vulkanischen

Inseln gesäumt. Trotz der relativen Nähe zum Afrikanischen Kontinent besitzt Madagaskar eine einzigartige Flora und Fauna mit vielen endemischen Arten.

Eine erste Besiedlung durch den Menschen fand erst vor etwa 2000 Jahren aus dem Indo-Pazifischen Raum statt. Um das Jahr 1000 nach Christus erfolgte eine weitere Besiedlungswelle durch afro-arabische Siedler. Schließlich folgten während der französischen Kolonialzeit zwischen 1896 und 1960 Franzosen, Inder und Chinesen. Gegenwärtig besitzt die Insel etwa 16 Millionen Einwohner, die nach sprachlichen, religiösen und kulturellen Besonderheiten in bis zu zwanzig ethnische Gruppen unterteilt werden.

Die Wirtschaft Madagaskars basiert hauptsächlich auf dem Anbau von landwirtschaftlichen Produkten und der Ausbeutung von Bodenschätzen. Exportiert werden Kaffee, Gewürze, Tabak und Sisal sowie Chromit, Graphit, Glimmer und Illmenit. Darüber hinaus verfügt das Land über bedeutende Edelstein- und Halbedelsteinlagerstätten. Die wichtigsten sind Saphir, Zitrin, Granat, Amethyst, Beryl und Turmalin.

1.2 Ziel der Arbeit

Ziel der Arbeit ist es, die kinematischen Prozesse während der Extensionstektonik des Morondava-Beckens Madagaskars im Zeitraum unteres Perm bis mittlerer Jura zu klären. Zu diesem Zweck erfolgte eine Bestandsaufnahme des Strukturinventars der präkambrischen Riftschulter und der klastischen Karoo Sedimente im Randbereich des Beckens über Fernerkundung. Im Verlauf der Geländeaufnahmen wurden in ausgewählten Bereichen des Beckenrandes sedimentologische Arbeiten durchgeführt, um den Stil der fluviatilen Systeme sowie die Schüttungsrichtungen rekonstruieren zu können. Damit waren sowohl Aussagen über die Entwicklung und Geometrie des Sedimentbeckens als auch erste Aussagen hinsichtlich der tektonischen Entwicklung möglich. Darüber hinaus wurden spröde und duktile Strukturen innerhalb des Grundgebirgskomplexes der präkambrischen

Riftschulter sowie das strukturelle Inventar der Sedimentabfolgen aufgenommen. Die spröden Deformationsstrukturen wurden sowohl im Hinblick auf ihre relativen Altersbeziehungen als auch auf ihre kinematische Bedeutung geordnet. Letztlich konnte einerseits der Einfluß des präkambrischen Strukturinventars auf die Kinematik der spätpaläozoischen bis frühmesozoischen Extensionsprozesse geklärt und andererseits mittels Paläospannungs- und Sedimentationsanalysen die Anzahl der verschiedenen Extensionsphasen, deren zeitlichen und räumlichen Umfang sowie die kinematischen Prozesse bestimmt werden. Schließlich wurde am Beispiel des südlichen Morondava-Beckens Madagaskars ein dynamisches Modell für das früheste Stadium des Indischen Ozeans entwickelt.

1.3 Methodik

1.3.1 Gefügeanalyse

Die Geländearbeit fand in zwei Kampagnen im August und September 2000 sowie im August 2001 statt. Alle Gefügemessungen erfolgten mit einem Clar-Gefügekompas; die Angabe der Meßwerte in Gefügeschreibweise mit Einfallsrichtung

und Einfallswert. Die Auswertung und Darstellung der Daten in Polpunkt- und Kluftrösendiagrammen sowie die Berechnung der Paläospannungen erfolgte mit TectonicsFP 1.6 (REITER & ACS 2000). Die Berechnung des Spannungstensors er-

folgte mittels der direkten Inversionsmethode nach ANGELIER & GOGUEL (1979) sowie SPANG (1972), beide verändert nach SPERNER et al. (1993). Bei geringer Daten-

dichte wurde auf die PT-Achsen Berechnung nach TURNER (1953) zurückgegriffen.

1.3.2 Sedimentologische Analysen

Zusätzlich wurden von allen sedimentologischen Einheiten Proben genommen. Aufgrund der starken Verwitterung war die Auswertung von Proben jedoch nur in begrenztem Umfang möglich. Von 38 Proben wurden Dünnschliffe angefertigt und lichtmikroskopisch ausgewertet. Neben der Bestimmung des Mineralbestandes wurden Kornrundungsgrad, Korngrößenverteilung, Porosität und Sortierung abgeschätzt. Zusätzlich wurde zur Klassifikation der Sand- und Siltsteine an jeweils 300 Körnern der Mineralbestand bestimmt.

Zur qualitativen Bestimmung der Tonfraktion mittels Röntgendiffraktometrie (RDA) wurden die Proben zunächst zerkleinert, mit 3 ml 0,1 molarer Natriumpyrophosphat-Lösung ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) versetzt und mehrere Tage geschüttelt. Die Separierung der Tonfraktion erfolgte im Atterbergzylinder; anschließend wurden die Tonminerale durch zentrifugieren aus der Suspension abgetrennt. Von je-

der Probe wurde ein getrocknetes Präparat, ein im Exsikator mit Ethylenglykol bedampftes Präparat und ein 5 Stunden bei 350°C als auch bei 500°C geglühtes Präparat röntgendiffraktometrisch gemessen. Darüber hinaus wurde aus der zerkleinerten Probe mittels Atterbergzylinder die Korngrößenfraktion zwischen $2 \mu\text{m}$ und $63 \mu\text{m}$ abgetrennt und ebenfalls gemessen. Die Messungen erfolgten am Röntgendiffraktometer der TU Berlin, einem PHILIPS PW 1729, die weitere Bearbeitung der Meßdaten mit dem Programm PHILIPS X'Pert Organizer. Das PHILIPS PW 1729 arbeitet mit einer Cu-Röntgenröhre, 50 kV Beschleunigungsspannung und 30 mA Stromstärke. Trifft die Cu- $K\alpha$ -Strahlung auf die Oberfläche der Minerale, so entsteht unter einem charakteristischen Reflexionswinkel 2θ ein Beugungspeak. Gemessen wird 2θ über einen Bereich von 3° bis 30° und mit einer Goniometergeschwindigkeit von $0,02^\circ/\text{sec}$.

1.3.3 Fernerkundung

Zum Erstellen einer geologischen Übersichtskarte sowie zum Auskartieren von Lineamenten wurden Landsat 5 Thematic Mapper (TM) sowie SPOT 4 Satellitenbilder mittels ENVI 3.2 ausgewertet. Genutzt wurden drei Landsat 5 Satellitenbilder, die den östlichen Rand des Morondava-Beckens nahezu vollständig abdeckten, sowie zwei multispektrale Spot 4 Satellitenbilder aus dem zentralen und südlichen Bereich des Beckens. Die Landsat 5 Satellitenbilder verfügen über sieben spektrale Kanäle, die mit einer Auflösung von 30 x 30 m Bereiche des sichtbaren Lichtes (0,4 bis 0,7 μm) und des nahen Infrarotlichtes (0,7 bis 3,0 μm) abdecken. Über ein Gebiet von 185 mal 170 km werden blaues, grünes und rotes Licht des sichtbaren Spektrums sowie mit drei Kanälen Infrarotlicht zwischen 0,76 und 2,35 μm erfaßt. Der Kanal 6 mißt thermisches IR mit einer Wellenlänge von 10,5 bis 12,5 μm und einer räumlichen Auflösung von 120 m. Die Spot 4 Satellitenbilder besitzen drei spektrale Kanäle, die sichtbares grünes und rotes Licht im Bereich von 0,5 bis 0,69 μm und Infrarotlicht zwischen 0,79 und 0,9 μm mit einer Auflösung von 20 mal 20 m über ein Areal von 60 mal 60 km erfassen. Der vierte Kanal erfaßt einen Teil des roten und grünen sichtbaren Lichtes von 0,5 bis 0,9 μm mit einer Auflösung von 10 mal

10 m. Zunächst wurden die Rohdaten mittels ENVI 3.2 sowie markanten topographischen Merkmalen, die den Tactical Flight Charts Madagaskars entnommen wurden, georeferenziert. Anschließend wurden zur Verbesserung der Bildqualität schärf-, kontrast- und kantenverstärkende Operationen durchgeführt. Zum Erarbeiten einer geologischen Übersichtskarte aus den Landsat 5 Satellitenbildern wurden Falschfarbenbilder aus den Kanälen 7, 4 und 1 sowie aus den Verhältnis-Berechnungen der Kanäle 7/4, 7/1, 5/2 und 4/1 verwendet. Die Verhältnisberechnungen einzelner Kanäle verstärken die spektralen Unterschiede der verwendeten Kanäle und minimieren topographische Effekte, somit wird eine genauere Interpretation des Bildes erleichtert (RICHARDS 1994). Ebenso wurde mit den Spot 4 Satellitenbildern verfahren, von denen die Kanäle 4, 2, 1 sowie das Verhältnis der Kanäle 4/2, 4/1 sowie 2/1 genutzt wurden. Das Ergebnis wurde an Hand von geologischen Karten (BESAIRIE 1964; CLIQUET & SPENGLER 1957; JHONAS 1956; HOURCQ 1934) sowie eigenen Geländebeobachtungen korrigiert. Ferner wurden kantenverstärkende Berechnungen durchgeführt, die einen virtuellen Lichteinfall simulieren, um damit Lineamente verstärken und auskartieren zu können.

2 DIE GEODYNAMISCHE ENTWICKLUNG MADAGASKARS

Etwa zwei Drittel Madagaskars, die Ostküste und das zentrale Hochland, bestehen aus archaischem bis proterozoischem Grundgebirge, das während der panafrikanischen Orogenese im Neoproterozoikum und Kambrium intensiv überprägt wurde. Phanerozoische Gesteine befinden sich in einem schmalen Bereich entlang der Ostküste sowie im Norden und im Westen der

Insel. Die bedeutendsten Sedimentbecken befinden sich entlang der Westküste Madagaskars: Das Diego Becken liegt zwischen dem nördlichen Ende Madagaskars und der Ampasindava Halbinsel. Südlich der Ampasindava Halbinsel schließt sich bis zum Kap St. André das Majunga Becken an, dem weiter südlich das Morondava Becken folgt (Abb. 2.1).

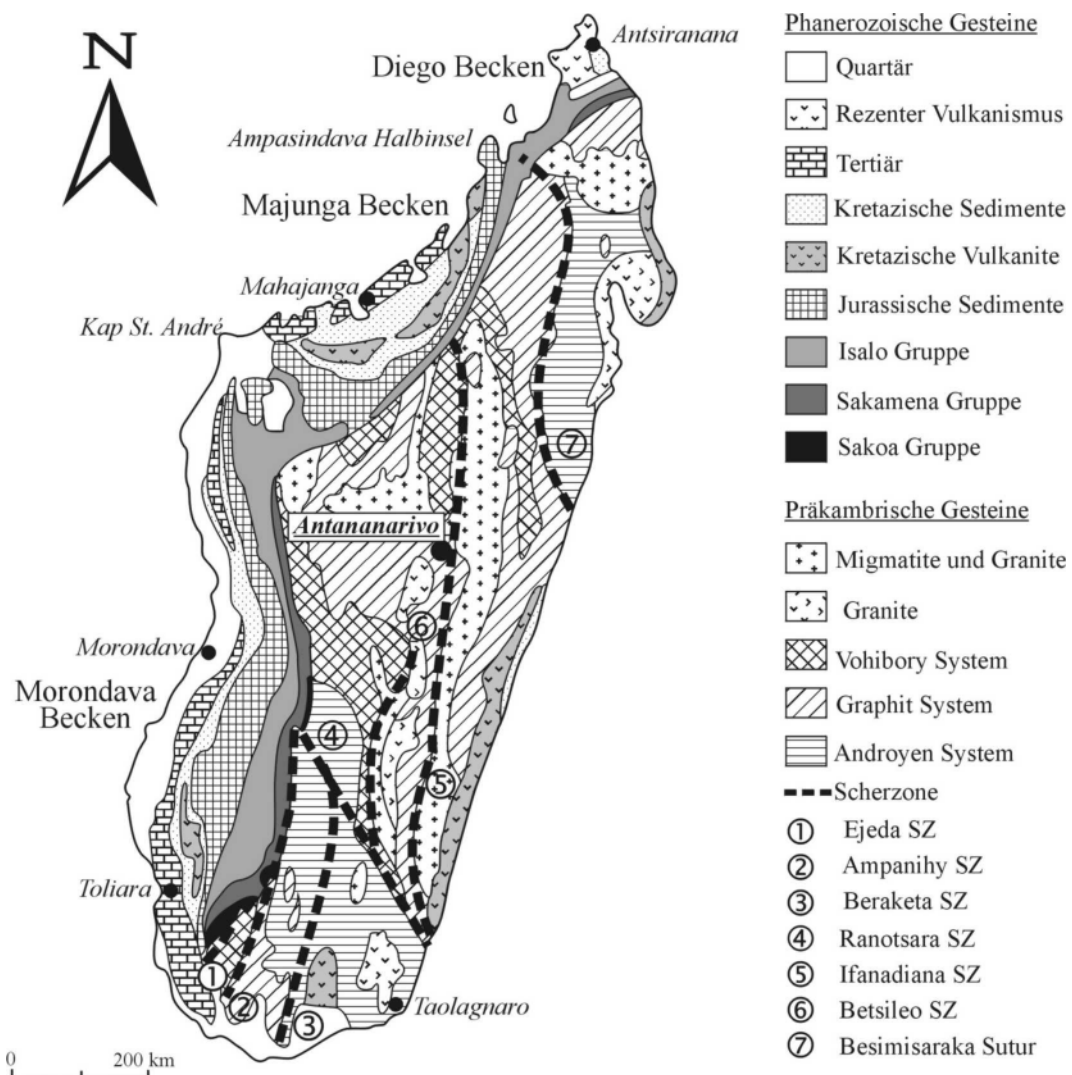


Abb. 2.1: Geologische Übersichtskarte Madagaskars (BESAIRIE 1972).

2.1 Das Präkambrium Madagaskars

Das präkambrische Grundgebirge Madagaskars besteht überwiegend aus amphibolit- bis granulitfaziellen Metamorphiten und besitzt eine komplexe polyphase Deformationgeschichte. Abhängig von der Lithologie und der regionalen Position wird das Grundgebirge in drei Systeme unterteilt (BESAIRIE 1972): Das Androyen System besteht aus granulitfaziellen Metamorphiten, Migmatiten und Graniten. Metabasite und Metapelite mit stark variierendem Metamorphosegrad sowie Migmatite und Granite bilden das Graphit System. Namensgebend sind graphitführende Gneise. Das Vohibory System setzt sich aus granulit- bis grünschieferfaziellen Mafiten und Ultramafiten zusammen (Abb. 2.1).

Die Einteilung der Grundgebirgskomplexe sowie die relativen Altersbeziehungen werden jedoch bisher nicht einheitlich gehandhabt (vgl. COLLINS & WINDLEY 2002; DE WIT et al. 2001; WINDLEY et al. 1994). Bisher wurde das Androyen System als das älteste und das Vohibory System als das jüngste System betrachtet (BESAIRIE 1972; BOAST & NAIRN 1982). Andererseits ergaben Rb/Sr-, Sm/Nd- und U/Pb-Datierungen sowohl archaische als auch unter- bis mittelproterozoische Alter sowie eine intensive panafrikanische Überprägung aller Einheiten (WINDLEY et al. 1994). Im Gegensatz dazu

wird die Existenz von archaischen Gesteinen im Grundgebirge Madagaskars bezweifelt (PAQUETTE & NÉDÉLEC 1998), bzw. nur für das Androyen System angenommen (DE WIT et al. 2001).

Während die Entwicklungen der archaischen Bereiche des Grundgebirges Madagaskars wegen der intensiven Überprägung nur schwer zu rekonstruieren ist, sind spätere Stadien der Krustenentwicklung weitgehend geklärt. Die lithologische, bzw. metamorphe sowie strukturelle Entwicklung des Grundgebirges Madagaskars im Proterozoikum und unterstem Paläozoikum wurde durch einen abgeschlossenen Wilson Zyklus entscheidend geprägt (COLLINS & WINDLEY 2002). Diese Entwicklung begann vor 900 bis 850 Ma mit Rifting im Superkontinent Rodinia. Zeugen des Riftings finden sich heute in den Atmo-Delgo und Zambesi Aulakogenen, in bimodalen Vulkaniten im Arabisch Nubischen Schild sowie in Ablagerungen passiver Kontinentalränder westlich des Arabisch Nubischen Schildes sowie in Kenia und im Sudan (ABDELSALAM & STERN 1996). Im Anschluß an das Rifting bildeten sich vermutlich mehrere schmale ozeanische Becken. Da jedoch direkte Hinweise auf Ausdehnung, Alter und Strukturen der ozeanischen Becken fehlen, wird aufgrund von erhöhten Extensionsraten auch die

Existenz eines „Mosambique Ozeans“ für möglich gehalten. Ophiolithe im Arabisch Nubischen Schild, mit Altern zwischen 810 und 740 Ma, werden als Hauptphase der ozeanischen Krustenextension gedeutet. Etwa gleichzeitig mit der Entstehung von Mittelozeanischen Rücken kam es zur Bildung von Subduktionszonen und Inselbögen sowie vor 760 Ma zur ersten Krustenakkretion im Arabisch Nubischen Schild. Während im Arabisch Nubischen Schild durch Akkretion von Inselbögen hauptsächlich juvenile Kruste gebildet wurde, kam es südlich von Sabaloka im Sudan zur Kontinent-Kontinent Kollision im „Mozambique Belt“. Granulite, deren Bildung mit der Hauptphase der Orogenese gleichgesetzt werden, haben in Afrika (Kenia, Tansania, Malawi, Mosambique) Alter zwischen 750 und 650 Ma, in Indien und Sri Lanka Alter zwischen 550 und 450 Ma. (STERN 1994; STERN 1993). Die Granulite Madagaskars besitzen Alter zwischen 580 und 570 Ma (PAQUETTE et al. 1993) bzw. Alter um 550 Ma (KRÖNER et al. 2000). Die kontinuierliche Abnahme der Granulitalter von West nach Ost wird auf die Verlagerung der Kollisionszone in östliche Richtung zurückgeführt.

Auch wenn der Ablauf der panafrikanischen Orogenese grundsätzlich geklärt ist, bleiben im Detail noch einige Fragen offen. Beispielsweise ergibt die Datierung der Kontinent-Kontinent Kollision bzw.

der Hauptphase der Orogenese im Bereich Madagaskars verhältnismäßig große Abweichungen. So variieren die Alter zwischen 700 bis 650 Ma (PAQUETTE & NÉDÉLEC 1998), 650 bis 630 Ma (DE WIT et al. 2001), 605 bis 520 Ma (COLLINS & WINDLEY 2002) und 590 bis 530 Ma (MARTELAT et al. 2000). Im Anschluß an die panafrikanische Orogenese intrudierten zahlreiche spät- bis postorogene Granite. U/Pb sowie Ar/Ar Datierungen der Granite ergaben Alter von 630 Ma und 550 bis 530 Ma (MEERT et al. 2002; Meert et al. 2001; KRÖNER et al. 1999; PAQUETTE & NÉDÉLEC 1998). Die Bildung der Plutone stimmt zeitlich mit Extensionsphasen in der kontinentalen Kruste überein. So weist Vulkanismus auf eine Extensionsphase vor 630 Ma hin. Darüber hinaus führte Extension an der Betsileo Scherzone vor 550 Ma zur Exhumierung von tieferen Krustenbereichen im zentralen Madagaskar (COLLINS & WINDLEY 2002; PAQUETTE & NÉDÉLEC 1998; NÉDÉLEC et al. 1994)

Auch in Bezug auf Suturzonen im Grundgebirge Madagaskars existieren abweichende Meinungen: So ist nach einigen Autoren, trotz großer Unterschiede zwischen den Grundgebirgskomplexen von Madagaskar und Indien, keine Suture in Madagaskar nachgewiesen worden (SHACKLETON 1996; STERN 1994). Andererseits repräsentieren die stark gescherten Metapelite und Peridotite der Betsimisara-

ka Suturzone den Ozeanboden des „Mozambique Ozeans“ und werden als Suturzone gedeutet (COLLINS & WINDLEY 2002; KRÖNER et al. 2000). Darüber hinaus war möglicherweise während der Kollision von Madagaskar und Afrika eine weitere Suturzone westlich von Madagaskar aktiv. Damit könnte das zentrale Madagaskar zu einem Krustensegment gehört haben, das sich nach Norden durch Somalia bis ins südliche Äthiopien und nach Süden durch Indien nach Sri Lanka erstreckte (COLLINS & WINDLEY 2002). Darüber hinaus wird die Ampanihy Scherzone im Süden Madagaskars als Terrangrenze angesehen (WINDLEY et al. 1994). Die große zeitliche Dimension der Kollisionsphase (700 bis 520 Ma) sowie die zwei möglichen Extensionsphasen (630 und 550 Ma) lassen sich nicht mit einer einzigen Kontinent-Kontinent Kollision erklären, selbst wenn die Entwicklung diachron abgelaufen wäre. Vielmehr kollidierten im Verlauf der panafrikanischen Orogenese vermutlich mehrere Krustensegmente und wurden von West nach Ost in den Superkontinent Gondwana eingegliedert.

Im Süden Madagaskars befinden sich mehrere Scherzonen (Abb. 2.1), deren Nomenklatur in der Literatur uneinheitlich gehandhabt wird. Diese Arbeit folgt der Nomenklatur nach der Mehrzahl der Publikationen (MARTELAT et al. 2000; MARKL et al. 2000; GRUJIC & MANCKTELOW 1998;

PILI et al. 1997). Danach befinden sich im Süden Madagaskars, von West nach Ost, die etwa N-streichenden Ejeda, Ampanihy und Beraketa Scherzonen sowie weiter nördlich die NNW-streichende Ranotsara (bzw. Bongolava-Ranotsara) Scherzone. Die Beraketa Scherzone wird auch als Vorokafotra (DE WIT et al. 2001; ROLIN 1991) bzw. Betroka Scherzone (COLLINS & WINDLEY 2002; WINDLEY et al. 1994) bezeichnet. Im Osten der Insel befinden sich die N-streichenden Betsileo und Ifanadiana Scherzonen (COLLINS & WINDLEY 2002; MARTELAT et al. 2000), sowie, im Nordosten, die Betsimisaraka Suturzone (COLLINS & WINDLEY 2002; KRÖNER et al. 2000). Die Ifanadiana Scherzone wird auch als Angavo Scherzone bezeichnet (MEERT et al. 2001; PAQUETTE & NÉDÉLEC 1998).

So wie die Nomenklatur der Scherzonen im Süden Madagaskars nicht vereinheitlicht ist, wird auch die Kinematik einiger Scherzonen unterschiedlich gedeutet. So wird für die Ampanihy Scherzone ein dextraler Schersinn (DE WIT et al. 2001; WINDLEY et al. 1994) bzw. sinistraler Schersinn (MARTELAT et al. 2000; MARTELAT et al. 1999) und für die Beraketa Scherzone ein sinistraler Schersinn (DE WIT et al. 2001; WINDLEY et al. 1994) bzw. dextraler Schersinn (MARTELAT et al. 2000; MARTELAT et al. 1999) angenommen. Unter Umständen dominierte jedoch nicht Horizontalversatz den Deformati-

onsmechanismus dieser Scherzonen, sondern wurde durch Überschiebung, gefolgt von homogener Ost-West-gerichteter Verkürzung, bestimmt (DE WIT et al. 2001). Lediglich der sinistrale Versatz an der Rantsara Scherzone wird allgemein akzeptiert. Auch wenn die Kinematik der Scher-

zonen nicht eindeutig geklärt ist, so sind sie eine wertvolle Hilfe in der Korrelation von präpanafrikanischen Krustenfragmenten und damit für die Rekonstruktion Gondwanas (DE WIT et al. 2001; MARTELAT et al. 2000; STERN 1994; WINDLEY et al. 1994).

2.2 Die geodynamische Entwicklung Madagaskars im Phanerozoikum

Der Superkontinent Gondwana existierte ab der panafrikanischen Orogenese im obersten Proterozoikum bis zur Dispersion Pangäas im Mesozoikum. Bereits im Kambrium begann eine Orogenese am Südrand des Kontinents, die durch Subduktion von ozeanischer Kruste gesteuert wurde und mit Unterbrechung bis in den mittleren Jura andauerte. Begleitet wurde diese Orogenese von einer Entwicklung magmatischer Bögen sowie einer episodischen Akkretion von Terranen (TROUW & DE WIT 1999). Eine frühpaläozoische Subduktionszone in Südamerika wurde während des oberen Devons durch Akkretion eines Mikrokontinentes unterbrochen und durch eine weitere Subduktionszone ab dem oberen Karbon abgelöst (VISSER & PRAEKELT 1996).

Mit der Konsolidierung des Herzynischen Orogens im Permo-Karbon wurde einerseits eine lang andauernde Subduktionszone im Norden Gondwanas deaktiviert; andererseits die Subduktion am Paläopazifischen Rand von Gondwana ge-

steigert, was letztlich in der Bildung des Permo-Triassischen Gondwaniden Orogens resultierte (ZIEGLER 1992). Die kompressiven Aktivitäten am Südrand Gondwanas und die postherzynische Plattenreorganisation generierten im Inneren Gondwanas Dehnung, die in der thermisch geschwächten Kruste Gondwanas zahlreich Riftbecken und Schersysteme entstehen ließen (VISSER & PRAEKELT 1996; ZIEGLER 1992). An den Rändern des Superkontinents entstanden Back-Arc Becken im heutigen Südamerika, in Afrika, in der Antarktis und in Australien (Abb. 2.2).

Immer noch ungeklärt ist der Einfluß von Hotspots, und damit die Frage, ob aktives oder passives Rifting der entscheidende Mechanismus des Zerfalls Gondwanas war. Während der Beginn der Plattendrift zwischen Ost- und Westgondwana (Bouvet Plume), Südamerika und Afrika (Tristan Plume), Australien/Antarktis und Madagaskar/Indien (Kerguelen Plume), Madagaskar und Indien (Marion Plume)

und zwischen den Seychellen und Indien (Reunion Plume) jeweils mit Magmatismus verknüpft war (HAWKESWORTH et al. 1999; STOREY 1995), sind für die Riftphase, vom obersten Karbon bis in die Trias, keine Hotspots nachgewiesen worden. Daher ist der Zerfall Gondwanas vermutlich vielmehr durch kompressive, bzw. transpressive Spannungen, verursacht durch schräge Plattenkonvergenz sowie flache Subduktion, vorangetrieben worden. Diese Spannungen führten zu Deformation an Bereichen mit Gradienten in der thermischen Struktur sowie in der Mächtigkeit

der Lithosphäre. Die regionale Verbreitung Permo-Triassischer Deformationszonen folgt weitgehend dem Verlauf neoproterozoischer Kollisionszonen (TROUW & DE WIT 1999). Ab dem oberen Perm wurde die Intraplattendeformation durch die Rotation Laurussias mit dem Uhrzeigersinn (VISSER & PRAEKELT 1996) bzw. gegen den Uhrzeigersinn (ZIEGLER 1992) zusätzlich intensiviert. Ab der unteren Trias entwickelte sich dann die Plattengrenze zwischen Ost- und Westgondwana (VISSER & PRAEKELT 1996).

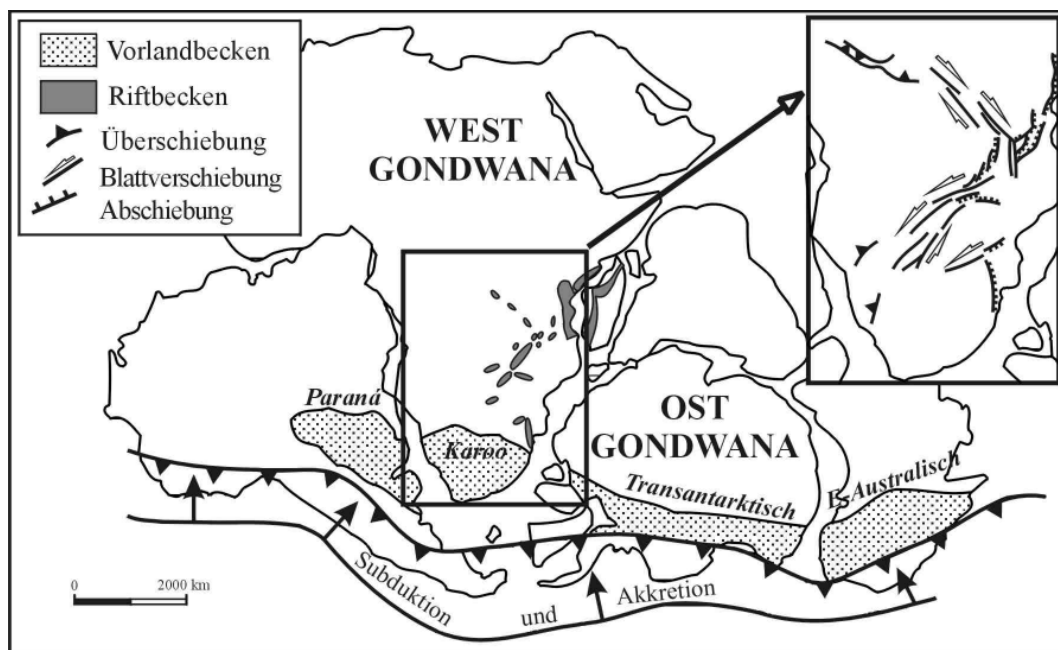


Abb. 2.2: Back-Arc Becken Gondwanas sowie paläozoische Riftbecken und Scherzonen im südlichen Afrika. Abbildung modifiziert nach TURNER (1999), VISSER & PRAEKELT (1996), LAMBIASE (1989) und DALY et al. (1989).

Am Ende der panafrikanischen Orogenese befand sich Madagaskar in zentraler Position innerhalb Gondwanas, mit Kenia und Tansania im Westen, den Seychellen im

Norden, Indien und Sri Lanka im Osten und Mosambique im Süden (Abb. 2.2). Die vom obersten Proterozoikum bis zum Mesozoikum andauernde zentrale Position

Madagaskars erlaubt einen direkten Einblick in die Prozesse während der Trennung von Ost- und Westgondwana. Allerdings ist dabei die Frage der Paläoposition Madagaskars von entscheidender Bedeutung und wurde in der Vergangenheit ausführlich diskutiert. Einer der ersten Rekonstruktionen von Gondwana zufolge befand sich Madagaskar an der heutigen Küste von Tansania, Kenia und Somalia (DU TOIT 1937). Eine weitere Möglichkeit ist die Position vor der Küste von Mosambique und Südafrika (FLORES 1970). Darüber hinaus wird eine zumindest seit dem Perm unveränderte Position Madagaskars postuliert (BOAST & NAIRN 1982; NAIRN 1978; KENT 1974). Nach dem aktuellen Stand der Forschung, basierend auf geophysikalischen (YARDIMCILAR & REEVES 1998; SCOTese 1991; COFFIN & RABINOWITZ 1988; COFFIN 1985; RABINOWITZ et al. 1983; SCRUTTON et al. 1981), paläomagnetischen (RAKOTOSOLOFO et al. 1999; LOTTES & ROWLEY 1990; EMBLETON & McELHINNY 1982; EMBLETON et al. 1980; McELHINNY et al. 1976; EMBLETON & McELHINNY 1975; SMITH & HALLAM 1970), sedimentologischen und struktureologischen (UHMANN 1996; LUGER et al. 1994; WOPFNER 1993) sowie palynologischen Untersuchungen (HANKEL 1993), wird die nördliche Position bevorzugt. Allerdings ergeben sich auch hier noch deutliche Abweichungen hinsichtlich der Lage Madagaskars (Abb. 2.3).

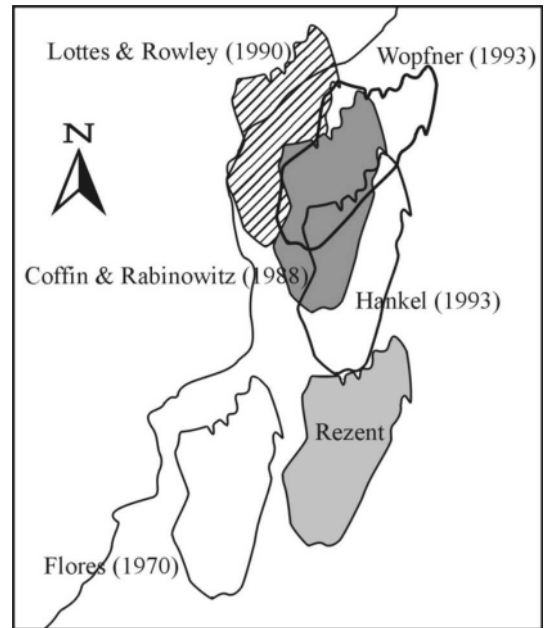


Abb. 2.3: Paläopositionen Madagaskars nach HANKEL (1993), WOPFNER (1993), LOTTES & ROWLEY (1990), COFFIN & RABINOWITZ (1988) und FLORES (1970).

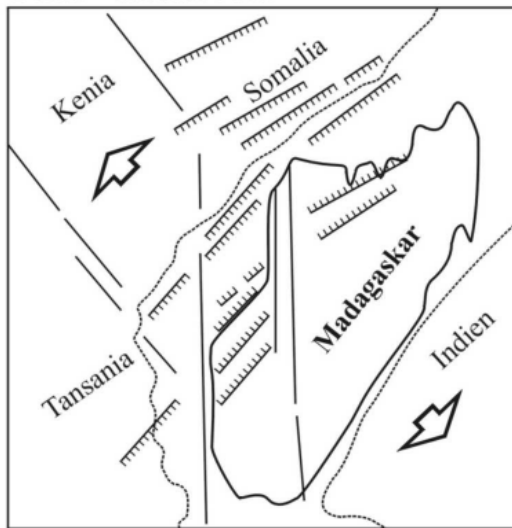
Die Trennung von Madagaskar und Afrika, d. h. von Ost- und Westgondwana, erfolgte im mittleren Jura, während des Callov. Dabei ist der Übergang vom Rifting zur Plattendrift durch den Beginn des Sea-floor Spreading im Somali und im Mosambique Becken vor 165 Ma gekennzeichnet. Dieses dauerte bis in die Unterkreide vor 121 Ma an (COFFIN & RABINOWITZ 1988; RABINOWITZ et al. 1983). Dem Sea-floor Spreading ging an den heutigen passiven Kontinentalrändern von Ostafrika und Madagaskar Krustenextension, -hebung und Subsidenz voraus, die in den Karoo-Sequenzen von Ostafrika und Madagaskar überliefert wurden. Die Sedimentation begann während des Permokarbons und hielt über einen Zeitraum von etwa 150 Ma bis ins untere Jura an (COFFIN & RABINOWITZ

1988). Die Ablagerung der kontinentalen Sedimente war jedoch kein kontinuierlicher Prozeß, sondern erfolgte in acht separaten Zyklen (HANKEL 1994), wobei sich Hebung und Erosion an der Riftschulter sowie Grabenbildung und Sedimentation abwechselten (NICHOLS & DALY 1989). Da die wiederholte Sedimentation von Krustenhebung und Erosion, d.h. in erster Linie von tektonischen Bewegungen verursacht wurde, könnte - abgesehen vom ersten - der Beginn jedes Sedimentationszyklus mit einer Riftphase gleichgesetzt werden. Diese ereigneten sich im Sakmara, im Artinsk, im Capitan sowie an der Wende von Perm/Trias, an der Wende Anis/Ladin, an der Wende Pliensbach/Toarc sowie im Aalen (Abb. 3.2; HANKEL 1994). Dabei kam es während der permotriassischen Riftphase an der östlichen Riftschulter zur verstärkten Subsidenz, die den Übergang vom kontinentalen Rifting zur Bildung eines kontinentalen Beckens markiert, und die möglicherweise auf die Entwicklung eines Detachments zurückzuführen ist (WOPFNER 1993).

Im allgemeinen wird angenommen, daß die regionale Extensionsrichtung während des kontinentalen Riftings E-W (NICHOLS & DALY 1989; COFFIN & RABINOWITZ 1988) bzw. NW-SE (MONTENAT et al. 1996; MALOD et al. 1991) orientiert war. Dabei entwickelte sich eine Serie von NE streichenden Hor-

sten, Gräben und westfallenden Halbgräben sowie antithetischen Kippschollen, deren Geometrie durch NNE-SSW streichende Mylonite im metamorphen Grundgebirge vorgezeichnet wurde (NICHOLS & DALY 1989). Dieses System von Abschiebungen wurde möglicherweise durch eine sinistrale Blattverschiebungskomponente modifiziert (WOPFNER 1993), die während der Ablagerung der Karoo Sedimente eine sukzessive Öffnung des Morondava Beckens von Süden nach Norden zur Folge hatte (PIQUÉ et al. 1999a). Mit dem Ende des kontinentalen Riftings im oberen Pliensbach (HANKEL 1994) und dem Einsetzen des Sea-floor Spreadings entwickelten sich das Diego und das Majunga Becken zu passiven Kontinentalrändern entlang des Somali Beckens. Im Gegensatz zu diesen entwickelte sich das Morondava Becken zwischen der Davie- und der Ranotsara Scherzone als divergente Blattverschiebungszone mit dextralem Versatz (MONTENAT et al. 1996). Dieses Blattverschiebungssystem entstand als Transformstörung zwischen den beiden Spreadingzentren im Somali und im Mosambique Becken und war Teil eines globalen Schersystems, das zur Trennung von Ost- und Westgondwana sowie zur relativen Süddrift Ostgondwanas führte (Abb. 2.4). Das Sea-floor Spreading hatte in den madagassischen Becken eine bedeutende Transgression aus dem Bereich

Perm - unterer Jura



Mittlerer Jura - Unterkreide

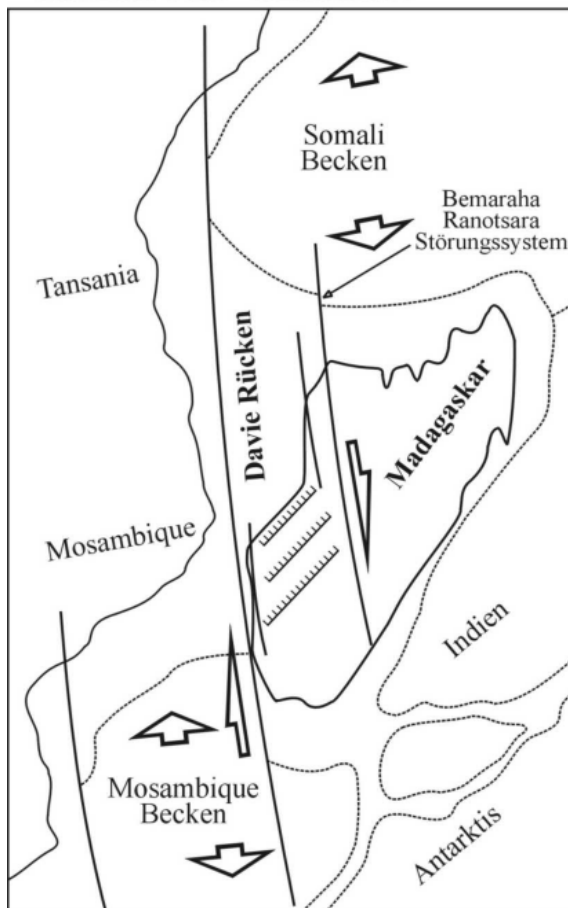


Abb.2.4 a.: Paläoposition Madagaskars während des kontinentalen Riftings. b.: Plattendrift Madagaskars entlang der Davie Scherzone während des Juras und der Unterkreide aufgrund des Sea-floor Spreadings im Somali und Mosambique Becken. (MONTENAT et al. 1996).

der Tethys zur Folge, die im Diego Becken, im Majunga Becken sowie im nördlichen Morondava Becken während des unteren Toarcs einsetzte und an der Wende Toarc – Aalen (LUGER et al. 1994) bzw. im Bajoc (UHMANN 1996) das südliche Morondava Becken erreichte und zur Ablagerung von flach- bis offenmarinen Sedimenten führte. Dieser Fazieswechsel ist sowohl in den Sedimenten Madagaskars, als auch in den Sedimenten Ostafrikas und des westlichen Australiens zu beobachten und läßt sich nicht ausschließlich auf einen weltweiten Meeresspiegelanstieg im Bajoc zurückführen. Vielmehr sind auch regionale tektonische Prozesse als Folge der kontinuierlichen Desintegration Ostgondwanas für die Vertiefung des Ablagerungsraumes verantwortlich (LUGER et al. 1994). Damit könnte das Sea-floor Spreading im Bajoc, also früher als bisher angenommen, eingesetzt haben (HANKEL 1994).

Ab dem mittleren Miozän wurde Madagaskar erneut von einer Ost-West orientierten Extension erfaßt, wobei präexistierende Nord - Süd streichende Störungen abermals als Abschiebungen reaktiviert wurden. Diese Extension hält bis heute an und führt im zentralen Madagaskar zur Anlage des Alaotra Beckens sowie kleinerer Sedimentbecken und zu erneutem alkalinem Vulkanismus (PIQUÉ et al. 1999b).

2.3 Die mesozoische Entwicklung des Indischen Ozeans

Die Plattendrift Madagaskars entlang der Davie Scherzone dauerte bis zur Trennung von Madagaskar und Indien unter dem Einfluß des Marion Hotspots in der Oberkreide (STOREY 1995; PIQUÉ 1999; TORSVIK et al. 2000). Bereits im Valangin – vor 133 Ma – hatten sich Australien und die Antarktis von Madagaskar und Indien getrennt (SCOTese et al. 1988). Erste Rift-sedimente zwischen Madagaskar und den Seychellen bzw. Indien wurden in der unteren Oberkreide, im Zeitraum von 100 Ma bis 95 Ma abgelagert. Das Rifting wurde von sinistralen Bewegungen begleitet und führte zur Bildung eines schmalen, langgestreckten Pull-Apart Beckens im Bereich des Mascarene Beckens (PLUMMER 1996). Während des aktiven Rifting extrudierten auf Madagaskar kontinentale Flutbasalte, deren Alter anhand von Ar-Ar Datierungen auf $88,1 \pm 0,6$ Ma bestimmt wurde (STOREY et al. 1995). Diesem Vulkanismus stehen im Westen Indiens, auf den St. Marie Inseln, Vulkanite mit U-Pb Altern von $91,2 \pm 0,2$ Ma gegenüber (TORSVIK et al. 2000).

Mit dem Ende der madagassischen Plattendrift entwickelte sich das Somali Becken zu einem fossilen Ozeanbecken, während sich das Mascarene Becken zwischen Madagaskar und Indien sowie den Seychellen öffnete. Erste ozeanische Kru-

ste entwickelte sich im Mascarene Becken während des Santon - Campan vor 84 Ma (PLUMMER & BELLE 1995). Damit hatte Madagaskar seine heutige Position vor der Küste Afrikas erreicht, während Indien sich weiter nach Norden bewegte. Die nordwärts gerichtete Plattendrift Indiens war im Zeitraum zwischen 80 Ma und 63 Ma an Sea-floor Spreading im Mascarene Becken gekoppelt (STOREY 1995). Die Plattendrift war mit Rotation entgegen dem Uhrzeigersinn verbunden und generierte ein kompressives Spannungsfeld am Nordrand von Indien und den Seychellen (PLUMMER 1996; PLUMMER & BELLE 1995). In der Folge entwickelten sich Inselbögen, die im weiteren Verlauf der Plattendrift, während des Santon und Campan – zwischen 85 Ma und 70 Ma an die Arabische Halbinsel obduziert wurden, als für kurze Zeit Plattenkonvergenz zwischen Indien und der Arabischen Halbinsel einsetzte (GUIRAUD & BOSWORTH 1997; GNOS et al. 1997). Plattenkonvergenz bzw. Subduktion von ozeanischer Kruste zwischen 75 Ma und 70 Ma wurden darüber hinaus in Ophiolithen Pakistans nachgewiesen (GNOS et al. 1997). In der Oberkreide erfolgte eine erneute Reorganisation des Mittelozeanischen Rückens im Indischen Ozean. Während die Aktivitäten im Mascarene Becken endeten, wurde im Um-

feld des Réunion Hot-Spots der Carlsberg Rücken aktiv, der zur Trennung Indiens von den Seychellen und zur Erweiterung des östlichen Somali Becken führte. Das Rifting sowie die anschließende Plattendrift wurde zwischen 69 Ma und 65 Ma von der Bildung kontinentaler Flutbasalte

im Westen Indiens, den Deccan Trapps, begleitet (STOREY 1995). Mit der Kollision von Indien und Eurasien im unteren Eozän sowie der Öffnung des Golfes von Aden im unteren Miozän hatte der westliche Indische Ozean seine heutige Plattenkonfiguration annähernd erreicht.

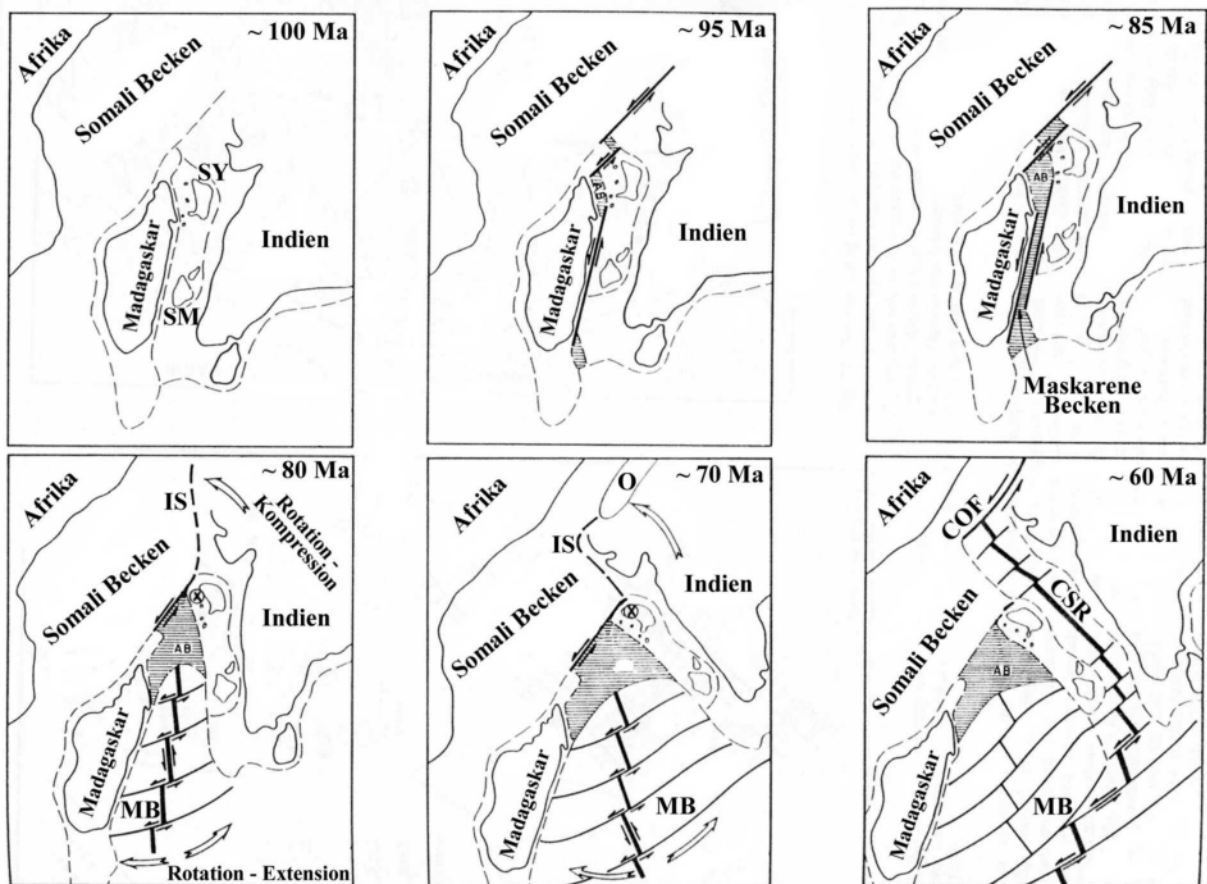


Abb. 2.7: Paläogeographische Rekonstruktion der Kretazischen Entwicklung des Indischen Ozeans (PLUMMER 1996). AB: Amirante Becken, COF: Chain Rücken, CSR: Carlsberg Rücken, IS: Inselbogen, MB: Maskarene Becken, SM: Saya de Mahla, SY: Seychellen, O: Ophiolithe, x: Euler Pol der Rotation Indiens.

3 KAROO SEDIMENTATION UND BECKENGEOMETRIE

3.1 Die Karoo Sedimente des Morondava Beckens

Der Begriff „Karoo“ war zunächst auf die Sedimente des großen Karoo-Beckens Südafrikas beschränkt und umfaßte kontinentale Sedimente des Oberkarbons bis unteren Jura. Später wurde dieser Begriff auf alle überwiegend kontinentalen Sedimente übertragen, die in extensionellen Becken Gondwanas abgelagert wurden. Vergleichbare Sedimentbecken existierten im Zeitraum Oberkarbon bis unterer Jura nicht nur in Afrika, sondern auch in Indien, Australien und in der Antarktis (LAMBIASE 1989).

Im Westen Madagaskars wurden Karoo Sedimente im Diego Becken, im Majunga Becken und im Morondava Becken abgelagert, wobei im Morondava Becken mit bis zu 11 km die größten Mächtigkeiten auftreten. Auch ist ausschließlich im Morondava Becken der Karoo Zyklus vollständig vorhanden. Der Sedimentationsraum befand sich an den Flanken eines Riftsystems, zwischen synsedimentären NNE und NNW streichenden Horst- und Grabenstrukturen (NICHOLS & DALY 1989).

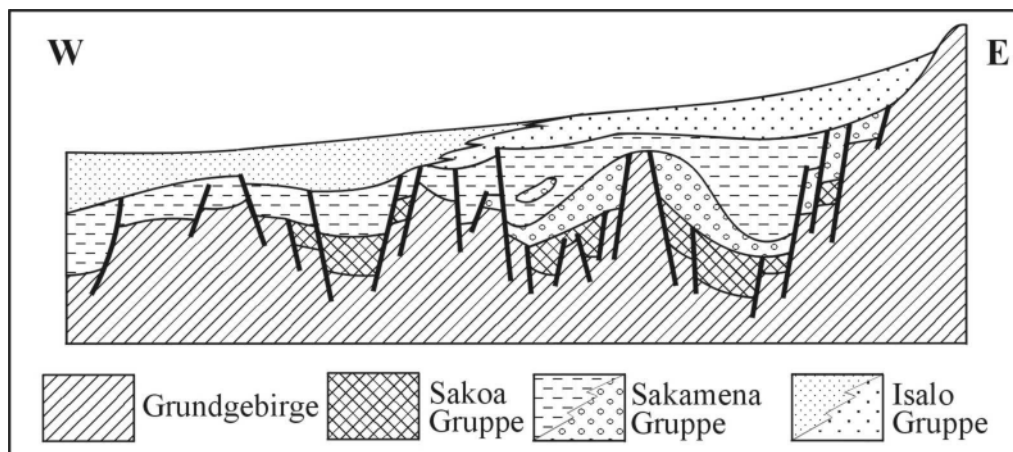


Abb. 3.1: Schematisches E-W Querprofil durch das Morondava Becken. Initiale Grabenfüllungen der Sakoa Gruppe werden von Sedimenten der Sakamena Gruppe bedeckt. Im Hangenden befindet sich die Isalo Gruppe (WOPFNER 1993; CLIQUET 1957).

Die Karoo Sedimente Madagaskars werden in drei Einheiten unterteilt, die Sakoa, die Sakamena und die Isalo Gruppe (BESAIRIE

1972). Die Sedimente der Sakoa Gruppe wurden vom obersten Karbon bis zum oberen Perm abgelagert. Darüber folgen die

Gesteine der Permo-Triassischen Sakame-na Gruppe, die wiederum von den Sedimenten der Isalo Gruppe überlagert werden. Die stratigraphische Position der Isalo Gruppe reicht von der mittleren Trias bis in den mittleren Jura (Abb. 3.2). Da die klastischen Karoo Einheiten weitgehend frei von Makrofossilien sind, wurde eine Datierung der Sedimente an Hand von Pollen und Sporen durchgeführt (WESCOTT & DIGGENS 1998; WESCOTT & DIGGENS 1997; HANKEL 1994; WRIGHT & ASKIN 1987; WESCOTT 1988).

Die Sakoa Gruppe umfaßt im Süden des Morondava Beckens Konglomerate, Sandsteine, Tonsteine sowie Kohlen. Traditionell wurde die Sakoa Gruppe in vier Einheiten unterteilt. Es sind, vom Liegenden zum Hangenden:

1. Glaziale Sedimente
2. Kohleführende Sandsteine
3. Rotsedimente
4. Marine Ablagerungen

Eine aktuellere Einteilung unterteilt die Sakoa Gruppe in drei Einheiten, wobei die glazialen Sedimente der unteren, die kohleführenden Sandsteine der mittleren und die Rotsedimente sowie die marinen Ablagerungen der oberen Sakoa Gruppe entsprechen (WESCOTT & DIGGENS 1997; HANKEL 1994).

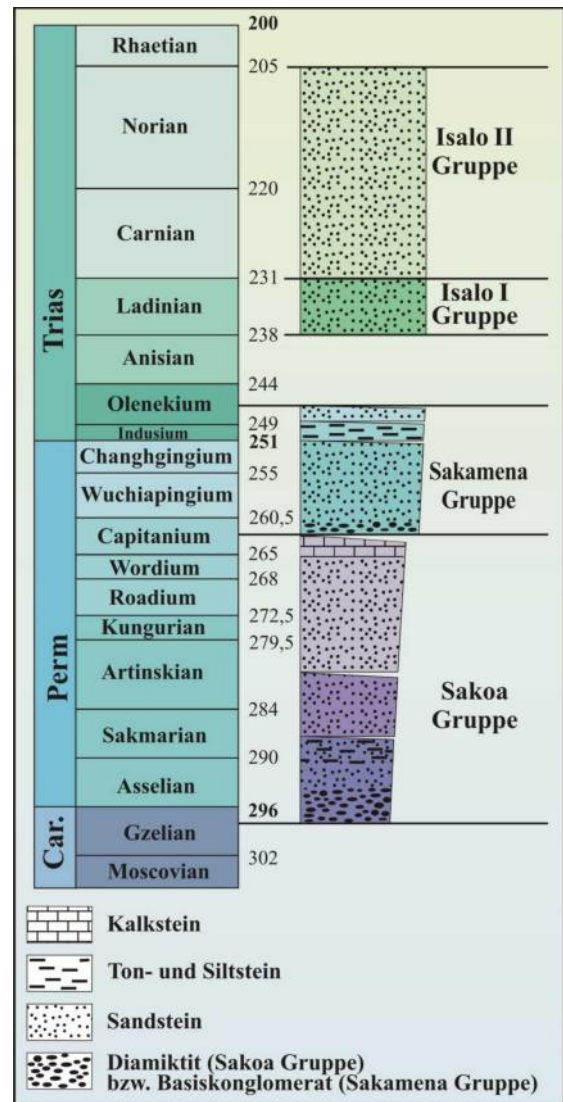


Abb. 3.2: Generalisierte Stratigraphie der Karoo Sedimente (HANKEL 1994). In der Darstellung wurde u.a. aus Platzgründen auf die Isalo III Gruppe (Toarc bis Aalen) verzichtet. Absolute Altersdaten nach DSK (2002).

Die glazialen Sedimente der unteren Sakoa Gruppe liegen in der Regel direkt auf Grundgebirgsgesteinen. Die Sedimentation erfolgte in topographischen Senken (BESAIRIE 1972), deren Entstehungsursachen noch diskutiert werden. In Frage kommen erosive, bzw. glaziale oder tektonische Mechanismen (PIQUÉ et al. 1999a; WESCOTT & DIGGENS 1997). Auch die

Entstehung der glazialen Sedimente selbst wird noch diskutiert. Ursprünglich als Geschiebelehm ausgedehnter Gletscher interpretiert (BOAST & NAIRN 1982; BESAIRIE 1972), werden in neueren Arbeiten gletschernaher Ablagerungsräume bevorzugt (PIQUÉ et al. 1999a; WESCOTT & DIGGENS 1997). Im Hangenden der glazialen Abfolge befinden sich glaziofluviale und periglaziale Sandsteine (BESAIRIE 1972).

Über den glazialen Sedimenten befinden sich schwarze Tonsteine. Sie enthalten Pflanzenabdrücke (*Schizoneura*) und wurden in Seen abgelagert. Dropstones sowie Varven belegen eine zeitliche und räumliche Nähe zu den glazialen Sedimenten (BESAIRIE 1972). Die Datierung der unteren Sakoa Gruppe ist wegen weitgehend fehlender Fossilien schwierig. Palynomorphen wurden lediglich in Tonsteinen der unteren Sakoa Gruppe sowie in den kohleführenden Sandsteinen der mittleren Sakoa Gruppe gefunden (HANKEL 1994). Tonsteine aus den glazialen Sedimenten lieferten, Pollenanalysen zufolge, Alter aus dem obersten Karbon (Stefan). Damit wären die glazialen Sedimente Madagaskars älter als die Dwyka Tillite Südafrikas und ältestes Zeugnis für die Vereisung Gondwanas im Permo-Karbon (WESCOTT & DIGGENS 1997). Die schwarzen Tonsteine im Hangenden der glazialen Sedimente ergaben Alter aus der Assel Stufe (HANKEL 1994).

Die Sedimente der mittleren Sakoa Gruppe bestehen aus grobklastischen, fluvialen Sandsteinen und Kohle. Die Sandsteine wurden von verflochtenen Flüssen abgelagert (WESCOTT & DIGGENS 1997). In den Kohlen wurden zahlreiche Pflanzenfossilien (*Gangamopteris cyclopterides*, *Glossopteris communis*, *Gl. indica*, *Gl. browniana*, *Gl. damudica*, *Sphenophyllum sakoense*) gefunden, die von *Gangamopteris* dominiert werden und mit den Florenngemeinschaften von Indien vergleichbar sind. Darüber hinaus wurden Eurypteriden gefunden (APPERT 1977). Die Kohlen wurden ursprünglich als Torf in einer sumpfigen Umgebung abgelagert (WESCOTT & DIGGENS 1997). Palynomorphen ergaben ein Altersspektrum vom oberen Sakmara bis zum unteren Artinsk (HANKEL 1994).

Auch die Sedimente der oberen Sakoa Gruppe setzten sich überwiegend aus grobklastischen, arkosischen Sandsteinen und feinkörnigeren Rotsedimenten zusammen. Auch diese Sandsteine wurden von verflochtenen Flüssen abgelagert (WESCOTT & DIGGENS 1997). Am Top der oberen Sakoa Gruppe befindet sich der Vohitolia Kalkstein. Dieser Kalkstein kennzeichnet die erste marine Transgression aus der Tethys in die Karoo Becken Gondwanas (WESCOTT & DIGGENS 1997; BOAST & NAIRN 1982).

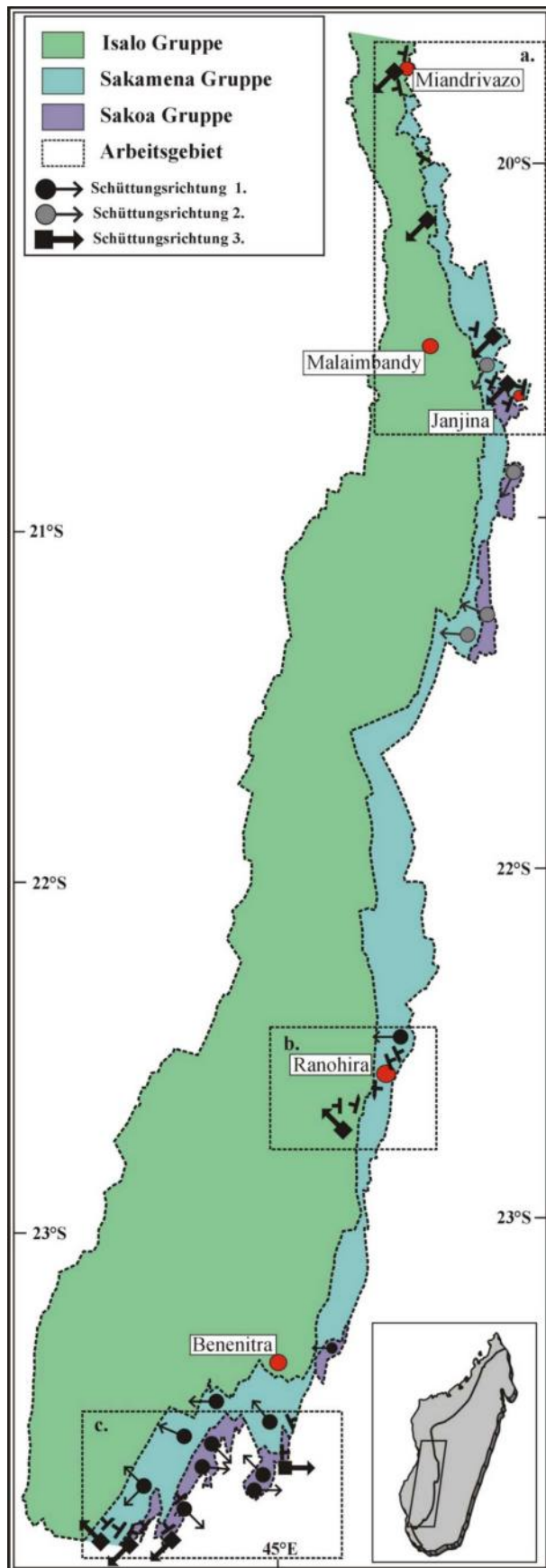


Abb. 3.3: Geologische Übersichtskarte der Karoo Sedimente des Morondava Beckens nach Landsat TM 5 und SPOT Satellitenbildern sowie BESAIRIE (1964); CLIQUET & SPENGLER (1957); JHONAS (1956); HOURCQ (1934) und eigenen Geländebeobachtungen. Schüttungsrichtung 1. nach WESCOTT & DIGGINS (1998); WESCOTT & DIGGINS (1997), Schüttungsrichtung 2. nach NICHOLS & DALY (1989), Schüttungsrichtung 3. nach eigenen Geländebeobachtungen. Lage der Arbeitsgebiete: a.: Abb. 3.4, b.: Abb. 3.5, c.: Abb. 3.6.

Die Datierung von Brachiopoden (*Spirifer rectangularus*, *Productus curvirostris*), Muscheln (*Avicula depressa*), tabulate Korallen (*Syringopora*), Fische (*Palaeoniscidae*) (BESAIRIE 1972) sowie Palynomorphen ergaben als Ablagerungszeitraum das obere Unterperm (WESCOTT & DIGGINS 1997).

Diese Einteilung der Sakoa Gruppe gilt allerdings nicht für das nördliche Morondava Becken, d.h. die Bereiche nördlich der Ranotsara Scherzone. Hier bestehen die Sedimente der Sakoa Gruppe ausschließlich aus grauen und roten, fluviatilen Sandsteinen; die glazialen Sedimente, die Kohle und der Vohitolia Kalkstein fehlen (NICHOLS & DALY 1989).

Die Sakamena Gruppe ist annähernd im gesamten Morondava Becken vorhanden und wird in eine untere grobklastische, eine mittlere feinklastische und eine weitere grobklastische Einheit mit Rotsedimenten unterteilt (BESAIRIE 1972). Die Sedimente der unteren Sakamena Gruppe wurden zwischen dem obersten Unterperm und dem obersten Oberperm abgelagert

(HANKEL 1994). Die Abfolge der unteren Sakamena Gruppe beginnt oft mit einem Basiskonglomerat, deren Gerölle aus Grundgebirgsgesteinen oder dem Vohitolia Kalkstein bestehen (BESAIRIE 1972). Über dem nur stellenweise vorhandenen Basiskonglomerat folgen fluviatile Konglomerate, Sand- und Siltsteine, die von verflochtenen sowie teilweise von mäandrierenden Flüssen und Seen abgelagert wurden (WESCOTT & DIGGENS 1998; NICHOLS & DALY 1989). Im zentralen Morondava Becken, nördlich von Ranohira, treten auch deltaische und marine Ablagerungen auf (WESCOTT 1988).

Die feinklastischen Sedimente der mittleren Sakamena Gruppe wurden in ruhigem Flachwasser abgelagert. Als Ablagerungsraum werden Lagunen (BESAIRIE 1972), Deltas und flachmarine Bereiche (WRIGHT & ASKIN 1987; EMBLETON & MCELHINNY 1975), Hochflutbereiche von Flüssen sowie Seen (WESCOTT & DIGGENS 1998; NICHOLS & DALY 1989) angenommen. Die Seen haben im nördlichen Morondava Becken eine so weite Ausdehnung erreicht, daß grobe Faziesgürtel nachgewiesen wurden. Während in der Gegend von Janjina (vgl. Abb. 3.4) proximal lakustrine Bedingungen herrschten, lagen nördlich der Ranotsara Scherzone distal lakustrine Bereiche. Diese distalen Bereiche können unter Umständen in marine Berei-

che übergegangen sein, wobei es zur Bildung von Brackwasserzonen kam (NICHOLS & DALY 1989). Sowohl die Sedimente der mittleren als auch die der oberen Sakamena Gruppe wurden während der unteren Trias abgelagert (Abb. 3.2). Die Sand- und Siltsteine der oberen Sakamena Gruppe bestehen überwiegend aus Rotsedimenten und wurden in fluviatilen Rinnensystemen abgelagert (WESCOTT & DIGGENS 1998; NICHOLS & DALY 1989).

Die Sedimente der Isalo Gruppe werden in drei Einheiten unterteilt: Die grobklastischen Sandsteine der Isalo I Gruppe und der Isalo II Gruppe wurden im Ladin, bzw. im Karn und Nor abgelagert (Abb. 3.2). Sind die Sandsteine der Isalo I Gruppe im allgemeinen weiß bis grau, so sind die der Isalo II Gruppe überwiegend rot gefärbt. Von den Sandsteinen der Sakamena Gruppe unterscheiden sie sich durch eine größere mineralogische und texturale Reife (NICHOLS & DALY 1989). Beide Einheiten wurden in fluviatilen Rinnen abgelagert (WESCOTT & DIGGENS 1998; BESAIRIE 1972). Die Sedimentation von Kalken, Mergeln und Sandsteinen der Isalo III Gruppe im Bajoc und Bathon erfolgte unter flachmarinen, tidalen, deltaischen und fluviatilen Bedingungen (PIQUÉ et al. 1999a; BESAIRIE 1972).

3.2 Beckengeometrie und Sedimentationsmuster

Die Karoo Sedimente des Morondava Beckens werden im Osten von Grundgebirgs-komplexen und im Westen von mesozoischen und känozoischen Sedimenten flankiert. Im allgemeinen fällt die Schichtung der Karoo Sedimente nach Westen, in einigen Fällen auch nach Osten, ein (Abb. 3.2). Daraus ergibt sich ein generelles Nord-Süd Streichen der Einheiten, mit dem Auftreten der ältesten Sedimentabfolge im Osten.

Das Auftreten der Sakoa Gruppe ist auf wenige Bereiche im Süden und im Nordosten des Morondava Beckens (Abb. 3.4; Abb. 3.5; Abb. 3.6) beschränkt. Auch die Sakamena Gruppe ist nicht konsistent in allen Bereichen des Beckens vorhanden und ist im Norden, nördlich von Miandrivazo, nur lückenhaft verbreitet (Abb. 3.4). Lediglich die Sedimente der Isalo Gruppe sind im gesamten Becken vorhanden. Jedoch sind auch in dieser Einheit Unterschiede im Sedimentationsmuster zu beobachten. So wird der Ausbiß der Sedimente der Isalo Gruppe von Süden nach Norden kontinuierlich schmaler und auch die Mächtigkeit nimmt von Süden nach Norden stark ab. Auch gibt es in den Sedimenten der Isalo I Gruppe Hinweise auf eine diachrone Öffnung des Morondava Beckens, da Pollen aus dem Süden des

Beckens geringfügig älter als Pollen aus dem Norden sind (HANKEL 1993).

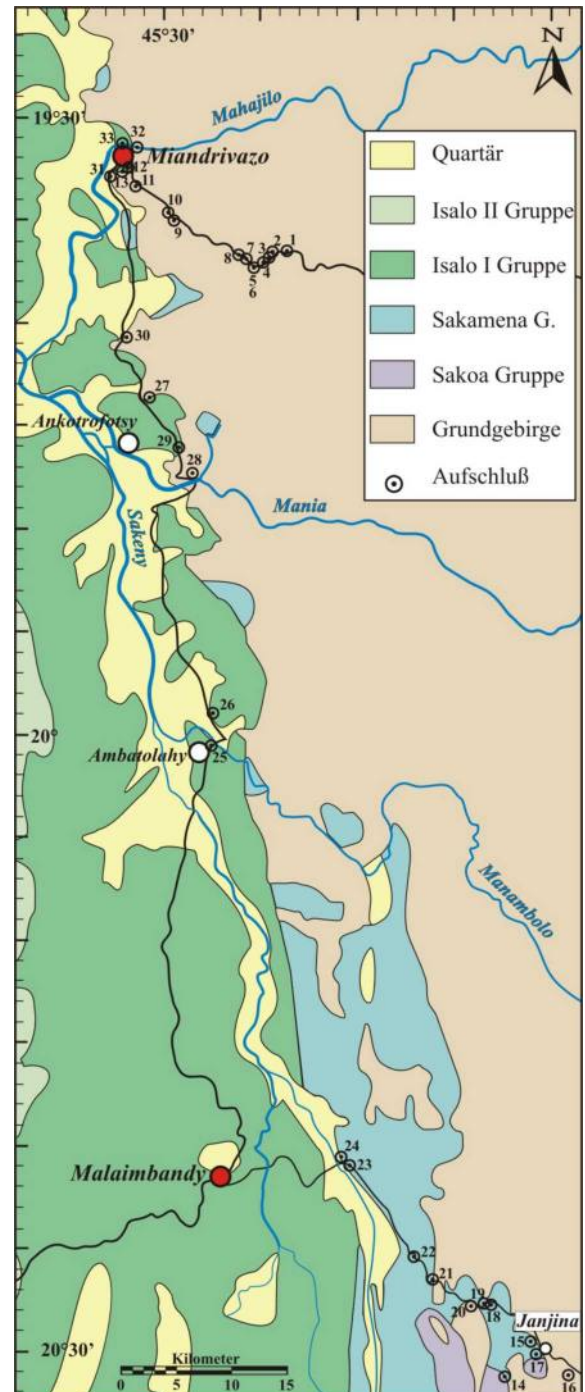


Abb. 3.4: Geologische Übersichtskarte der Karoo Sedimente des nördlichen Morondava Beckens (HOURCQ 1934).

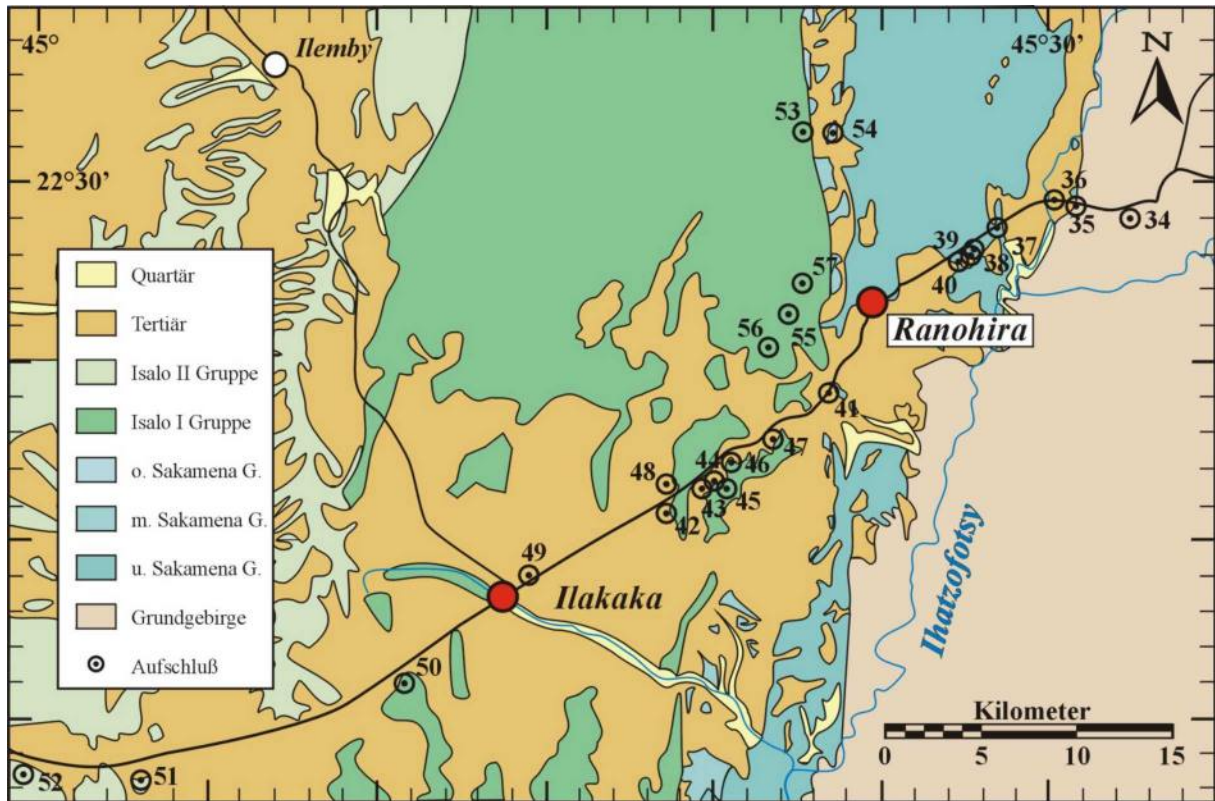


Abb. 3.5: Geologische Übersichtskarte der Karoo Sedimente des zentralen Morondava Beckens (CLIQUET & SPENGLER 1957).

Insgesamt treten bei den Mächtigkeiten der Sedimentabfolgen zwischen und innerhalb der einzelnen Karoo Einheiten starke Abweichungen auf, wobei die größten Mächtigkeiten jeweils im Süden des Morondava Beckens zu finden sind (Abb. 3.7). Die Sakoa Gruppe besitzt eine Gesamtmächtigkeit von maximal 2.000 m. Die untere Sakoa Gruppe erreicht maximal 450 m Mächtigkeit, die mittlere Sakoa Gruppe 100 bis 150 m. Die Mächtigkeit der Sandsteine der oberen Sakoa Gruppe beträgt insgesamt 1.400 m, wogegen der Vohitolia Kalkstein lediglich auf 20 m beschränkt ist.

Die Sedimente der Sakamena Gruppe besitzen eine Mächtigkeit von 4.000 m im Süden und nur noch 20 m im Norden des Morondava Beckens. Dabei hat die untere Sakamena Gruppe mit 2.000 bis 3.000 m den größten Anteil an der Mächtigkeit. Die mittlere Sakamena Gruppe besitzt 200 m, die obere Sakamena Gruppe noch 500 m Mächtigkeit.

Die Sedimente der Isalo I und II Gruppe besitzen zusammen eine maximale Mächtigkeit von 5.000 bis 6.000 m, die in südlicher und westlicher Richtung kontinuierlich zunimmt (BESAIRIE 1972).

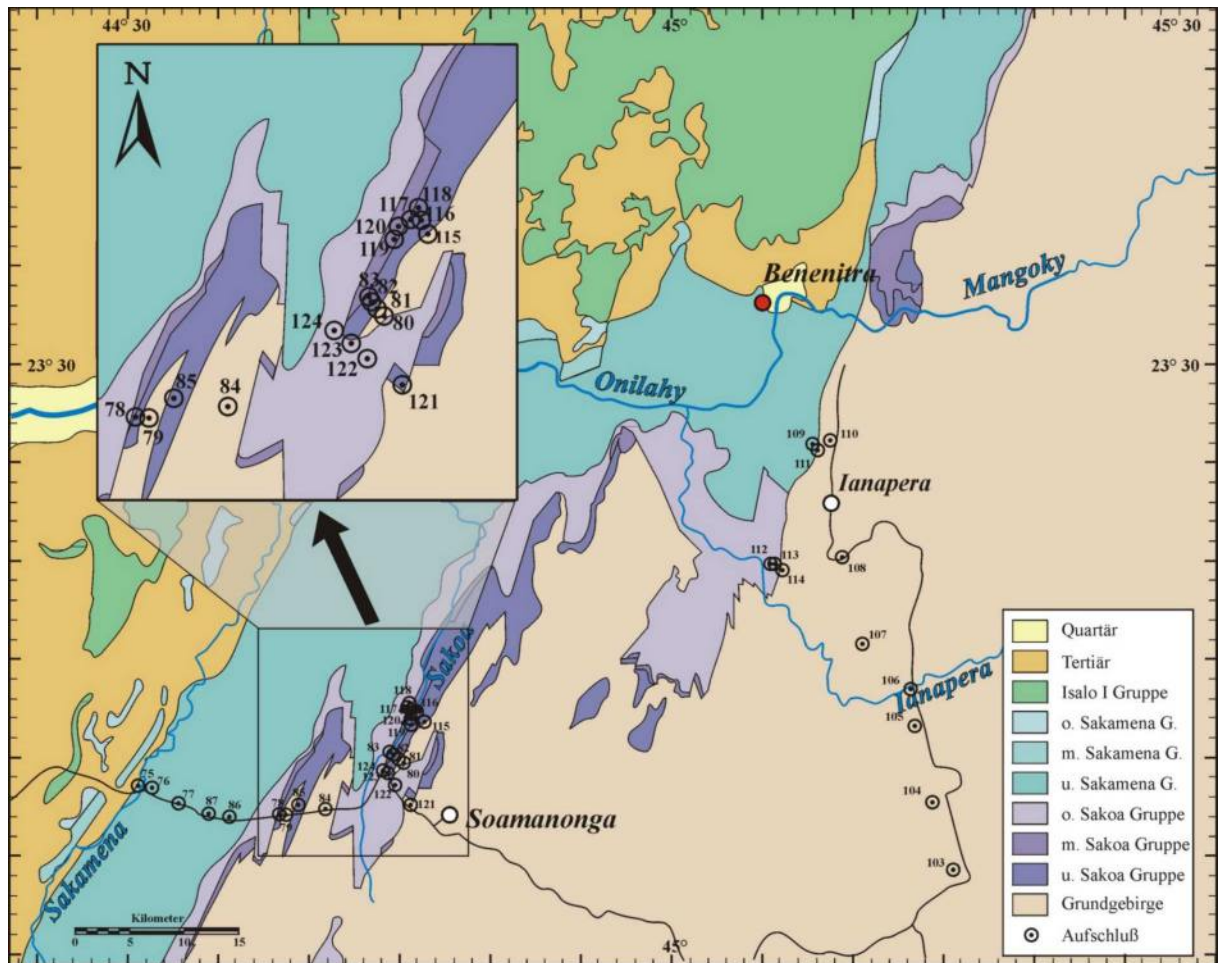


Abb. 3.6: Geologische Übersichtskarte der Karoo Sedimente des südlichen Morondava Beckens (JHONAS 1956).

Die Sedimentation der Karoo Abfolgen erfolgte nicht kontinuierlich, was mehrere Schichtlücken und Winkeldiskordanzen belegen. So treten innerhalb der Sakoa Gruppe, zwischen der unteren und der mittleren Sakoa Gruppe sowie zwischen der mittleren und oberen Sakoa Gruppe Schichtlücken auf (HANKEL 1994). Auch die Grenze von Sakoa und Sakamena Gruppe ist durch eine erosive Schichtlücke gekennzeichnet (WESCOTT & DIGGENS 1998; HANKEL 1994), die überdies eine Winkeldiskordanz von 10° bis 20° aufweist (NICHOLS & DALY 1989). Ferner tritt

zwischen der unteren und der mittleren Sakamena Gruppe eine Schichtlücke auf, die zum Fehlen von Ablagerungen des obersten Perms führt (HANKEL 1994). Auch die Lagerungsverhältnisse zwischen der Sakamena und der Isalo Gruppe sind diskordant. Sie sind durch eine geringe Winkel- und Erosionsdiskordanz gekennzeichnet (WESCOTT & DIGGENS 1998; NICHOLS & DALY 1989). Während die Isalo II Gruppe konkordant auf die Isalo I Gruppe folgt, tritt zwischen dem Rhät und dem Pliensbach erneut eine Schichtlücke auf, die die Isalo II Gruppe von der Isalo III Gruppe

trennt. Innerhalb der Isalo III Gruppe tritt während des Aalen eine weitere Diskordanz auf (HANKEL 1994). Jede dieser Diskordanzen kennzeichnet ein tektonisches Ereignis, das zeitlich etwa mit dem Beginn des überlagernden Sedimentationszyklus gleichgesetzt werden kann und das einen

jeweils größeren Bereich des Morondava Beckens betroffen hat (HANKEL 1994). Folglich ereigneten sich Riftphasen im Sakmara, im Artinsk, im Capitan, an der Wende von Perm und Trias, an der Wende Anis und Ladin, an der Wende Pliensbach und Toarc sowie im Aalen.

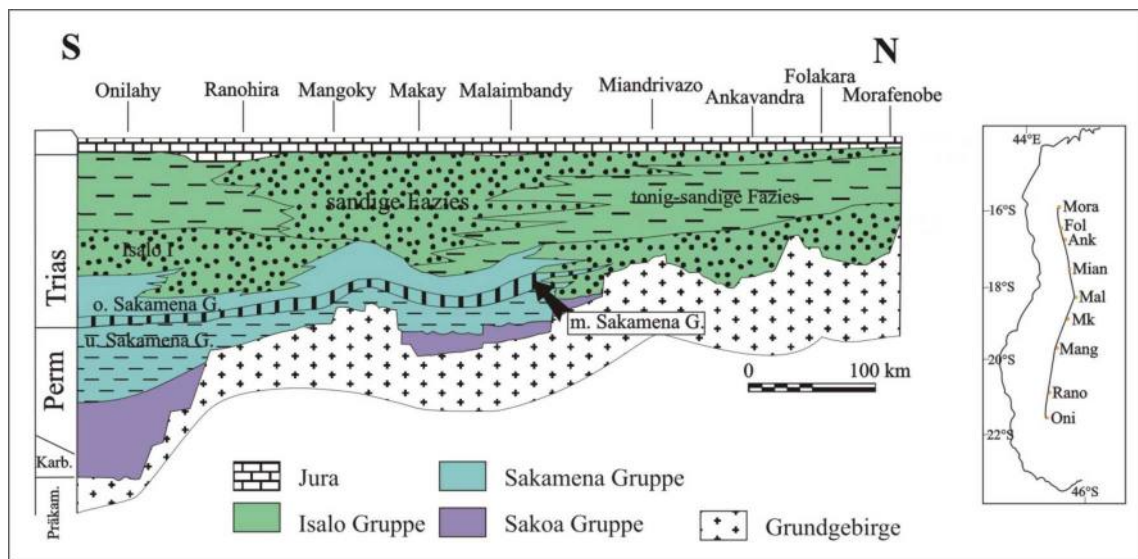


Abb. 3.7: Schematisches Nord-Süd-Profil durch das östliche Morondava Becken (PIQUÉ et al. 1999a).

In den Sedimenten wurde an Hand von asymmetrischen Strömungsrippeln, Schrägschichtungskörpern und direkt angeschnittenen Rinnen die Schüttungsrichtung in den jeweiligen Einheiten bestimmt. Die Ergebnisse wurden durch Literaturdaten (WESCOTT & DIGGENS 1998; WESCOTT & DIGGENS 1997; NICHOLS & DALY 1989) ergänzt (Abb. 3.3). Die Schüttungsrichtungen, die aus den Sedimenten der Sakoa Gruppe im Süden des Morondava Beckens abgeleitet wurden, weisen eine hohe Varianz (E, SE, SW, W, NW) auf. Auch die

Sedimente der Sakoa Gruppe im Norden differieren zwischen SSW und W. Dagegen besitzen die Sedimente der Sakamena und der Isalo Gruppe verhältnismäßig einheitliche Schüttungsrichtungen. Im Norden wurden die Sedimentfracht nach SW, im zentralen Bereich nach NW bis W geschüttet. Im Süden des Morondava Beckens konnten Schüttungsrichtungen nur aus den Sedimenten der Sakamena Gruppe abgeleitet werden. Hier weist, mit einer Ausnahme nach SW, die Schüttungsrichtung nach W bis NW.

Die große Vielfalt der Schüttungsrichtungen in den Sedimenten der Sakoa Gruppe weist auf lokal begrenzte Entwässerungssysteme hin. Unterschiedliche Flüsse entwässerten in kleine topographische Senken. Ab der Sedimentation der Sakamena Gruppe, d.h. seit dem oberen Perm, wurde ausschließlich in westliche Richtung entwässert. Vermutlich hatte sich ab diesem Zeitpunkt ein zusammenhängendes Rifts-

stem entwickelt, wo Flüsse aus dem Grundgebirgskomplex im Osten, über die ungefähr Nord-Süd streichende Riftschulter in ein im Westen gelegenes Tiefland entwässerten. Die geringfügigen Unterschiede der Schüttungsrichtungen wurden wahrscheinlich durch Variationen der Fließrichtung unterschiedlicher Flüsse verursacht.

3.3 Zusammenfassung: Karoo Sedimentation und Beckengeometrie

Im Zeitraum oberstes Karbon bis obere Trias entwickelte sich das Morondava Becken infolge von Extension der kontinentalen Kruste. In einer Serie von Gräben und Halbgräben erfolgte Sedimentation von überwiegend fluviatilen Ablagerungen. Darüber hinaus wurden auch glaziale, lakustrine, deltaisiche und marine Sedimente abgelagert. Die Karoo Sedimente des Morondava Beckens werden in die Sakoa, die Sakamena und die Isalo Gruppe unterteilt, die jeweils durch Diskordanzen voneinander getrennt sind.

Während des obersten Karbon und unteren Perms begann die Ablagerung von Sedimenten der Sakoa Gruppe in einer Reihe von kleineren, lokal begrenzten Becken im Süden des Morondava Beckens. Ob die ältesten Ablagerungen der Sakoa Gruppe mit tektonischen Aktivitäten im Zusammenhang stehen, ist zum gegenwärtigen

Zeitpunkt nicht hinreichend geklärt. In der weiteren Entwicklung des Morondava Beckens sind Tektonik und Sedimentation eng miteinander gekoppelt. Während des unteren Perms ereigneten sich drei Riftphasen, die zur Ablagerung der mittleren und oberen Sakoa Gruppe sowie der unteren Sakamena Gruppe führten und die jeweils weitere Bereiche des Beckens betrafen. Im Verlauf des oberen Perms, d.h. mit der Ablagerung der Sakamena Gruppe, waren bereits weite Bereiche des Morondava-Beckens von Extension bzw. Grabenbildung betroffen. An der Wende von Perm und Trias, bzw. von Anis und Ladin ereigneten sich weitere Riftphasen, die zur Ablagerung der mittleren und oberen Sakamena Gruppe und der Isalo I und II Gruppe führten. Im Anschluß an eine ruhige Periode in der obersten Trias und im unteren Jura kam es vor und während der

Ablagerung der Isalo III Gruppe (an der Wende Pliensbach und Toarc sowie im Aalen) zu tektonischen Aktivitäten.

Die Öffnung des Morondava Beckens verlief von Süden nach Norden, was unter Umständen auf den Einfluß einer Blattverschiebungskomponente zurückzuführen ist (PIQUÉ et al. 1999a). Die transstensive Öffnung des Beckens könnte an

sinistrale Blattverschiebungen (WOPFNER 1993) oder dextrale Blattverschiebungen (WESCOTT & DIGGENS 1997) gekoppelt sein. Die sedimentologische und tektonische Entwicklung des Morondava Beckens besitzt in den Karoo Sedimenten Ostafrikas ein nahezu spiegelbildliches Abbild (WOPFNER 1993).

4 PETROGRAPHIE UND FAZIESENTWICKLUNG

4.1 Allgemeines

Die Karoo Sedimente des Morondava Beckens sind in der Regel schlecht aufgeschlossen und zudem oftmals stark verwittert. Eine mehrere Meter mächtige Lateritdecke sowie intensive tertiäre Übersotterung bedecken weiträumig die Sedimentabfolgen. Nennenswerte Aufschlüsse finden sich lediglich entlang von Straßeneinschnitten oder Flußläufen, wobei auch hier zusammenhängende Profile von mehreren Zehnermetern selten sind. Ausnahmen bilden lediglich der Isalo Nationalpark nahe der Stadt Ranohira sowie das südlichste Morondava Becken.

Untersucht wurden die Karoo Sedimente bis zur Isalo I Gruppe, da ab den Sedimenten der Isalo II Gruppe keine erwähnenswerten Deformationen zu beobachten waren und somit die Sedimente der Isalo II Gruppe keinen Bezug zur Zielsetzung dieser Arbeit hatten.

Abgesehen von den Sedimenten der oberen Sakamena Gruppe konnte die gesamte Karoo Abfolge untersucht werden. Die Sedimente der Sakoa Gruppe sind hauptsächlich im Süden des Morondava Beckens aufgeschlossen. Die Gesteine der Sakamena Gruppe finden sich im gesamten Becken, die Sedimente der Isalo I Gruppe

hingegen ausschließlich im Norden sowie im zentralen Bereich des Morondava Beckens:

Tab. 4.1: Schematische Übersicht über die stratigraphische und regionale Verteilung der untersuchten Karoo Sedimente des Morondava Beckens.

Alter	Lithostratigraphie	S		N	
Mittlere Trias	Untere Isalo Gruppe		Ranohira	Ankotofofotsy	Miandrivazo
Untere Trias	Obere Sakamena Gruppe				
	Mittlere Sakamena Gruppe		Ranohira		
Oberes Perm	Untere Sakamena Gruppe	Sakamena Fluß			Janjina
	Obere Sakoa Gruppe		Ianapera Fluß		
Oberes Perm	Mittlere Sakoa Gruppe	Sakoa Fluß			
U. Karbon	Untere Sakoa Gruppe				

4.1.1 Der glaziale Sedimentationsraum

Gletscher und ihre Schmelzwässer sind geologisch aktive Elemente, die zahlreiche Oberflächenformen und Sedimente hervorgerufen haben. Ihre erosive sowie akkumulative Tätigkeit wirkte in einigen Gegenden der Welt während des Pleistozäns landschaftsprägend. Da aus den präquartären Vereisungsphasen kaum Oberflächenformen bekannt sind, soll im folgenden lediglich ein grober Überblick über die terrestrischen Glazialsedimente gegeben werden.

Die Nomenklatur der Glazialsedimente ist sowohl im Hinblick auf die Klassifikation der quartären und präquartären Sedimente als auch in der deutschsprachigen und angelsächsischen Literatur trotz einiger Ansätze kaum vereinheitlicht. Im deutschsprachigen Raum werden glaziale Lockersedimente – weniger gebräuchlich auch als Till bezeichnet – lediglich nach ihrem Kalkgehalt in Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm unterschieden (FÜCHTBAUER 1988). Dabei kann jedoch der Kalkgehalt glazialer Sedimente, bedingt durch pedogene Prozesse, stark von der primären Zusammensetzung abweichen (EHLERS 1994). Oftmals wird auch der Begriff Moräne verwendet, der jedoch häufig auch für geomorphologische Formen genutzt wird (DREIMANIS 1988, BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991), und

daher in dieser Arbeit nach Möglichkeit vermieden werden soll. Im angelsächsischen Sprachgebrauch ist die Nomenklatur der Glazialsedimente eng mit ihrer Genese verknüpft (Tab. 4.2; Abb. 4.1). Damit werden auch die vielfältigen Transport- und Ablagerungsprozesse in glazialen Sedimentationsräumen berücksichtigt (LEEDER 1999):

- Eisablagerung aus gleitendem oder tauendem Eis
- Eisablagerung durch gravitatives Gleiten vom Gletscherende
- Transport durch Wasser innerhalb oder oberhalb des Gletschers
- glaziomarine Ablagerung, Transport durch Eis oder Wasser
- glaziolakustrin, Transport durch Eis oder Wasser

Diese Prozesse und die Glazialsedimente sind in erster Linie auf temperierte Gletscher beschränkt. Das Eis dieser Gletscher ist kaum kälter als 0 °C, so daß an der Basis Druckverflüssigung stattfindet und sich der Gletscher auf einem Wasserfilm bewegt. Die Sedimentfracht befindet sich hauptsächlich außerhalb des Eises, an der Basis und auf der Oberfläche. Während sich der Gletscher über das Substrat be-

wegt, kann das Sediment deformiert werden; Falten, Überschiebungen sowie kleine Scherflächen sind oftmals in Tilliten zu finden (LEEDER 1999). Kalte Gletscher sind an der Basis angefroren und bewegen sich durch Scherung des Eiskörpers. Sie nehmen wenig Sedimentfracht auf, die sich

überwiegend im unteren Bereich des Eises befindet (FÜCHTBAUER 1988). Damit sind sie für die Bildung von Glazialsedimenten nur von untergeordneter Bedeutung (HAMBREY & HARLAND 1981).

Tab. 4.2: Genetische Klassifikation von Glazialsedimenten nach Transport- und Ablagerungsmechanismen (HAMBREY & HARLAND 1981).

Glacial debris in transport		Facies of glacial sediment by position of deposition with respect to glacier	Terrestrial Till		Waterlain Till
Supraglacial debris		proglacial	Ablations	proglacial flow till	Waterlain flow till
Glacier ice	Englacial debris	supraglacial		Supraglacial flow till	
	Basal debris	Subglacial		Subglacial melt out till	Waterlain melt out till
			Lodgement till	Waterlain flow till	
			Deformation till	Iceberg till	
			Subglacial flow till		

Für die fossilen Glazialsedimente hat sich im allgemeinen der neutrale Begriff Diamiktit durchgesetzt, der ursprünglich nur ein unsortiertes, terrigenes, sandiges Sediment mit toniger Matrix bezeichnete (FLINT et al. 1960), und nicht auf glaziale Sedimente beschränkt war. Die Bezeichnung Tillit bezeichnet dagegen die Entstehung und nicht die Zusammensetzung eines Sedimentes (EHLERS 1994) und kann folglich aufgrund der unsicheren Stellung vieler fossiler Glazialsedimente nur eingeschränkt angewandt werden. Eisablagerung durch subglaziales Fließen oder Schmelzen sind typisch für den supra- und proglazia-

len Bereich, können aber auch im englazialen und subglazialen Bereich auftreten. Die wichtigsten in diesen Bereichen auftretenden Sedimente sind „Melt-out till“, „Flow till“ und „Lodgement till“ (LEEDER 1999). Die Klassifikation und Terminologie der glazialen Ablagerungen war Gegenstand der Commission on Genesis and Lithology of glacial Quaternary Deposits (INQUA). Mit dem Abschlußbericht wurde versucht, eine internationale Vereinheitlichung der Nomenklatur zu erreichen (Tab. 4.3).

Tab. 4.3: Ausgewählte Begriffe glazialer Sedimentologie und ihre deutsche Entsprechung (DREIMANIS 1988).

till	Geschiebemergel bzw. -lehm, Till
flowtill	Fließmoräne
lodgement till	Grundmoräne, Setztill, „Lodgement Till“
melt-out till	Ausschmelztill, „Melt-out Till“

„Lodgement till“ ist auf subglaziale Bereiche beschränkt, und wird während der Bewegung eines Eiskörpers über ein Substrat hinweg abgelagert. Das allgemeine Erscheinungsbild des Sedimentes wird im hochmobilen unteren Bereich eines Gletschers durch simultane Prozesse wie das Schmelzen des Eises – zum Teil unter Druck, Erosion, Deformation und Ablagerung – geprägt. Charakteristische Gefügeelemente sind horizontale Scherflächen im mm- bis m-Bereich, die durch Zugspannungen aus dem überfahrenden Gletscher generiert werden. Das Gestein unterhalb der Basis eines „Lodgement tills“ wird durch Abrasion poliert, wobei Gletscherschrammen angelegt und Klasten aus dem Untergrund in das Glazialsediment eingearbeitet werden. Die Akkumulation von Sediment an der Gletschersohle erfolgt, wenn einzelne Sedimentkörner oder schutthaltige Eiskörper aneinander oder in eine Matrix gepreßt werden. Dabei bleiben oftmals größere Komponenten länger in Bewegung als kleinere, was zu Korngrößen differenzierung in einzelnen Lagen füh-

ren kann. Werden Gesteinsfragmente in das Sediment gepreßt, so können sich diese mit ihrer Längsachse parallel zum Gletscherstrom einregeln. Plattige Komponenten können dabei eine Dachziegellagerung ergeben und gegen die Richtung des Gletscherstromes einfallen (EHLERS 1994). Viele Komponenten sind gekritzelt und können auf ihrer Oberfläche Impaktstrukturen aufweisen; sie besitzen in der Regel subangulare bis subrunde Kornformen. Besonders die Komponenten der größeren Korngrößen, d.h. Klasten der Kiesfraktion und darüber, haben mit zunehmender Transportweite einen höheren Rundungsgrad. In Gletschern, deren Basis sich nahe des Druckschmelzpunktes befindet, kann auch Sediment durch Ausschmelzen aus dem Gletschereis abgelagert werden. Ebenso können durch subglaziale Schmelzwässer glaziofluviale Sedimente zwischengelagert werden. „Lodgement till“ bildet oftmals weit aushaltende Sedimentkörper (DREIMANIS 1988; BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991). Supraglazialer „Melt-out till“ entsteht aus Gletscherschutt, der bei langsamem Abtauen von unbewegtem Gletschereis freigesetzt wird. „Melt-out till“ kann aber auch im subglazialen Bereich von Toteis oder im stagnierenden Bereich unterhalb eines sich bewegenden Gletschers abgelagert werden.

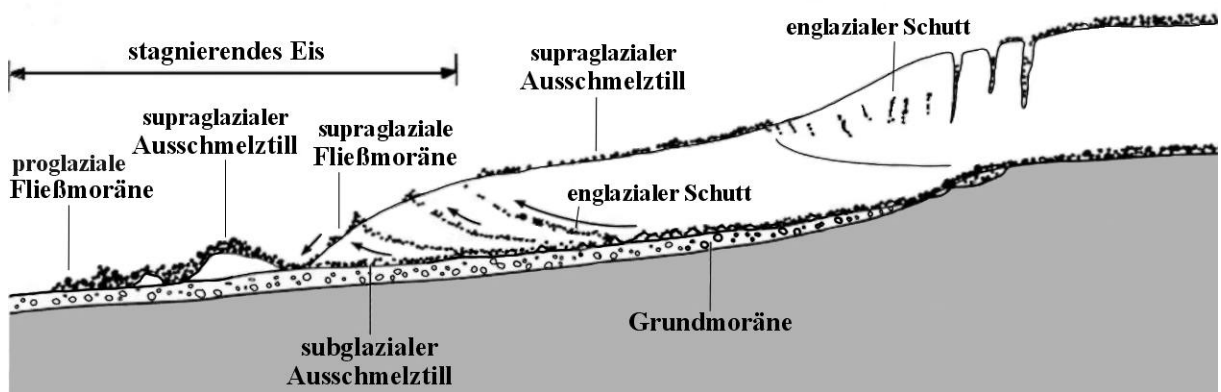


Abb. 4.1: Modell verschiedener terrestrischer glazialer Ablagerungstypen. (HAMBREY & HARLAND 1981).

Das Sediment ist in der Regel massig, kann aber eine reliktsche Bänderung besitzen oder lateral eine plötzliche Korngrößenänderung aufweisen. In seltenen Fällen kann Transport von gefrorenen Sedimentblöcken stattfinden, die dann im Sediment erhalten bleiben. Die Geschiebe sind angular bis angerundet und kaum eingeregelt. Einzelne Geschiebe können gekritzelt sein, in der Regel sind Facettenschliffe aber selten. Subglaziale „Melt-out tills“ unterscheiden sich von den supraglazialen durch das Auftreten von glaziofluviatilen Sedimenten wie z. B. Schichten oder Linsen aus gut sortierten Sanden (DREIMANIS 1988; BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991).

„Flow till“ entsteht im Abschmelzbereich von Gletschern, wenn wasserge-

sättigter Schutt durch subaerische oder subaquatische Schlammströme am Fuß von Hängen oder in Senken angereichert wird. Das resultierende Sediment kann matrix- oder klastengestützt bzw. massig oder parallelgeschichtet sein. Durch den Transportmechanismus bedingt tritt oftmals Korngrößendifferenzierung in einzelnen Horizonten oder gradierte Schichtung auf. Vielfach ist das Sediment durch Rutschung oder Scherung plastisch deformiert, wodurch sich einzelne Klasten mit ihren Längsachsen parallel zur Scherrichtung einregeln. Die Klasten werden durch den Transport nicht mechanisch beansprucht, d.h. weder gekritzelt noch gerundet (DREIMANIS 1988; BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991).

4.1.2 Der periglaziale Sedimentationsraum

Im Vorfeld von kontinentalen Gletschern sowie in der nivalen Klimazone befindet sich der Periglazialbereich, der in erster Linie durch periodisches Gefrieren und Tauen von Wasser bzw. Eis im Locker- oder Festgestein gekennzeichnet ist und der im weiteren Sinne auch frostbedingte Prozesse, wie z.B. Lößbildung, mit einbezieht. Periglaziale Prozesse werden hauptsächlich durch Frostverwitterung, periodisches Tauen und Gefrieren von oberflächennahen Bodenschichten und saisonalen Schlammstrom- und fluviatilen Ablagerungen bestimmt (FRENCH 1976). Bodenfließen (Solifluktion) und die Verfaltung von bodennahen Schichten durch Bodengefrorenis (Kryoturbation) über Permafrostböden führen zu zahlreichen Bodenformen (Abb. 4.2). Weit verbreitet sind Frostmusterböden, die in Kreisen, Polygonen, Streifen, Stufen und Netzen auftreten. Dabei ist die Geomorphologie ausschlaggebend für die Form der Frostmuster. Während an Hängen netzförmige und streifenförmige Materialsortierungen auftreten, entstehen auf ebenen Flächen polygonale und kreisförmige Muster; Stufen stellen eine Übergangsform dar. Die Muster werden in sortierte und unsortierte Polygone unterschieden, wobei sich die beiden Formen durch eine Umrandung aus größeren Klästen unterscheiden (EHLERS 1994; FRENCH

1976). Unsortierte Muster sind abhängig von primärer Sortierung und differentieller Frosthebung im zeitweilig aufgetauten Bereich über dem Permafrostboden (Abb. 4.3).

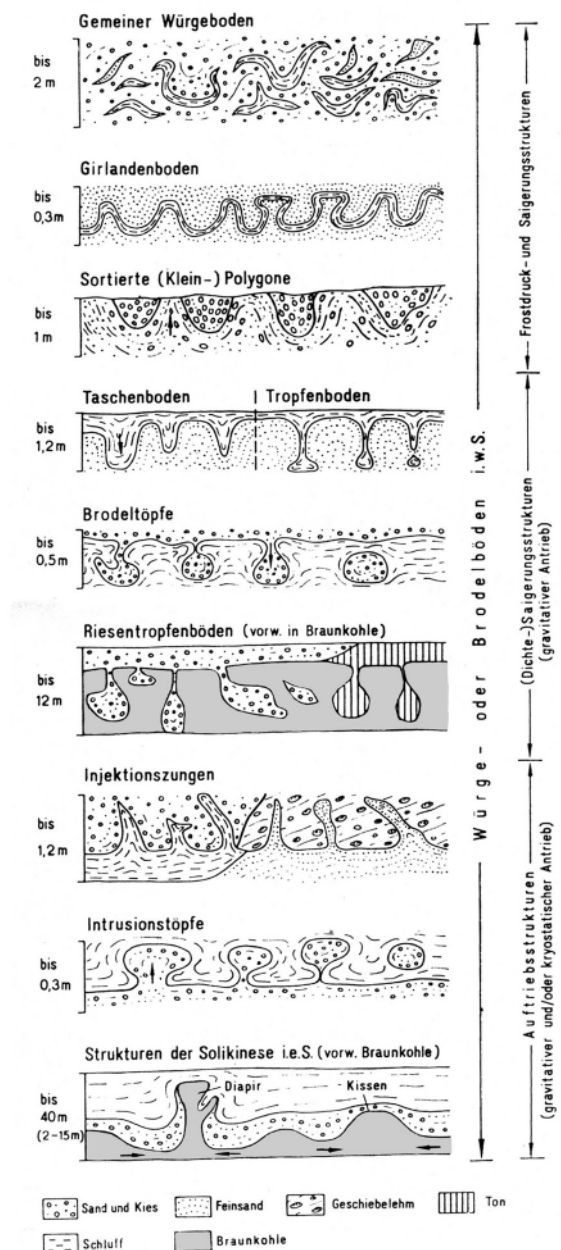


Abb. 4.2: Häufige Kryoturbationen im fossilen Periglazialbereich des Saale-Elbe Gebietes (EISSMANN 1981).

Sie entstehen durch den Transport von tieferen Bodenschichten in oberflächennahe Bereiche. Beim Gefrieren von heterogenen Sedimenten werden Horizontaldrucke generiert, die feinkörniges Sediment mobilisieren. Feinkörnigeres, feuchteres Sediment gefriert später als grobkörnigeres und kann durch Auflast an die Oberfläche gedrückt werden (FRENCH 1976):

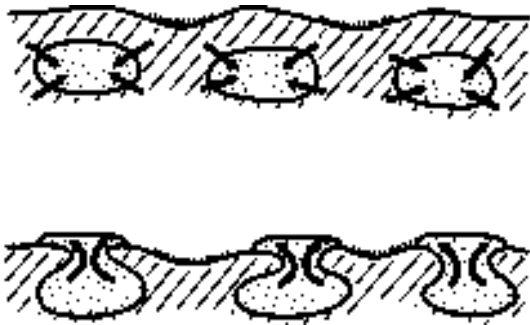


Abb. 4.3: Entstehung von unsortierten Polygonen eines Frostmusterboden durch kryostatischen Druck (FRENCH 1976).

Sortierte Polygone entstehen während eines zweiphasigen Prozesses (Abb. 4.4). Zunächst wird grobklastisches Material durch Frosthub an der Oberfläche angereichert. Anschließend wird analog zu den unsortierten Mustern feinkörniges Sediment mobilisiert (CHAMBERS 1967).

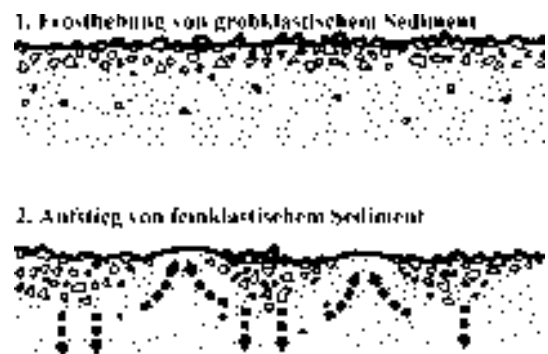


Abb. 4.4: Entwicklung von sortierten Polygonen (CHAMBERS 1967).

4.1.3 Der fluviatile Sedimentationsraum

Ziel der Untersuchung fluviatiler Sedimente ist die Rekonstruktion der Bildungsbedingungen innerhalb eines für ein Sediment spezifisches Flußsystem, um damit Aussagen über paläogeographische sowie paläoklimatische Verhältnisse machen zu können. Berücksichtigt werden nicht nur Korngefüge und Sedimentstrukturen sondern auch die horizontale und laterale Abfolge von Sedimenten. Schwierigkeiten bei der Interpretation bereiten die unterschiedlichen Dimensionen zwischen den Beobachtungen im Aufschluß, d.h. Sedimentgefüge und Sedimentstrukturen, und den charakteristischen Eigenschaften eines Flußsystems, wie Größe und Geometrie von Rinnen, ihre Sinuosität und Migrationsfähigkeit (EINSELE 2000). Daher wird zunächst die vorherrschende Art des Sedimenttransportes, d.h. eine Dominanz von Boden- oder Suspensionsfracht, sowie die jeweiligen Bildungsbedingungen der Sedimentstrukturen ermittelt. Beide Befunde haben eine große Aussagekraft hinsichtlich der im Ablagerungsmilieu herrschenden Prozesse, der Wassertiefe sowie der Strömungsgeschwindigkeit. Die Beziehungen zwischen hydrodynamischem Regime, Erosion, Sedimenttransport und Akkumulation sind basierend auf den Beobachtungen rezenter Flußablagerungen mittlerweile gut bekannt (Abb. 4.5). Somit sind

Rückschlüsse auf das Transportverhalten von Partikeln unterschiedlicher Korngröße oder Dichte sowie die Bildung von Sedimentstrukturen möglich (REINECK & SINGH 1980).

Flüsse transportieren Sedimentpartikel entweder als Boden- oder als Suspensionsfracht, wobei die Art des Transportes von der Strömungsgeschwindigkeit, der Korngrößenverteilung der Bodenrauigkeit, d.h. der Oberflächenbeschaffenheit des Flußbodens, sowie von der Morphologie abhängt (FÜCHTBAUER 1988). Die aquatisch gebildeten Sedimentstrukturen sind abhängig von der Korngröße des Sedimentes, der Fließgeschwindigkeit und der Wassertiefe und werden zur Rekonstruktion von Paläofließbedingungen genutzt (MIALL 2000). Das Strömungsverhalten in Flüssen kann in ein unteres und ein oberes Strömungsregime unterschieden werden. Im unteren Strömungsregime wird verhältnismäßig wenig Sediment bewegt, wobei Silt und Ton in Suspension und Fein- bis Mittelsand als Bodenfracht transportiert werden. Typische Sedimentstrukturen sind Rippel und Dünen. Der Unterschied zwischen den beiden Strukturen ergibt sich aus der Dimension – Rippel haben eine Wellenlänge unter 50 und ein Relief von weniger als 3 Zentimetern.

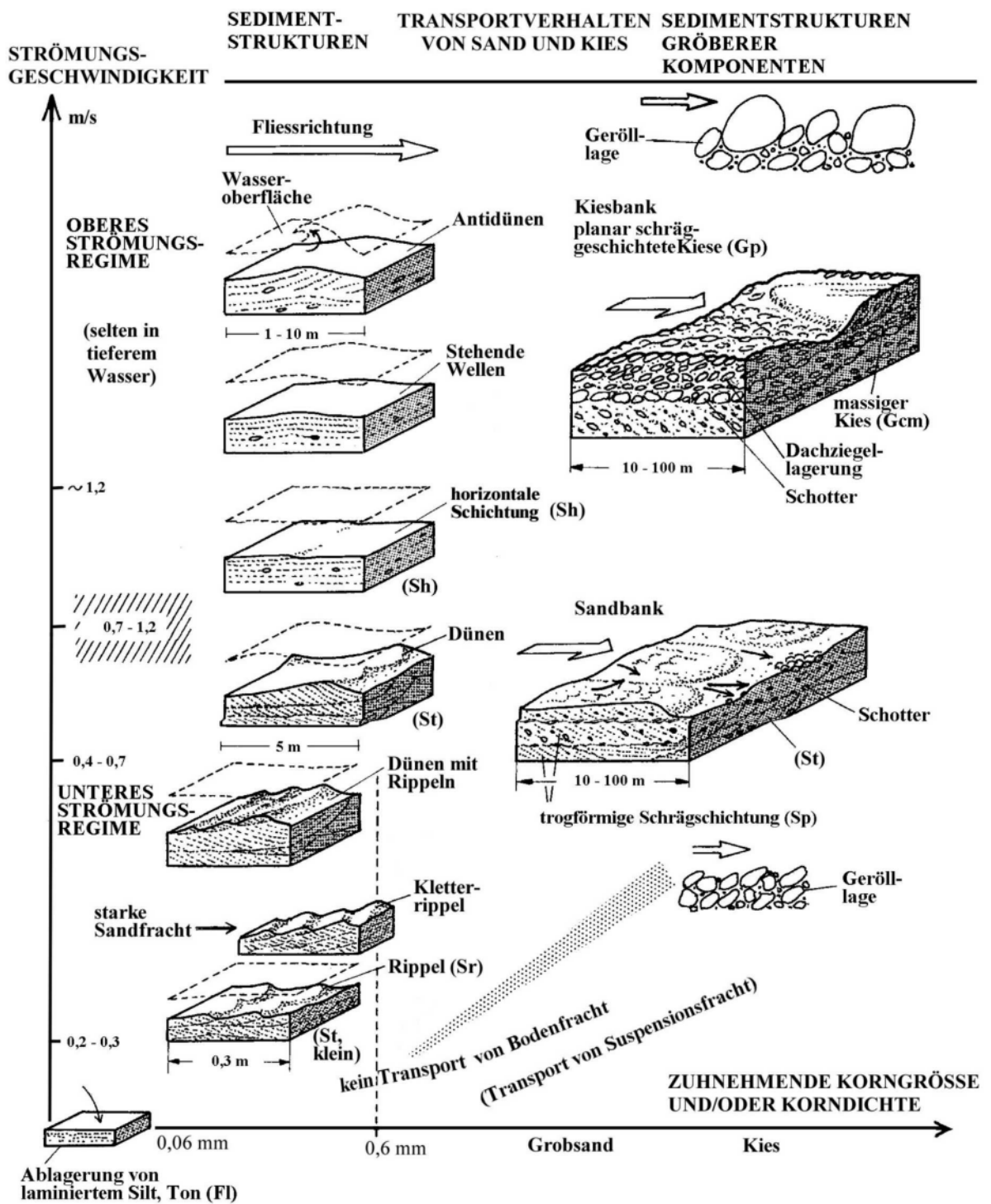


Abb. 4.5: Beziehung zwischen Strömungsgeschwindigkeit, hydrodynamischem Regime, Korngröße und Sedi-
mentstrukturen fluviatiler Sedimente (EINSELE 2000).

Unter zunehmenden Fließgeschwindigkei-
ten verändern sich diese transversalen Se-
di-mentstrukturen von zweidimensionalen,
d.h. gestreckten, zu dreidimensionalen, al-

so gebogenen Formen (COLLINSON &
THOMPSON 1984). Kies wird erst ab Fließ-
geschwindigkeiten von mehr als 0,7 m/s,
also im oberen Strömungsregime, zusam-

men mit Sand transportiert. Die typischen Sedimente sind kiesige Sandsteine oder klastengestützte Konglomerate, typische Sedimentstrukturen sind horizontale Schichtung oder Antidünen (Abb. 4.4).

Werden alle charakteristischen Elemente fluviatiler Sedimente zusammengefaßt, ergeben sich einzelne Lithofaziestypen (Tab. 4.4), die die Basis moderner Interpretation fluviatiler Systeme bilden (MIALL 1996).

Tab. 4.4: Ausgewählte Lithofaziestypen fluviatiler Sedimente (MIALL 1996; MIALL 1978).

Abkürzung	Fazies Korngröße	Sedimentstrukturen	Interpretation
Gm	matrixgestützte Kiese	massig	Schlammströme
Gc	klastengestützte Kiese	Dachziegellagerung	träge Bodenfracht
Gt	klastengestützte Kiese	trogförmige Schrägschichtung	kleinere Rinnenfüllungen
Gp	klastengestützte Kiese	tafelförmige Schrägschichtung	zungenförmige Dünen, kleine Deltas an Bankrelikten
Gh	klastengestützte Kiese	Parallelschichtung	longitudinale Dünen, Rinnenfüllungen
Sm	Fein- bis Grobsand, z.T. kiesig	massig	Kolke, Bodenfracht
St	Fein- bis Grobsand, z.T. kiesig	trogförmige Schrägschichtung	3D-Dünen, Rinnenfüllungen
Sp	Fein- bis Grobsand, z.T. kiesig	tafelförmige Schrägschichtung	2D-Dünen, transversale Sandbänke
Sr	Fein- bis Grobsand	Rippel	unteres Strömungsregime, Sandbänke, Hochflutbereiche
Sl	Fein- bis Grobsand, z.T. kiesig	flachwinklige trogförmige Schrägschichtung	Kolke, „Humpback“ Dünen, Antidünen
Sh	Fein- bis Grobsand, z.T. kiesig	Horizontalschichtung	oberes Strömungsregime
Fl	Sand, Silt, Ton	fein laminiert, kleine Rippel, massig	Hochflutbereiche, Altarme

Langlebige Großformen, wie Rinnen, Flußbänke, Gleithänge und Überflutungsebenen bilden die wesentlichen Elemente eines Flusses. Die Größe, Form und Verteilung dieser Elemente folgt eng umrissenen Gesetzmäßigkeiten und beeinflusst die Eigenschaften der jeweiligen Sedimente. Sedimentkörper, die gleich groß oder kleiner als Großformen und größer als Lithofaziestypen sind, formen die grundlegenden Einheiten eines fluviatilen Ablage-

runnungssystems. Anhand dieser Einheiten, die auch als Architekturelemente bezeichnet werden, kann der fluviatile Stil und damit ein fossiles Flußsystem rekonstruiert werden (MIALL 1996; MIALL 1985). Die Klassifizierung der Architekturelemente (Abb. 4.6) ist rein deskriptiv und beruht auf folgenden Merkmalen (MIALL 1996):

- Charakter der oberen und unteren Grenzfläche

- Externe Geometrie: Schichten, Linsen, Keile, Kolke
- Lithofazielle Einheiten
- Dimension: Mächtigkeit, laterale Ausdehnung – parallel und senkrecht zur Fließrichtung
- Interne Geometrie: Interne Grenzflächen, Kontakt von Schichten zu Grenzflächen
- Paläoströmungsrichtung

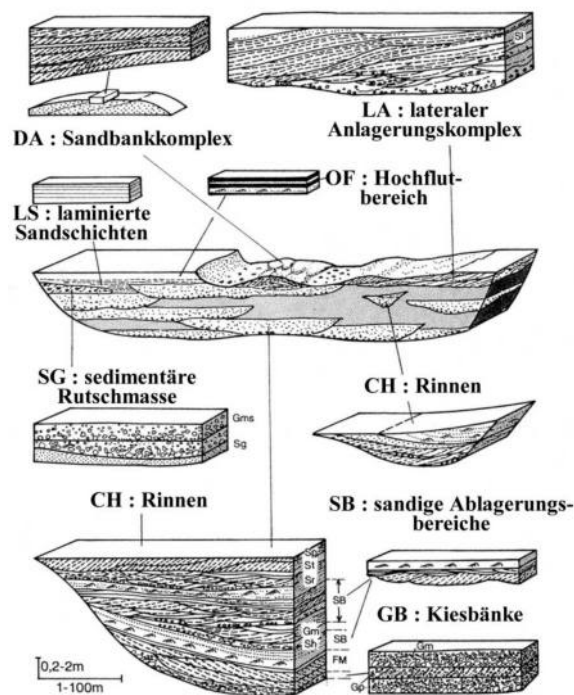


Abb. 4.6: Übersicht der acht Architekturelemente fluvialer Ablagerungen (MIALL 1985).

Voraussetzung für die Identifizierung der Architekturelemente sind gute Aufschlußverhältnisse, die nach Möglichkeit eine Profilaufnahme in mehrere Richtungen ermöglichen. Die einzelnen Architekturelemente werden durch Grenzflächen wie z. B. Schrägschichtung zu Schichtungs-

kontakte, erosive Kontakte oder Diskordanzen voneinander getrennt. Ursprünglich wurden acht unterschiedliche Architekturelemente unterscheiden, die in unterschiedlichen Anteilen sämtliche fluviale Sedimente aufbauen (MIALL 1985). Diese wurden später durch ein weiteres Architekturelement - (HO) Kolke - ergänzt (MIALL 1996).

CH: Rinnen

In der Regel erfolgt die Sedimentation grobklastischer fluvialer Ablagerung innerhalb von Rinnen. Daher ist die Ansprache eines fossilen Ablagerungsraumes als Architekturelement CH (Rinnen) noch kein signifikanter Erkenntnisgewinn, und sollte nur angewandt werden, sofern andere Elemente wie DA (Sandbankkomplexe) oder LA (laterale Anlagerungskomplexe) ausgeschlossen werden können. Rinnen bestehen in der Regel aus den Lithofaziestypen St, Sp, Sr, und Sh sowie den kiesigen Lithofaziestypen Gt und Gm. Sie besitzen einen linsenförmigen Querschnitt, eine konkave erosive Basis und im Hangenden erosive oder graduelle Übergänge. Die Ausdehnung der Rinnen übertrifft selten einen Meter Mächtigkeit und zehn Meter Breite. Damit entsprechen die Rinnen den größeren Rinnen kleinerer und mittlerer Flüsse sowie den kleineren Rinnen größerer Flüsse. Letztere sind z.B. Hochwasserrinnen, Rinnen innerhalb von Sandbänken und

Rinnen der Uferwalldurchbruchsfächer. Außerhalb dieser Dimensionen werden die Rinnen zu den Architekturelementen DA, LA oder SB (sandige Ablagerungsbereiche) gestellt. Zur Identifizierung einer Rinne ist der Rinnenrand von entscheidender Bedeutung. Beispielsweise sind die Rinnenfüllungen von ariden Schwemmfächern flächenhaft ausgebildet, wobei die Grenzflächen der einzelnen Rinnen aufgelöst wurden, weshalb sie den Architekturelementen SB oder LS (laminierte Sandschichten) zugeordnet werden.

Die Rinnenfüllungen reflektieren zum Teil mehrere Sedimentationsereignisse, die durch Grenzflächen voneinander abgeteilt werden und die interne Kornverfeinerungszyklen aufweisen können. Rinnen repräsentieren zumeist kurzfristige Erosions- bzw. Sedimentationsereignisse, die während eines Hochwasserstandes angelegt werden und durch ihre schnelle Verfüllung erhalten bleiben. Einzelne Rinnen können sich sowohl in horizontale als auch in vertikale Richtung verbinden und verhältnismäßig komplexe Sedimentkörper bilden.

GB: Kiesbänke

Kiesbänke werden durch die Lithofaziestypen Gc, Gt und Gp definiert. Die Mächtigkeit der zumeist linsenförmigen Sedimentkörper schwankt zwischen wenigen Zentimetern, also wenigen Klasten,

und einem Meter; in Fließrichtung können sie bis zu mehreren Zehnermetern lang werden. Die Untergrenze der Sedimentkörper ist in der Regel leicht konkav und erosiv. Die Entwicklung der Kiesbänke beginnt mit dünnen Kieslagen (Lithofazies Gc), die während Hochwasserständen nach oben und flußabwärts Klasten anlagern und schließlich longitudinale Bänke bilden. Daher ist in der Regel eine Abnahme der Korngröße zum Hangenden bzw. in Transportrichtung zu beobachten. In tieferem Wasser können sich transversale, gradlinige Kiesbänke bilden (Lithofazies Gp), die durch Migration gebogene Kämmen entwickeln (Lithofazies Gt). In Transportrichtung wird das Architekturelement GB oft durch die Architekturelemente SB (sandige Ablagerungsbereiche) oder DA (Sandbankkomplexe) ersetzt.

SB: sandige Ablagerungsbereiche

In sanddominierten Flußsystemen treten kleine linsen- oder deckenförmige Sedimentkörper auf. Sie werden von den Lithofaziestypen St, Sp, Sh, Sr und Sl in variablen Zusammensetzungen aufgebaut und überlagern erosive Basisflächen. Der variable Aufbau bzw. die kleinräumige Ausdehnung beruht auf kurzfristigen Änderungen des Strömungsregimes oder der Wassertiefe, wobei es nicht zur Entwicklung von großen Sedimentkörpern kommt. Sandige Ablagerungsbereiche beinhalten

subaquatische Dünenfelder und transversale Sandbänke im Bereich von Gleithängen sowie die Schüttungskörper der Uferwalldurchbruchsfächer. Darüber hinaus werden die an Playasedimente angrenzenden Sedimentkörper von distalen verflochtenen Flußsystemen fast ausschließlich vom Architekturelement SB aufgebaut.

DA: Sandbankkomplexe

Sandbankkomplexe werden aus den Lithofaziestypen Sp, Sr, St, Sh und Sl gebildet. Sowohl eine Abnahme „Fining-up“ als auch eine Zunahme „Coarsening-up“ der mittleren Korngröße zum Hangenden ist nur selten zu beobachten und dann schwach ausgeprägt. Die Sedimentkörper ruhen auf erosiven, horizontalen bis gebogenen Untergrenzen und beginnen häufig mit Aufarbeitungsgeröllen oder Kieslagen. Die Sandbankkomplexe sind typischerweise einen bis fünfzehn Meter mächtig und zehn bis tausend Meter lang. Intern werden sie durch quer zur Transportrichtung streichende, mit etwa zehn Grad flußabwärts einfallende Anlagerungsflächen gegliedert. Die Laminae der Lithofaziestypen Sh und Sl liegen ungefähr parallel zu diesen Anlagerungsflächen. In der Regel ist in den Sandbankkomplexen eine konstante Schüttungsrichtung festzustellen.

Sandbankkomplexe entstehen durch die Migration und Überlagerung von

subaquatischen Dünenfeldern und Rippeln in größeren sanddominierten Rinnen mit konstanter Schüttungsleistung. Durch das Einfangen von weiteren transversalen oder longitudinalen Sandbänken an der flußaufwärts gelegenen Seite oder an den Flanken wird der Sedimentkörper bis zu Sandflächen innerhalb von weiten Flußebenen erweitert. Das Architekturelement DA kann lateral in das Architekturelement La übergehen.

LA: laterale Anlagerungskomplexe

Die Sedimentation lateraler Anlagerungskomplexe erfolgt an Gleithängen, wobei die Schüttungsrichtung im großen Winkel zur eigentlichen Fließrichtung liegt. Die Geometrie sowie die Zusammensetzung der Lithofaziestypen lateraler Anlagerungskomplexe ist von der Rinnengeometrie und der Sedimentfracht abhängig und damit starken Schwankungen unterlegen. Zur eindeutigeren Interpretation können die lateralen Anlagerungskomplexe weiter in Kies-, Kies und Sand-, Sand- sowie Sand-Silt-Ton-dominierte Gruppen unterteilt werden.

Konglomeratische Gleithangablagerungen sind verhältnismäßig selten und bestehen überwiegend aus dem Lithofaziestyp Gm bzw. im Bereich von Hochwasserrinnen aus dem Lithofaziestyp Gt. In der Regel werden sie jedoch dem Architekturelement GB (Kiesbänke) zugeordnet. Kies- und

sanddominierte Ablagerungen bestehen überwiegend aus den Lithofaziestypen Sp, St, Sh und Sl. Die Lagerungsverhältnisse dieser Ablagerungen sind komplex und können die eigentliche Geometrie des Sedimentkörpers verdecken. Die Transportrichtung liegt etwa parallel zur Streichrichtung der Schrägschichtungskörper. In Flüssen mit hohem Anteil an Kiesfracht ist oftmals eine laterale Abnahme der Korngröße zu beobachten, wobei die größten Komponenten am flußaufwärts gelegenen Bereich des Sedimentkörpers abgelagert werden. Im weiteren Verlauf der Ablagerung können diese grobklastischen Bereiche über sandige Abschnitte hinweg flußabwärts migrieren.

Sanddominierte Gleithangablagerungen werden aus den Lithofaziestypen St, Sr und Sm, untergeordnet auch aus dem tonig-siltigem Lithofaziestyp Fl aufgebaut. Häufig sind „Finning-up“ Zyklen zu beobachten. Im Extremfall kann dann ein Übergang zum Architekturelement OF (Hochflutbereiche) erfolgen. Mit der Abnahme der Korngröße sind strukturelle Veränderungen verbunden: Während die Basis in der Regel aus trogförmig schräggeschichtetem Grob- und Mittelsand besteht, wird das Hangende dieser Zyklen aus rippelgeschichtetem Feinsand oder fein laminiertem Ton und Silt aufgebaut.

Sand-Silt-Ton-dominierte Gleithangablagerungen sind aus den Lithofazi-

estypen St, Sr und Sm sowie Fl zusammengesetzt. Innerhalb eines Sedimentkörpers können Übergänge zwischen diesen vier Gruppen auftreten, die durch Variationen der Strömungsenergie oder der Abflußmenge verursacht werden.

Die Basisfläche des Architekturelementes LA ist in der Regel erosiv und horizontal. Die einzelnen Sedimentkörper können eine laterale Ausdehnung von über hundert Meter und eine Mächtigkeit von maximal zehn Metern erreichen. Dabei ist die Ausdehnung der Gleithänge abhängig von der Sinuosität des Flußsystems. Während in mäandrierenden Flüssen laterale Anlagerungskomplexe eine Ausdehnung von weit über hundert Meter erreichen können, sind sie im verflochtenen Flußsystem nur im bescheidenen Maß ausgeprägt. Im Extremfall können laterale Anlagerungskomplexe sogar in geraden Rinnen auftreten. Intern wird der Sedimentkörper durch flach zur Rinne hin einfallende, parallel zur Fließrichtung streichende Anlagerungsflächen, die ein diagnostischer Bestandteil des Architekturelementes LA sind, unterteilt. Der Einfallswinkel dieser Anlagerungsflächen wird durch die Korngröße beeinflusst und beträgt in Sanden 5 bis 10, in Sand-Silt-Ton Wechsellagen 10 bis 15, zum Teil sogar 25 Grad. Das Architekturelemente LA ist oftmals eng mit den Architekturelementen DA (Sandbank-

komplexe) und OF (Hochflutbereiche) verzahnt.

SG: sedimentäre Rutschmassen

Sedimentäre Rutschmassen werden durch die Lithofaziestypen Gm und Gc aufgebaut. Sie bilden längliche Sedimentkörper von 0,5 bis 3 Meter Mächtigkeit und maximal 20 Meter Breite. In Transportrichtung können einzelne Sedimentkörper im Extremfall mehrere Kilometer weit verfolgt werden. Die Sedimentation erfolgt überwiegend durch Schlammströme in bereits existierenden Erosionsrinnen, die Untergrenze der Sedimentkörper ist unregelmäßig und nicht-erosiv. Gradierte Schichtung bzw. inverse Gradierung ist häufig zu beobachten. Oftmals ist das Auftreten der sedimentären Rutschmassen mit den Architekturelementen GB (Kiesbänke) oder SB (sandige Ablagerungsbereiche) verknüpft.

LS: laminierte Sandschichten

Laminierte Sandschichten bestehen überwiegend aus den Lithofaziestypen Sh und Sl, untergeordnet auch aus den Typen Sp, St und Sr. Sie besitzen eine bankige Geometrie mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 0,4 bis 2,5 Metern. Lateral lassen sie sich zum Teil bis weit über hundert Meter verfolgen. Ihre Untergrenze ist erosiv. Die laminierten Sandschichten werden als Folge von Schichtfluten unter Bedin-

gungen des oberen Strömungsregimes interpretiert. In diesem Zusammenhang sind die Lithofaziestypen Sp, St und Sr als Indikatoren für kontinuierlich abnehmende Fließgeschwindigkeiten anzusehen.

OF: Hochflutbereiche

Hochflutbereiche werden durch den Lithofaziestyp Fl charakterisiert. Sie bestehen aus laminiertem Ton- und Siltstein sowie unter Umständen aus rippelgeschichteten Feinsandsteinlinsen. Auch können Wurzelhorizonte oder Bioturbationen auftreten, wobei primäre Sedimentstrukturen dann oftmals zerstört wurden, und das Sediment dann massig ist. In der Regel besitzen Hochflutbereiche eine bankige Geometrie, da sie überwiegend durch laterale Aufschüttung entstanden sind. Sofern sie inaktive Rinnen gefüllt haben, können sie allerdings auch die Morphologie der Rinne angenommen haben. In der näheren Umgebung von aktiven Rinnen können die Bänke von Uferwalldurchbruchsfächern, und somit vom Architekturelement SB überlagert werden. Darüber hinaus können auch Kohlen oder Calichen auftreten.

HO: Kolke

Neuere Arbeiten (COWAN 1991; MIALL 1996) gliedern dieses Architekturelement aus dem Architekturelement CH (Rinnen) aus. Charakteristische Lithofaziestypen sind die Typen Sh und Sl. Die Kolke sind

trogförmig und erreichen Dimensionen von maximal 250 Meter Weite und Mächtigkeiten bis 20 Meter. Im Querschnitt sind sie symmetrisch oder asymmetrisch; ihre Basisfläche ist erosiv und konkav. Die Sedimentation in die Kolke erfolgt von allen Seiten. Die Kolke entstehen im Bereich von Verwirbelungen an zusammenlaufenden Rinnen – überwiegend in verflochtenen Flüssen. Somit ist die Verteilung der Kolke abhängig von der Verteilung und der Dichte der Rinnen eines verflochtenen Flusses.

Aus den gesamten Merkmalen fluviatiler Sedimente kann für eine bestimmte Sedimentabfolge ein spezifisches Faziesmodell abgeleitet werden. Dabei sind in der Literatur jedoch vielfältige Interpretationsmöglichkeiten vorhanden. Die gebräuchlichste Klassifikation teilt die Flußsysteme anhand der Flußmorphologie in Mäander, verflochtenes Flußsystem und geraden Lauf (LEOPOLD & WOLMAN 1957), wobei jedoch gerade Flüsse äußerst selten sind. Diese Systematik wurde später durch den anastomosierenden Lauf erweitert (SCHUMM 1968). Eine weitere Möglichkeit der Faziesinterpretation beruht auf den charakteristischen Eigenschaften von

Rinnen bzw. Rinnensystemen. Dabei werden die wesentlichen Klassen in Schichtfluten, stationäre und mobile Rinnen unterschieden (FRIEND 1983). Auch kann die Sedimentfracht zur Klassifikation herangezogen und zwischen suspensionsfracht-, mischfracht- und bodenfrachtdominierten Rinnen unterschieden werden (SCHUMM 1968). Darüber hinaus können anhand von Lithofaziestypen und Architekturelementen 12 (MIALL 1985) bzw. 16 (MIALL 1996) Faziesmodelle unterschieden werden, zwischen denen vielfältige Mischformen auftreten (Tab. 4.5).

Diese Faziesmodelle werden angeführt, um die große Varianz fluviatiler Systeme zu dokumentieren. Im Vergleich der Modelle 1 bis 3 bzw. 9 bis 11 fällt auf, dass diese sich hauptsächlich in der Zusammensetzung der Architekturelemente unterscheiden. Diese sind jedoch oftmals von der Interpretation des Bearbeiters bestimmt, oder in fossilen Sedimentkomplexen oftmals schwer zu rekonstruieren. Daher erscheint es sinnvoll, sich in der Beschreibung und Interpretation auf die vier Grundformen – gerader, verflochtener, mäandrierender und anastomosierender Fluß – zu beschränken.

Tab. 4.5: Allgemeine Charakteristiken fluviatiler Systeme (MIALL 1985).

1	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Kies, wenig Sand SG, (GB, SB) niedrig hoch kiesig, verflochten	
2	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Kies, wenig Sand GB, (SB) niedrig hoch kiesig, verflochten	
3	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Kies, wenig Sand, Ton GB, SB, DA, (OF) niedrig bis mittel mittel bis hoch kiesig, verflochten	
4	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Kies, wenig Sand, Ton GB, LA, OF, (SB) hoch niedrig bis mittel kiesiger Mäander	
5	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand, Kies SB, LA, OF, (GB) mittel bis hoch niedrig bis mittel grobklastischer Mäander	
6	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand, wenig Ton LA, SB, OF, (CH) hoch niedrig Mäander	
7	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Feinsand, Silt, Ton LA, SB, OF, (CH) hoch niedrig feinklastischer Mäander	

8	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand, Ton SB, CH, OF, (LA) niedrig bis hoch hoch anastomosierend	
9	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand SB, (OF) niedrig bis mittel hoch verflochten	
10	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand, wenig Ton DA, SB, HO, (OF) niedrig hoch verflochten	
11	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand, wenig Ton SB, (OF) niedrig hoch verflochten	
12	Sedimente: Architekturelemente: Sinuosität: Verzweigung: fluviatiler Stil:	Sand, wenig Ton LS, (OF) niedrig hoch Schichtflut	

Unter den rezenten Flußsystemen werden Schwemmfächer, verflochtene (verwilderte), mäandrierende und anastomosierende Flüsse unterschieden. Wichtige Entstehungsparameter der jeweiligen Flußsysteme sind Gefälle, Korngröße der Sedimentfracht und Änderungen der Abflußmenge. Wichtigstes morphologisches Unterscheidungsmerkmal ist die Sinuosität, d.h. das Verhältnis von Strombettlänge zu Tallänge und der Verflechtungsgrad (FÜCHTBAUER 1988).

Schwemmfächer

Schwemmfächer (Alluviale Fächer) sind kegelförmige Sedimentationskörper, die sich am Rand von Hochgebieten entwickeln. Eine Serie von überlappenden Schwemmfächern bildet einen klastischen Keil; ein Schwemmfächer, der einen aquatischen Sedimentationsraum speist, bildet ein Fächerdelta („Fan Delta“). Die Sedimentation beginnt, wenn ein Fluß am Rand des Hochlandes sein Bett verläßt, und teilweise seine Transportkapazität verliert,

was oftmals durch abnehmenden Gradienten des Flusses auf dem Schwemmfächer noch verstärkt wird. In der Regel treten sowohl Schlammstromsedimente als auch durch fließendes Wasser abgelagerte Sedimente auf, wobei letztere überwiegen. Die Sedimente des fließenden Wassers sind geröllreich und werden durch episodischen Starkregen oder Schichtfluten innerhalb mehrerer aktiver Rinnen abgelagert. Die Schlammstromsedimente sind zumeist auf die proximalen Bereiche des Schwemmfächers beschränkt. Oftmals überlagern Schlammströme das bestehende fluviatile Rinnensystem, was zu engen vertikalen und lateralen Fazieswechseln führen kann.

Die Entwicklung eines Schwemmfächers über einen längeren Zeitraum wird im wesentlichen durch Faktoren außerhalb des Sedimentationsraumes kontrolliert. Diese Faktoren umfassen tektonische Aktivitäten bzw. Hebungen im Hochland, Klima sowie Erosion, allerdings auch Subsidenz im Ablagerungsgebiet. Flußabwärts gehen Schwemmfächer in andere fluviatile Systeme, meist in ein verflochtenes Flußsystem, über (FÜCHTBAUER 1988; EINSELE 2000).

Verflochtene Flüsse

Verflochtene Flüsse bestehen aus einem Netz von breiten und flachen Rinnen, die durch Kies- und Sandbänke voneinander

getrennt werden, und die oftmals ein weites Flußbett bilden. Üblicherweise besitzen die einzelnen Rinnen eine niedrige Sinuosität. Typische Sedimente bestehen überwiegend aus Bodenfracht, die innerhalb oder seitlich der Rinnen abgelagert wird. Innerhalb der Rinnen befinden sich überwiegend longitudinale Kiesbänke oder Gerölle, während sich in Bereichen mit schwächerer Strömung subaquatische Sanddünen bilden. Diese Sedimentkörper können zur Verfüllung oder zur Verzweigung des bestehenden Rinnensystems führen, das infolgedessen fortwährenden Umwälzungen unterworfen bleibt. Laterale Migration oder abrupte Aufgabe aktiver Rinnen kann zur Bildung von „Finning-up“ Zyklen mit einer typischen Lithofaziesvergesellschaftung von Gt-Sp, Sh und Sr führen (FÜCHTBAUER 1988).

In den proximalen Bereichen kiesreicher, verflochtener Flüsse sind charakteristische Sedimentkörper longitudinale Kiesbänke (Abb. 4.7). Die Kiesbänke migrieren sowohl flußabwärts als auch lateral und sind infolgedessen nur undeutlich schräg- oder parallelgeschichtet und besitzen nur eine undeutliche Gradierung. Die einzelnen Klasten zeigen oft Dachziegellaagerung. „Finning-up“ Zyklen sind oft schwer zu identifizieren, da ältere Rinnen meist von jüngeren angeschnitten und teilweise erodiert werden. Sand wird überwiegend in dünnen Linsen innerhalb von in-

aktiven Rinnen oder in keilförmigen Sedimentkörpern am Rand von Kiesbänken abgelagert; Sanddünen werden nur abgelagert, sofern die Sandfraktion schon im Liefergebiet dominiert. Flußabwärts geht die dominierende Korngrößenfraktion aufgrund des abnehmenden Gradienten des Flusses bzw. der abnehmenden Strömungsenergie in Sand über, und Sedimentkörper und -strukturen nehmen an Größe ab. Die distalen Bereiche des verflochtenen Flusses werden in der Regel von transversalen Sandbänken, Dünen und Rippeln beherrscht, die etwa orthogonal zur Fließrichtung orientiert sind (Abb. 4.7).

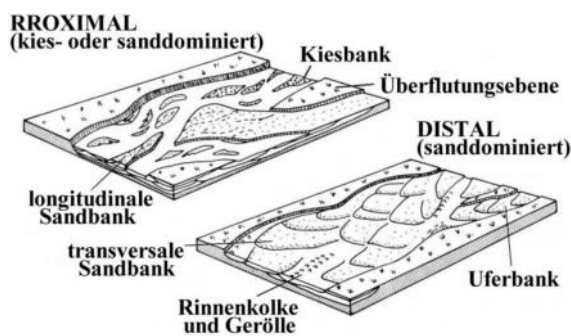


Abb. 4.7: Modell eines verflochtenen Flusses (MIALL 1985; EINSELE 2000).

Die Sande sind in der Regel tafelförmig schräggeschichtet, trogförmige Schräg-schichtung tritt eher selten auf. Kiese werden nur noch selten in dünnen Linsen abgelagert (EINSELE 2000). Tonige oder siltige Überflutungsebenensedimente werden während Hochwasserphasen auf Flußbänken oder zwischen aktiven Rinnen abgelagert, besitzen jedoch kein großes Erhal-

tungspotential. (FÜCHTBAUER 1988; EINSELE 2000). Die Entstehung von verflochtenen Flüssen wird durch wechselhafte Abflußmengen, vor allem in ariden, semiariden oder arktischen Gegenden, oder in Gebieten mit hohem Relief gefördert. (FÜCHTBAUER 1988).

Mäandrierende Flüsse

Ein mäandrierender Fluß besteht in der Regel aus einer einzelnen, verhältnismäßig schmalen Rinne mit hoher Sinuosität (Abb. 4.8). Typische Sedimente setzen sich aus Mischfracht oder Suspensionsfracht zusammen, wobei die Sandfraktion überwiegt. Innerhalb dieses Flußsystems lassen sich folgende Ablagerungsräume unterscheiden (EINSELE 2000):

- Rinne und Rinnenfüllung
- Gleithänge und laterale Anlagerungskomplexe
- Hochwasserrinnen
- Altarme
- Uferwälle und Uferwalldurchbruchsfächer
- Überflutungsebenen

Die Rinnenfüllung besteht meist aus Geröll, das nur in den Hochwasserphasen transportiert wird. Die Gerölle bilden langgestreckte Bänke, die eine schwache Parallelschichtung, undeutliche tafelförmige

Schrägschichtung oder Dachziegellagerung aufweisen.

Gleithänge bilden sich an der inneren Seite einer Flußbiegung. Am gegenüberliegenden Prallhang wird erodiert, wodurch die Krümmung des Flusses kontinuierlich zunimmt, bis sich schließlich der Fluß ein neues Bett sucht und einen Altarm zurück läßt. Gleithänge bilden innerhalb des Flusses Bereiche mit geringer Fließgeschwindigkeit und Turbulenzen, und lagern umgelagerte Sedimente aus flußaufwärts gelegene Flußbänke ab. Charakteristisches Merkmal von Gleithangablagerungen sind „Finishing-up“ Zyklen. Im Idealfall beginnt eine Gleithangabfolge mit groben Restsedimenten, die einer erosiven Basis aufliegen. Darüber folgen Kiese und Sande des oberen Strömungsregimes (Abb. 4.5), die allmählich in Sande und u.U. in Silte der Hochflutbereiche übergehen. Ebenso verändern sich die Sedimentstrukturen in vertikaler Abfolge von Parallelschichtung über trogförmige Schrägschichtung zu Rippelschichtung; eine ideale lithofazielle Abfolge umfaßt vom Liegenden zum Hangenden die Einheiten Sh, St und Sp. Die Gleithangablagerungen werden intern durch flach zur Flußrinne hin einfallende und parallel zum Fluß verlaufende Anlagerungsflächen, die „ε-crossbedding“, gegliedert (ALLEN 1963). Von Schrägschichtungen unterscheiden sie sich oft durch eine starke Korngrößenvarianz.

Die Gleithangablagerungen werden oft durch Hochwasserrinnen modifiziert, die bei Hochwasser die Gleithänge durchbrechen, und in denen grobklastische Sedimente Geröllagen oder Bänke bilden. Die Rinnefüllungen gliedern sich – in Strömungsrichtung – in grobklastische Gerölle, Kiese mit Dachziegellagerung sowie tafelförmige und trogförmig schräggeschichtete Sande.

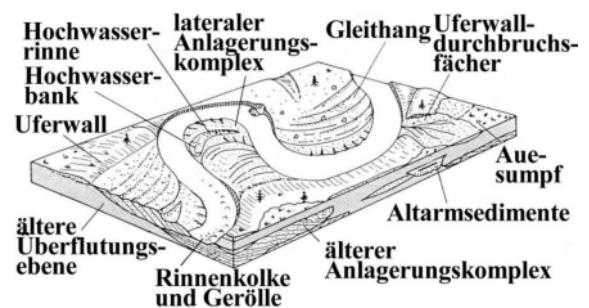


Abb. 4.8: Modell eines mäandrierenden Flusses (MIALL 1985; EINSELE 2000).

Viele mäandrierende Flüsse besitzen an ihren Ufern flache Uferwälle, die bei moderatem Hochwasser aufgeschüttet werden, und die aus der gröberen Suspensionsfracht, d.h. Feinsand und Silt, bestehen. Sand und Silt bilden nach außen fallende Schichten oder Laminae sowie Kletterrippel. Mit zunehmender Entfernung zum Fluß gehen Sand und Silt des Uferwalls in Auelehm über. Bei starkem Hochwasser durchbricht der Fluß die Uferwälle und bildet Uferwalldurchbruchsfächer. Dieser beginnt proximal mit einer Erosionsfläche und trogförmig schräggeschichteten Sanden und geht distal in tafelförmige Schräg-

schichtung über, die sowohl außen als auch im Hangenden von Horizontalschichtung abgelöst wird. Die Sedimentstrukturen werden jedoch öfters durch intensive Durchwurzelung zerstört.

In rinnenfernen Arealen gebildete Überflutungsebenen bestehen größtenteils aus feinklastischer Suspensionsfracht, wobei die Energie des fließenden Wassers nur selten ausreicht, um auch Feinsand einzutragen. Die Ablagerungen einzelner Überflutungen erreichen meist einige Millimeter bis wenige Zentimeter Mächtigkeit. In den dickeren Schichten kann u.U. eine Gradierung, Feinschichtung oder Schrägschichtung beobachtet werden. Da Überflutungsebenen oftmals innerhalb von Feuchtgebieten liegen, werden primäre Sedimentstrukturen nicht selten durch Trockenrisse, Durchwurzelung, Konkretions- oder Bodenbildung zerstört (EINSELE 2000).

Altarme werden in der Regel während der Überflutung rinnennaher Bereiche durch Suspensionsfracht verfüllt. In humiden Klimazonen sammelt sich nicht selten organisches Material wie z.B. Torf innerhalb der Altarme an. Mäandrierende Flüsse entwickeln sich in der Regel bei schwachem Gefälle und hohem Anteil von Feinfracht (FÜCHTBAUER 1988).

Anastomosierende Flüsse

Anastomosierende Flüsse bestehen aus einem Netz von geraden bis gekrümmten, relativ schmalen und tiefen Rinnen (Abb. 4.9). Zwischen den Rinnen befinden sich relativ ortstabile Inseln. Die Rinnenbegrenzungen sind oftmals zu Uferwällen entwickelt, werden aus feinklastischem Material aufgebaut und sind in der Regel mit dichter Vegetation bewachsen, was eine Stabilisierung des bestehenden Rinnensystems zur Folge hat. Innerhalb der Rinnen werden Sande und Kiese in mehrere Meter mächtigen aber relativ schmalen Bändern abgelagert, die von Silten der Uferbegrenzung eingefaßt werden. Die Bereiche zwischen den Rinnen bilden im Vergleich zu den Uferwällen topographische Senken, in denen sich Uferwalldurchbruchsfächer, Seen und Auesümpfe bilden können. Charakteristische Sedimente dieser Senken sind laminierte Silte und Tone sowie Torf, bzw. Kohle.

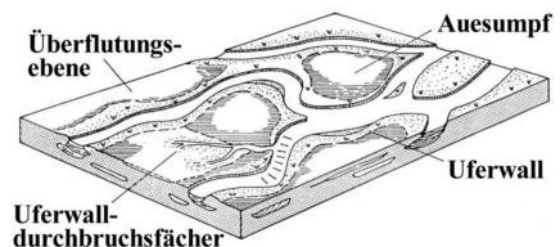


Abb. 4.9: Modell eines anastomosierenden Flusses (MIALL 1985; EINSELE 2000).

Die Bildung von anastomosierenden Flüssen wird durch feinklastische Sedimente

und saisonale unterschiedliche Abflusssmengen begünstigt. Ein weiterer wichtiger Faktor ist ein über einen längeren Zeitraum andauernder niedriger Gradient des Flusses. Diese Voraussetzungen sind in vielen Sedimentbeckentypen gegeben, jedoch scheinen Vorlandbecken besonders gut für die Entstehung von anastomosierenden Flüssen geeignet zu sein.

In Fließrichtung eines Flusses nimmt sowohl der Gradient als auch die

mittlere Korngröße des transportierten Sedimentes kontinuierlich ab. Folglich besteht ein idealisiertes fluviatiles System zwischen dem Hochland und der Mündung aus einem Schwemmfächer, einem verflochtenen, einem mäandrierendem und einem anastomosierenden Fluß (Abb. 4.10). Entscheidende Faktoren für die Entwicklung eines Flusses sind neben tektonischen Aktivitäten des Hinterlandes auch Klima und Beckensubsidenz (EINSELE 2000).

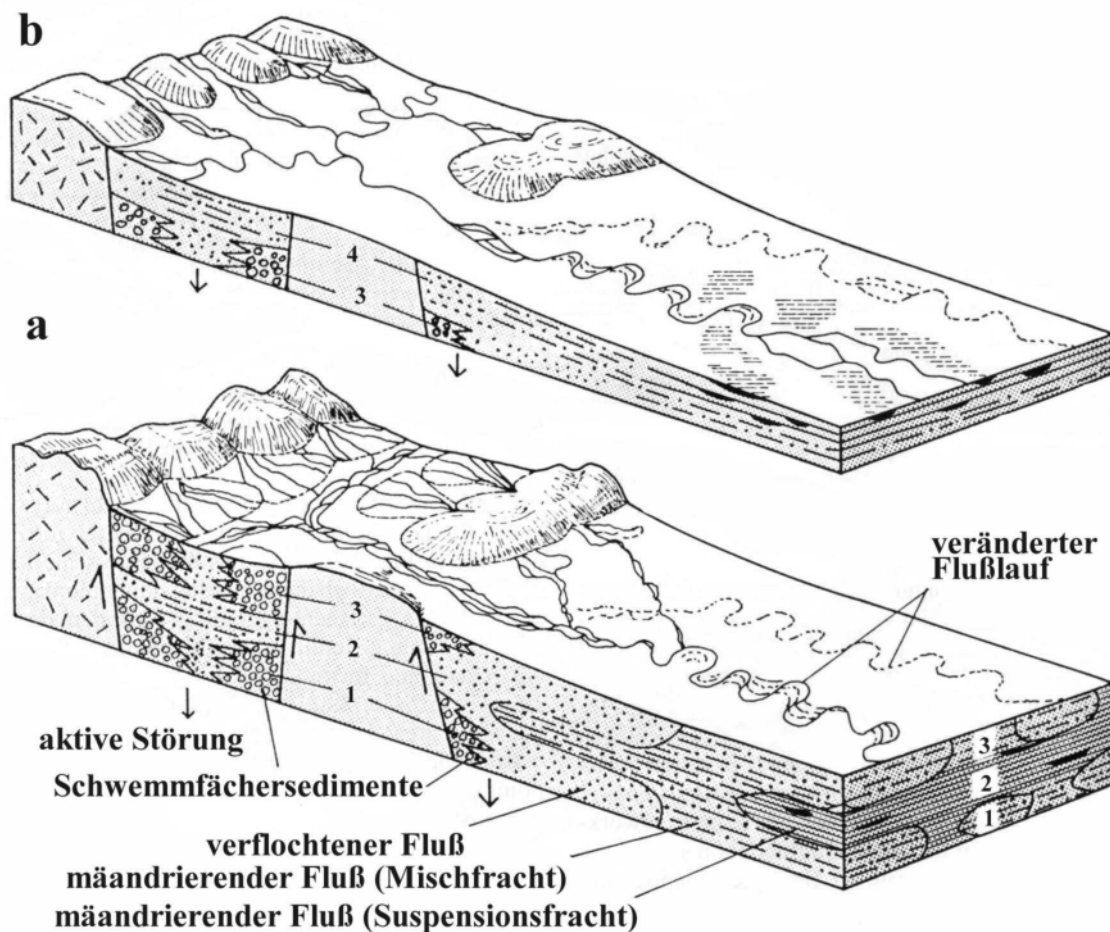


Abb. 4.10: Entwicklung eines fluviatilen Systems. a.: Tektonische Aktivitäten erhalten – in semiaridem (1, 3) oder humidem Klima (2) - einen relativ hohen Gradienten. Bildung von Schwemmfächern, verflochtenem Lauf und mischfrachtdominiertem mäandrierendem Fluß während der Phasen 1 und 3. Phase 2 zeigt eine Vorherrschaft des mischfrachtreichen mäandrierenden Flusses. b.: Nachlassende tektonische Aktivitäten sowie weite Verbreitung von Vegetation (Phase 4) bewirken ein ausgeglicheneres Relief und Bildung eines ausgedehnten suspensionsfrachtreichen mäandrierenden und anastomosierenden Flusses sowie weitläufige Überflutungsebenen (EINSELE 2000).

4.1.4 Der Sedimentationsraum See

Seen entstehen aufgrund vielfältiger endogener und exogener geologischer Prozesse. So befinden sie sich beispielsweise im Umfeld von kontinentaler Subsidenz, in Riftzonen, Sackungsbecken, Vorland- und Backarc Becken. Darüber hinaus entstehen sie in Vulkankratern und Calderen, im Umfeld von zurückweichenden Gletschern, in Senken innerhalb der semiariden Klimazone, als Altwasserarm in der Nähe eines Flusses sowie lagunär, wenn küstenparalleler Transport größere Buchten vom Meer abtrennt. Grundsätzlich können hydrologisch offene von hydrologisch geschlossenen Seen unterschieden werden. Die hydrologisch offenen Seen besitzen einen Oberflächenabfluß und niedrige Salinitäten. Das gesamte Ablagerungssystem ist, abgesehen von jahreszeitlich bedingten Schwankungen, verhältnismäßig stabil. Proximal sind fluviale und deltaische Sedimente vorherrschend, während distal ein Gemisch aus feinklastischen Sedimenten, Turbiditen, Karbonaten und biogenen Silikaten auftritt. Hydrologisch geschlossene Seen besitzen keinen Oberflächenabfluß. Sie entstehen in der Regel in der semiariden Klimazone, sofern der Zufluß die Evaporation ausgleicht, und besitzen deutlich erhöhte Salinitäten sowie fluktuierende Uferzonen. Typische Sedimente sind Evaporite, Mergel und Karbonate, zusammen mit fluvialen Sanden,

Strandsanden oder Schüttungsfächersedimenten (EINSELE 2000).

Oft tritt in tieferen Seen aufgrund von eingeschränkter Strömungs- oder Wellenaktivität eine saisonale oder permanente Schichtung des Seewassers auf, die kaltes, unbewegtes Tiefenwasser von warmem, bewegtem Oberflächenwasser trennt. Dadurch verarmt das Tiefenwasser an Sauerstoff und hemmt benthische Lebensformen, was wiederum eine Anreicherung von organischem Material zur Folge hat. Hält die Sedimentation über einen längeren Zeitraum an, so bilden sich laminierte Tonsteine mit (Gyttja) oder ohne (Sapropel) Bioturbationen.

Entsprechend der mannigfaltigen Entstehungsbereiche von Seen sind auch limnische Sedimente hinsichtlich ihrer Lithologie und Fazies sehr vielfältig. Dennoch lassen sich limnische Sedimente in der Regel leicht von Ablagerungen anderer Faziesbereiche unterscheiden, da sie kaum von Wellen oder Strömungen betroffen sind und folglich meist gut geschichtet oder laminiert sind. Außerdem sind oft vertikale oder laterale Fazieswechsel auf engstem Raum zu beobachten. Der Fossilinhalt umfaßt oft nur eine begrenzte Zahl von Arten kontinentaler Flora oder Fauna, wobei zumeist Dinoflagellaten, Diatomeen und Ostrakoden vorherrschen (FOUCH & DEAN 1982).

4.2 Sakoa Gruppe

Die besten Aufschlüsse von Sedimenten der Sakoa Gruppe befinden sich im Süden des Morondava Beckens, südlich des Onilahy Flusses, entlang des Sakoa und des Ianapera Flusses. Nördlich der Ranotsara Scherzone existiert ein weiteres Vorkommen, das jedoch stark angewittert ist und nur geringe Mächtigkeit aufweist sowie auf fluviatile Ablagerungen beschränkt ist. Die vollständige Sakoa Abfolge, mit Dia-

miktiten, Tonsteinen, kohleführenden Sandsteinen, Rotsedimenten und Kalken, ist lediglich südlich des Onilahy Flusses vorhanden. Allerdings ist auch hier wegen schlechter Aufschlußverhältnisse die Abfolge der oberen Sakoa Gruppe nur eingeschränkt zugänglich; während die klastischen Rotsedimente auf wenige Meter Mächtigkeit beschränkt sind, fehlen die Vohitolia Kalke vollständig.

4.2.1 Untere Sakoa Gruppe

Die Sedimente der Sakoa Gruppe sind hauptsächlich im Süden des Morondava Beckens, insbesondere südlich des Onilahy Flusses, aufgeschlossen. Hier erreichen die Sedimente der Sakoa Gruppe auch ihre maximale Mächtigkeit. Die Abfolge beginnt **am Sakoa Fluß** (Aufschlüsse 81 bis 83, 121), der Typlokalität dieser Gruppe, mit Diamiktiten, die diskordant auf Migmatiten des Grundgebirges auflagern (Fototafel 1 - 1). Die Diamiktite bestehen aus dunkelgrauen bis dunkelvioletten, grobsandigen Konglomeraten. Diese sind matrixgestützt und schlecht sortiert, mit Klaksten, deren Durchmesser zwischen wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern, in Ausnahmefällen über einem Meter, liegen. Die einzelnen Komponenten sind angular bis angerundet und bestehen aus Granit

sowie granitischen und amphibolreichen Gneisen. Die Matrix besteht aus tonigem Fein- bis Grobsand. Die Diamiktite sind massig und besitzen keine eindeutige Schichtung. Im Hangenden der Diamiktite befinden sich Wechsellagen von hellgrauen Mittel- bis Grobsandlagen und dunkelgrauen Silt- bis Tonsteinen (Fototafel 1 - 2). Diese haben Mächtigkeiten von einigen Dezimetern. Zum Top der Einheit nehmen sie an Zahl und Mächtigkeit zu und erreichen schließlich Mächtigkeiten von einigen Metern. Die Grobsandlagen sind trogförmig schräggeschichtet, ihre Komponenten bestehen überwiegend aus Quarz und untergeordnet aus Feldspat. An einigen Stellen sind in dünnen Bändern kantige Gerölle von maximal fünf Zentimeter Durchmesser angereichert. Die Mächtig-

keit der gesamten Abfolge beträgt etwa fünfzig Meter.

Interpretation:

Das matrixgestützte, massige Gefüge sowie das breite Korngrößenspektrum der Matrix und der einzelnen Klasten sprechen für einen glazialen Ursprung der Diamiktite. Über die Frage der genaueren genetischen Klassifikation der Diamiktite herrscht in der Literatur weitgehend Unstimmigkeit. BESAIRIE (1972) und BOAST & NAIRN (1982) interpretieren sie als Geschiebelehm ausgedehnter Gletscher und stützen sich auf Gletscherschrammen und Rundhöcker im Grundgebirge sowie auf facettierte und gekritzte Geschiebe. WESCOTT & DIGGENS (1997) schließen Geschiebelehm aus, da sie weder Gletscherschrammen noch facettierte und gekritzte Geschiebe gefunden haben, und viele der größeren Klasten gerundet sind. Zudem spricht die lentikulare Geometrie der einzelnen Diamiktitkörper und die enge laterale und vertikale Verzahnung mit fluviatilen Sandsteinen gegen Geschiebelehm und für fluvioglaziale Ablagerungen. Auch PIQUÉ et al. (1999a) schließen Tillite aufgrund von Konglomerat-Siltstein-Wechselagerungen aus, enthalten sich aber jeglicher Interpretation. Selbst eine subaquatische Ablagerung der Sedimente wird wegen der Nähe zu lakustrinen Tonsteinen und Rutschungen nicht ausgeschlossen (FRAKES 1981). Aus der zeitgleich mit der

Sakoa Gruppe abgelagerten Lisimba Gruppe der Idusi Formation des Ruhuhu Beckens im Südwesten Tansanias werden Diamiktite beschrieben, die denen der Sakoa Gruppe ähneln. Sie werden als „Flow till“ sowie als „Melt-out till“ interpretiert (WOPFNER & DIEKMANN 1996).

Die Ablagerung der Diamiktite erfolgte wahrscheinlich als Schlammstromsediment. Viele texturale Merkmale, wie ihr massiges Gefüge und die fehlende Einregelung der angularen bis angerundeten Geschiebe, sowie die enge Verzahnung mit fluviatilen Sedimenten im Hangenden der Diamiktite weisen auf einen Ursprung als „Melt-out till“ hin. „Flow till“ erscheint wegen der von WESCOTT & DIGGENS (1997) beobachteten Deformation von Lockersediment durch Rutschungen und Gleitungen ebenfalls denkbar. Das massige Gefüge sowie die fehlende Einregelung einzelner Geschiebe sprechen darüber hinaus gegen eine Entstehung als „Lodgement till“. Daß weder facettierte und gekritzte Geschiebe noch Gletscherschrammen im Grundgebirge beobachtet wurden, und diese auch in der Literatur nicht eindeutig belegt sind, stützt diese These.

Obwohl sich im unteren Perm glaziale Sedimente in weiten Bereichen Gondwanas fanden, war nicht der gesamte Kontinent von einer geschlossenen Eismasse bedeckt. Besonders in Bereichen mittlerer geographischer Breite bildeten

sich Gletscher ausschließlich in topographisch erhöhten Regionen. Der Einfluß dieser lokalen Hochlandgletscher ist jedoch anhand der Geochemie von Beckensedimenten und vereinzelter „Dropstones“ nachweisbar (VISSER 1993). Die Diamiktite der Sakoa Gruppe könnten eine solche Eisrandlage im Randbereich einer Hochfläche repräsentieren. Die eigentlichen Gletscher und ihre Sedimente wären durch nachfolgende Denudation nicht überliefert, lediglich der in Senken abgelagerte Gesteinsschutt bliebe erhalten.

Westlich des Sakoa Flusses (Aufschluß 78) gehen die Diamiktite in dunkelgraue und schwarze Fein- bis Grobsande über (Fototafel 1 - 4). Die Schichtung und die Mächtigkeit der einzelnen Lage dieses Sandsteines wird durch Wechsel der Korngröße bestimmt. Bereiche, in denen die Fein- und Mittelsandfraktion überwiegt, sind im Zentimeterbereich geschichtet, während die Grobsande Bänke im Dezimeterbereich bilden. Zumeist ist der Sandstein parallel geschichtet, an einigen Stellen ist der Grobsand aber auch trogförmig schräggeschichtet und in seltenen Fällen rippelgeschichtet. In einigen Fein- und Mittelsandbänken befinden sich gelegentlich Grobsandlinsen, deren Zusammensetzung der der Grobsandbänke entspricht. Die Grobsandlinsen sind im Querschnitt ellipsenförmig, in der Aufsicht polygonal.

Unterhalb der Sandlinsen ist die Schichtung konkav verbogen und dünnt zur Mitte aus (Fototafel 1 - 3). Die Dimension dieser Sandlinsen schwankt zwischen wenigen Dezimetern und etwa zwei Metern. Die Komponenten bestehen hauptsächlich aus angularem bis subangularem Quarz und Feldspat.

Interpretation:

BESAIRIE (1972) erwähnt periglaziale Sandsteine, ohne diese jedoch näher zu beschreiben. Für die Interpretation der schwarzen Sandsteine als periglaziale Ablagerungen spricht zum einen die stratigraphische Nähe zu den Diamiktiten und zum anderen das Vorkommen der Grobsandlinsen. Diese werden als Produkt postsedimentären Massentransportes, d.h. als Relikt polygonaler Frostmusterböden interpretiert. Da die einzelnen Polygone nicht von grobklastischem Material umgeben sind, handelt es sich um unsortierte Polygone. Ein endgültiger Beweis für Permafrostbedingungen steht allerdings noch aus, da weitere diagnostische Phänomene wie z.B. Eiskeilpseudomorphosen nicht beobachtet wurden. Als Erklärung für die Entstehung der Grobsandlinsen ist auch Transport von gefrorenen Sedimentblöcken denkbar. Diese Blöcke bleiben auch fossil als verkippte Schollen erhalten und sind ein diagnostisches Merkmal von Sanderflächen (FÜCHTBAUER 1988). Damit ließen sich jedoch nicht die beachtlichen Korn-

größenunterschiede zwischen den Grobsandlinsen und dem umgebenden Feinsandstein erklären. Ebenso müßten sich dann im umgebenden Sediment Kolkmarken bzw. Schleifspuren finden.

Über den Diamiktiten bzw. direkt dem Grundgebirge auflagernd sind **am Sakoa Fluß** (Aufschlüsse 115 bis 118) und **westlich des Sakoa Flusses** (Aufschlüsse 78, 82) schwarze Tonsteine aufgeschlossen. Sie sind zumeist undeutlich parallelgeschichtet bis massig und zerbrechen in wenige Zentimeter große, polygonale Körper. Die Tonsteine sind zum Teil hellgrau - schwarz laminiert, was auf einen Wechsel der Korngröße zurückzuführen ist. Während die schwarzen Bereiche aus Ton bestehen, sind die grauen Bereiche aus Silt- bis Feinsandstein zusammengesetzt. Hellgelbe, strukturlose Silt- bis Feinsandsteine treten bisweilen auch isoliert in wenigen Zentimeter mächtigen Lagen in den Tonsteinen auf. Die gesamte Abfolge ist etwa zwanzig Meter mächtig.

Interpretation:

Die Ablagerung der feinkörnigen Sedimente erfolgte aus Suspension in wenig bewegtem Wasser. Als Ablagerungsraum kommen sowohl Hochflutbereiche von fluviatilen Systemen, insbesondere von mäandrierenden Flüssen, als auch Seen in Frage. Die große Mächtigkeit der Tonsteine und das Fehlen eindeutiger fluviatiler

Sedimente sowie das Auftreten von Frischwasser-Mikroflora (WESCOTT & DIGGENS 1997) sprechen für eine Sedimentation im lakustrinen Milieu. Damit wird der Interpretation von BESAIRIE (1972) und WESCOTT & DIGGENS (1997) gefolgt. Vereinzelt Dropstones sowie die als Varven interpretierte Lamination (BESAIRIE 1972) sind ein Indiz für die räumliche und zeitliche Nähe zu den glazialen Sedimenten. In glazialer oder proglazialer Umwelt entstehen Seen durch die erosive Tätigkeit von Gletschern, durch das Aufstauen von Schmelzwässern an von Glazialsedimenten gebildeten Barrieren oder durch das Tauen von Toteis (EHLERS 1994). Im Extremfall kann durch die Auflast ausgedehnter Inlandgletscher die kontinentale Kruste isostatisch absinken und zur Bildung weiterer Seen führen (EINSELE 2000). Da im Sedimentationsbereich der Sakoa Gruppe keine mächtige Eisdecke zu erwarten war und vermutlich auch die Sedimentation zum Ende der Vereisungsphase abnahm, ist die Bildung der Seen nicht im Zusammenhang mit glazialer oder proglazialer Tätigkeit zu sehen. Auch kann aufgrund der geringen Mächtigkeit und der punktuellen Verbreitung der Seesedimente ein Absinken der kontinentalen Kruste ausgeschlossen werden. Daher wird angenommen, daß die Seesedimente in Senken abgelagert wurden, die sich aufgrund erster

tektonischer Aktivitäten im Morondava Becken bildeten.

Im Norden des Morondava Beckens sind die Sedimente der Sakoa Gruppe regional begrenzt und nur in sehr geringen Mächtigkeiten aufgeschlossen. **Südlich des Dorfes Janjina** ist der Kontakt zwischen der Sakoa und der Sakamena Gruppe direkt aufgeschlossen (Aufschluß 14; Fototafel 1-6). Im Liegenden dieses Aufschlusses befinden sich weitere kleinere Aufschlüsse, deren horizontale und vertikale Ausdehnung in der Regel im Bereich von wenigen Dezimetern liegt. In einem dieser Aufschlüsse steht der Kontakt von Grundgebirge mit den Sedimenten der Sakoa Gruppe an, die Sedimente liegen hier diskordant auf Muskowitgneisen des Grundgebirges. Die gesamte Abfolge beginnt mit einem Basiskonglomerat, deren Komponenten aus Gangquarzen, Alkalifeldspäten und Muskowitgneise in einer grauen Matrix aus Fein- bis Mittelsand bestehen. Die Komponenten sind schlecht bis gut gerundet und besitzen Durchmesser zwischen zwei bis fünf, maximal zwanzig Zentimeter. Im Gegensatz zu den Diamiktiten des Sakoa Flusses sind diese Konglomerate klastengestützt. Das Konglomerat ist ungeschichtet, zum Teil auch undeutlich parallelgeschichtet und besitzt eine Mächtigkeit von etwa einem Meter. Darüber liegt eine

sandigem Mittelsandstein und weißem, schwach siltigem Feinsandstein. Der Mittelsandstein ist trogförmig schräggeschichtet, die einzelnen Schrägschichtungskörper sind wenige Dezimeter mächtig und ein bis zwei Meter breit. Die Komponenten sind subrund bis subangular, vereinzelt treten Eisenoxidkonkretionen bis fünf Zentimeter Durchmesser auf. Der Feinsandstein ist ebenfalls trogförmig schräggeschichtet, die Schichtung ist zwei bis drei Zentimeter mächtig. Die Komponenten sind subrund bis rund und im Gegensatz zum Mittelsand besser sortiert. Selten treten Eisenoxidkonkretionen mit Durchmessern bis zu einem Zentimeter auf. Die Gesamtmächtigkeit dieser Abfolge beträgt etwa fünf Meter.

Interpretation:

Im Gegensatz zu den Diamiktiten des südlichen Morondava Beckens sind die grobklastischen Sedimente im Norden auf fluviatile Prozesse zurückzuführen: Das klastengestützte Gefüge, der zum Teil gute Rundungsgrad der Komponenten sowie die enge Verzahnung mit trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen weisen auf eine Ablagerung aus fließendem Wasser hin. Aufgrund der geringen horizontalen sowie lateralen Ausdehnung der gesamten Abfolge ist eine eingehendere Faziesanalyse nicht möglich. Wahrscheinlich wurden die Sedimente der Sakoa Gruppe im distalen Bereich eines verflochtenen Flußsystems

abgelagert (NICHOLS & DALY 1989). Anfänglich füllten Schlammströme oder die träge Bodenfracht geröllreicher Flüsse die sich herausbildenden Senken erster Grabenstrukturen und führten zur Ablagerung

4.2.2 Mittlere Sakoa Gruppe

Die Gesteine der mittleren Sakoa Gruppe sind **am Sakoa Fluß** (Aufschlüsse 119 und 120), nahe der Kohlengrube aufgeschlossen. Auf einer Höhe von etwa zehn Metern sind graue, weiß verwitternde Sandsteine aufgeschlossen. Der Sandstein besteht aus mittelsandigem Grobsand und ist trogförmig schräggeschichtet mit etwa einen Meter mächtigen Schrägschichtungskörpern. Vereinzelt sind wenige Zentimeter mächtige Konglomeratlagen zwischengeschaltet. Die Hauptkomponenten des Sandsteins und der Konglomerate sind angerundete Quarze und Feldspäte. Die Basis einzelner Schrägschichtungskörper ist oft erosiv angelegt und beginnt mit gröberklastischen Sedimenten. Zum Top hin nimmt die Korngröße kontinuierlich ab, wobei in den feinsandigen Sedimenten gelegentlich auch Rippelschichtung auftritt. In die Schräg-

der Konglomerate. Im weiteren Verlauf entwickelte sich dann ein ausgedehnteres Flußsystem, in dem weitläufige Sandbankkomplexe abgelagert wurden.

schichtung der Sandsteine sind gelegentlich inkohlte Pflanzenreste oder tonige Intraklasten eingeregelt.

Interpretation:

Die Sandsteine der mittleren Sakoa Gruppe werden aus den Lithofaziestypen St und Sp aufgebaut. Wegen des hohen Verwitterungsgrades und des unzusammenhängenden Profils sind detailliertere Interpretationen jedoch nicht möglich. WESCOTT & DIGGENS (1997) interpretieren die trogförmig schräggeschichteten Sandsteine als Relikte von migrierenden Dünen in einem Netzwerk fluviatiler Rinnen. Die Rippelschichtung wurde in Zeiten niedrigen Wasserstandes oder geringer Sedimentfracht abgelagert. Die gesamte fazielle Abfolge wird als Ablagerung eines verflochtenen Flusses angesehen.



Fototafel 1: Sedimente der Sakoa Gruppe.

- 1: Diamiktite der unteren Sakoa Gruppe auf Grundgebirge, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 2: Wechsellagen von hellgrauen Mittel- bis Grobsandlagen und dunkelgrauen Silt- bis Tonsteinen, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 3: Periglaziale Sandsteine der unteren Sakoa Gruppe, südliches Morondava Becken, westlich Sakoa Fluß.
- 4: Periglaziale Sandsteine der unteren Sakoa Gruppe, südliches Morondava Becken, westlich Sakoa Fluß.
- 5: Glaziofluviale Sandsteine der unteren Sakoa Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 6: Winkeldiskordanz zwischen den Sedimenten der Sakamena und der Sakoa Gruppe, nördliches Morondava Becken, nahe Janjina.

4.2.3 Obere Sakoa Gruppe

Die obere Sakoa Gruppe ist südwestlich des Dorfes Ianapera, am Ianapera Fluß sowie am Sakoa Fluß, im Süden des Morondava Beckens, aufgeschlossen. Während **am Sakoa Fluß** (Aufschlüsse 122 bis 124) lediglich vereinzelte kleinere Aufschlüsse von wenigen Metern Ausdehnung vorhanden sind, ist **am Ianapera Fluß** (Aufschlüsse 112 und 113) ein Profil von etwa vierzig Metern zugänglich. Das Profil besteht über eine Höhe von etwa dreißig Metern aus einer monotonen Abfolge von grauen und rosa, weiß verwitternden Sandsteinen. Der Sandstein ist überwiegend aus trogförmig schräggeschichtetem mittelsandigem Grobsand aufgebaut. Subangulare bis angerundete Quarze und Feldspäte bilden die Hauptkomponenten des Sandsteins; die Matrix besteht aus siltigem Feinsand. Die Sedimentkörper überlagern erosive, gebogene Untergrenzen in denen wenige Zentimeter mächtige Konglomeratlagen und -linsen angereichert wurden. Die Konglomeratlinsen sind zumeist wenige Meter breit und einige Zentimeter bis wenige Dezimeter mächtig und in der Regel parallelgeschichtet. Auch hier sind angerundete Quarze und Feldspäte die wichtigsten Komponenten. In den schräggeschichteten Sandsteinen können in seltenen Fällen an den Leehängen Kiese angereichert sein. Vereinzelt treten auch

flachwinklig trogförmig schräggeschichtete oder tafelförmig schräggeschichtete Sandsteine auf. Oftmals besteht eine komplette sedimentäre Abfolge aus „Finishing“ Zyklen, wobei der Korngrößenverfeinerungszyklus vom Grobsand bis dunkelrotem, feinsandigem Grobsilt reicht. Im Hangenden der Einheit erfolgt ein Übergang zu dunkelrotem Silt- und Tonstein. Bedauerlicherweise ist der Kontakt von Grobsand- und Siltstein nicht direkt aufgeschlossen. Die roten Silthorizonte sind gewöhnlich strukturlos, lediglich eine undeutliche Lamination, d.h. ein Wechsel der Korngröße ist stellenweise zu beobachten. Während im Liegenden der Rotsedimente mehrere etwa zehn bis zwanzig Zentimeter mächtige rote Feinsandsteinlagen auftreten, nimmt zum Hangenden der Anteil von tonigen Sedimenten zu. Hier treten mehrere Tonsteinhorizonte mit Mächtigkeiten bis zu einem halben Meter auf. Auch die Tonsteine sind in der Regel massig bis undeutlich geschichtet, selten treten vereinzelte Wurzelhorizonte auf, in denen die Form der Wurzeln durch einen Wechsel hin zu größerer Korngröße oder hellere Rotfärbung bewahrt wurde. Typischerweise verjüngen sich die Wurzelhorizonte nach unten und sind oftmals verzweigt.

Interpretation:

Die eingeschränkten Aufschlußverhältnisse am Sakoa Fluß machen eine detaillierte Faziesinterpretation nahezu unmöglich, daher wird im Folgenden nur auf die Sedimente in der Gegend von Ianapera Bezug genommen. Die gröberklastischen Sedimente der oberen Sakoa Gruppe umfassen die Lithofaziestypen St, Sp, Sr und Sl, die das Architekturelement DA (Sandbankkomplexe) bilden. Dieses Architekturelement bildet sedimentäre Abfolgen von maximal fünf Metern. In seltenen Fällen kann wegen der geringeren Mächtigkeit auch das Architekturelement SB (sandige Ablagerungsbereiche) beobachtet werden, das ebenfalls die Lithofaziestypen St, Sp und Sr enthält. Das Architekturelement DA bildete sich durch Migration und Überlagerung von subaquatischen Dünenfeldern und Rippeln in größeren sanddominierten Rinnen. Die horizontal und vertikal weit ausgedehnten Bereiche deuten auf ein stabiles und verhältnismäßig lang andauerndes Flußsystem hin. Das Architekturelement SB entspricht den Sandbänken im Bereich von Gleithängen, die auch in verflochtenen Flußsystemen untergeordnet auftreten können (MIALL 1985), sowie den Schüttungskörpern der Uferwalldurchbruchsfächer. Damit entsprechen die gröberklastischen Sedimente der obere Sakoa Gruppe wahrscheinlich einem distalen verflochtenen Flußsystem. Die feinklastischen

Sedimente wurden vermutlich in Altarmen, Überflutungsebenen oder in Hochflutbereichen abgelagert, wobei die Feinsande Hochwasserereignissen zuzuordnen sind. Sowohl die rote Färbung, als auch das allmähliche Ausbleiben der Feinsandhorizonte lassen vermuten, daß das Klima im Verlauf der Sedimentation der oberen Sakoa Gruppe trockener und wärmer wurde. In der Vergangenheit dienten die Rotsedimente als Indikator für semiarides Klima (BESAIRIE 1972). Diese Interpretation ist jedoch nur eingeschränkt gültig, da kontinentale Rotsedimente genetisch sehr vielfältig sind. Sie können primär in unterschiedlicher Fazies (fluviatil oder deltaisch, in Playas und Seen) entstehen, sowie sich sekundär, diagenetisch bzw. durch Umlagerung angereichert, bilden (TURNER 1980). Die rote Färbung beruht auf dispers im Sediment verteilten, feinkörnigen Hämatitkristallen ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) oder einer Hämatitummantelung einzelner Klasten. Primär bilden sich kontinentale Rotsedimente vorwiegend in der warmen, semiariden bis wechselfeuchten Klimazone, wobei rote Tone z.B. aus Lateritböden ausgeschwemmt und in tonreichen Sedimenten von Überflutungsebenen angereichert werden können (FÜCHTBAUER 1988). Die sekundären, diagenetischen Bildungen entstehen innerhalb sauerstoffreicher Ablagerungsräume, in denen organisches Material oxidiert worden ist. In der Folge kann Ei-

sen nicht vollständig reduziert werden und es kommt zur Bildung von braunen, eisenhydroxydhaltigen Böden oder Sedimenten. Mit zunehmender Versenkungstiefe, Alter oder Temperatur wird Eisenhydroxyd, wie z.B. Goethit (α -FeOOH) oder der amorphe Limonit, dann durch Wasserverlust in Hämatit überführt (TURNER 1980). Die Frage, ob die Rotsedimente der oberen Sakoa Gruppe allochthon oder autochthon gebildet wurden, kann an Hand der vorliegenden Daten nicht eindeutig geklärt werden.

4.3 Sakamena Gruppe

Die Gesteine der Sakamena Gruppe sind sowohl südlich des Onilahy Flusses, als auch im zentralen Morondava Becken, nahe der Stadt Ranohira, und nördlich der Ranotsara-Scherzone, in der Nähe des Dorfes Janjina, aufgeschlossen. Hinsichtlich ihrer Verbreitung und der Mächtigkeit sind die Gesteine der unteren Sakamena Gruppe deutlich vorherrschend. Sie sind am Sakamena Fluß, östlich der Stadt Ranohira und nahe Janjina aufgeschlossen. Dagegen ist

4.3.1 Untere Sakamena Gruppe

Am und in der Umgebung des Sakamena Flusses (Aufschlüsse 75, 76, 77, 86, 87), im Süden des Morondava Beckens, liegen die Gesteine der unteren Sakamena Gruppe auf denen der oberen Sakoa Grup-

Aufgrund der Erhaltung einzelner Wurzelhorizonte und der vermuteten Ablagerung in einem Hochflutbereich sowie der fehlenden Rotfärbung in den Grobsandsteinen scheint es sich bei den Rotsedimenten der Sakoa Gruppe um autochthone Bildungen zu handeln. Die klimatischen Bedingungen könnten folglich semiarid gewesen sein. Rotsedimente bilden sich allerdings auch in warmem bis tropischem Klima mit saisonalen Niederschlägen (MORA & DRIESE 1999).

die Verbreitung von Gesteinen der mittleren Sakamena Gruppe wesentlich eingeschränkter. Sie sind nur in kleineren Aufschlüssen nördlich von Ranohira und zwischen dem Dorf Janjina und der Stadt Malaimbandy zu finden. Die Vorkommen von Gesteinen der oberen Sakamena Gruppe sind aufgrund ihrer verhältnismäßig geringen Mächtigkeit und lückenhaften Verbreitung schwer auffindbar und im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen.

pe, wobei allerdings der direkte Kontakt nicht aufgeschlossen ist. An der Typlokalität der Sakamena Gruppe ist ein Profil über mehrere Zehnermeter aufgeschlossen. Hier stehen Sandsteine sowie tonige Silt-

steine an. In Liegenden befindet sich eine etwa fünf Meter mächtige Sandsteinabfolge, die aus zentimeter- bis dezimetermächtigen Bänken besteht. Die Sandsteinabfolge besteht größtenteils aus mittelsandigem Grobsandstein. Der Grobsandstein ist hellbraun, verwittert mit dunkelbrauner Farbe und ist überwiegend trogförmig, selten auch tafelförmig schräggeschichtet (Fototafel 2 - 1). Die einzelnen Sandsteinbänke liegen auf geraden, erosiven Basisflächen. Die Komponenten des Sandsteins sind Quarz und Feldspat, zum Teil ist Biotit in millimeterdünnen Lagen angereichert. Aus der Orientierung der Schrägschichtungskörper sowie an Hand von dreidimensional aufgeschlossenen Rinnen läßt sich eine nach WSW gerichtete Schüttungsrichtung ableiten (Abb. 4.11).

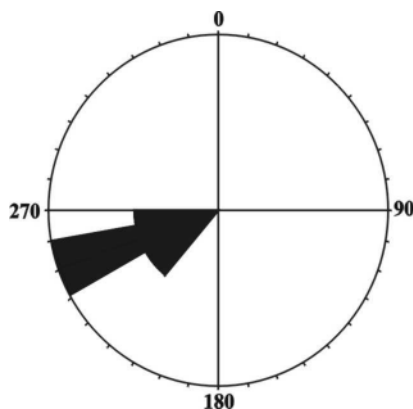


Abb. 4.11: Schüttungsrichtung in Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe, südliches Morondava Becken.

In der Grobsandsteinabfolge befinden sich vereinzelt Feinsandsteinbänke und sehr geringmächtige Lagen aus Grobsand bis Feinkies. Der mittelsandige Feinsandstein

ist gelb bis hellbraun und verwittert mit dunkelbrauner Farbe. Er ist sowohl trogförmig schräggeschichtet als auch parallelgeschichtet. Auf einer Höhe von ungefähr fünfzig Zentimetern ist der Sandstein durch Rutschfalten deformiert. Die Falten streichen SSE-NNW, haben Wellenlängen von einem Meter und lassen sich über mehrere Meter verfolgen. Die Sedimente oberhalb und unterhalb der Rutschfalten sind undeformiert. In der Sandsteinabfolge liegen mehrere, maximal zwei Meter mächtige, dunkelgraue tonige parallel- sowie rippelgeschichtete Siltsteine (Fototafel 2 - 3). In den Feinsandsteinen über und unter den Siltsteinen tritt Wickelschichtung (convolute bedding) auf; direkt oberhalb der Wickelschichtung (Fototafel 2 - 2) parallel- und rippelgeschichtete Sandsteine. Im Anschluß an die Sand- und Siltstein Wechsellagerung folgt eine etwa dreißig Meter mächtige monotone Abfolge aus grobsandigem Mittelsandstein. Der Sandstein ist hellbraun, verwittert mit dunkelbrauner Farbe und ist trogförmig oder tafelförmig schräggeschichtet. An der Basis einiger Rinnenstrukturen sowie an Leeblättern von Schrägschichtungen befinden sich dünne Konglomeratlagen. Die Konglomerate sind zumeist wenige Zentimeter mächtig und lassen sich über einige Meter weit verfolgen. Die Komponenten sind angerundet und bestehen aus Quarz und seltener aus Feldspat.

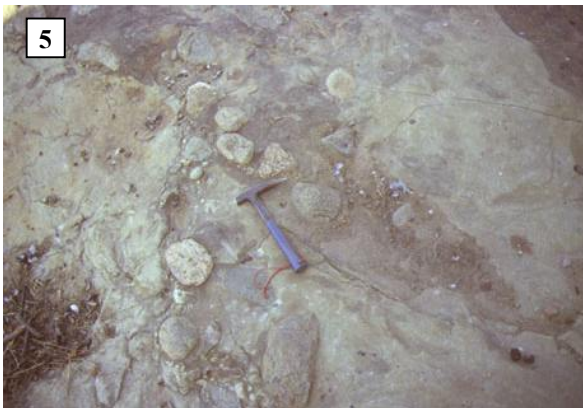
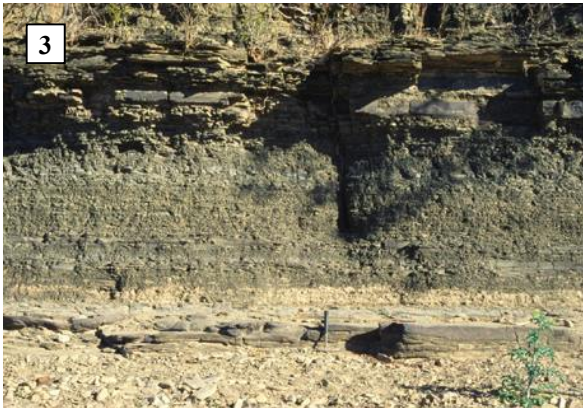
Interpretation:

Der Grobsandstein bildet die Lithofaziestypen St und Sp, die vermutlich weitläufige, subaquatische Dünenkomplexe bildeten. Die relativ einheitliche Korngröße der Sedimente, die horizontalen Grenzflächen und die weite, laterale Ausdehnung einzelner Sedimentkörper sowie die relativ konstante Schüttungsrichtung sprechen für das Architekturelement DA. Die trogförmig bzw. tafelförmig schräggeschichteten Sandsteine repräsentieren Ablagerungen während unterschiedlicher Strömungsverhältnisse. Bei niedrigen Fließgeschwindigkeiten entstehen subaquatische Dünen mit geraden Kämmen (tafelförmige Schrägschichtung), die bei Zunahme der Fließgeschwindigkeiten gebogene Käme (trogförmige Schrägschichtung) entwickeln. In Zeiten geringerer Abflußmenge bzw. in Rinnenbereichen mit geringerer Strömungsenergie wurden Feinsande und Biotitlagen abgelagert. Dagegen repräsentieren die Konglomeratlagen tiefere Rinnenbereiche oder Phasen, die durch verstärkte Schüttung geprägt waren.

Der Feinsandstein tritt in kleinräumigen Sedimentkörpern auf, die von den Lithofaziestypen St und Sh aufgebaut werden. Diese Sedimentkörper werden als Architekturelement SB interpretiert. Sie entsprechen kleineren Sedimentkörpern, beispielsweise transversalen Sandbänken im Bereich von Gleithängen oder Uferwall-

durchbruchsfächern auf Hochflutbereichen. Der Siltstein bildet den Lithofaziestyp Fl, der sich vermutlich in einem Ablagerungsraum mit geringer Strömungsenergie ablagerte. Die enge Verflechtung mit weiteren fluviatilen Sedimenten spricht für eine Bildung in rinnenfernen Hochflutbereichen (Architekturelement OF).

Wickelschichtung tritt in unterschiedlichsten Faziesbereichen, in Turbiditen, im Gezeitenbereich, in lakustrinen, deltaischen und fluviatilen Bildungsräumen, auf. Sie entsteht, wenn feinkörniges, wassergesättigtes Sediment plastisch verformt wird. Der Verlust der Kohäsion wird durch zeitweiliges Trockenfallen, plötzliche Auflast, Anstieg der Fließgeschwindigkeit, Dichteunterschiede innerhalb des Sedimentes oder Erdbeben erklärt (REINECK & SINGH 1980). Da in den Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe oberhalb der Wickelschichtung verhältnismäßig grobklastisches Material sedimentiert wurde, ist eine Entstehung aufgrund von plötzlicher Auflast durch schnelle Sedimentation bzw. ein Anstieg der Fließgeschwindigkeit vorstellbar. Damit ist das Auftreten der Wickelschichtung ein weiteres Indiz für stark wechselnde Abflußmengen.



Fototafel 2: Sedimente der Sakamena Gruppe.

- 1: Trogförmig schräggeschichteter Sandstein, untere Sakamena Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakamena Fluß.
- 2: Wickelschichtung in Feinsandstein, untere Sakamena Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakamena Fluß.
- 3: Lakustrine Siltsteine, untere Sakamena Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakamena Fluß.
- 4: Trogförmig schräggeschichteter Sandstein, mittlere Sakamena Gruppe, nördliches Morondava Becken, Janjina.
- 5: Basiskonglomerat, untere Sakamena Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.
- 6: Lakustrine Siltsteine, mittlere Sakamena Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.

Die Sedimente der unteren Sakamena Gruppe werden durch ausgedehnte Sandbankkomplexe dominiert, deren Auftreten typisch für verflochtene Flüsse ist. Das Auftreten unterschiedlicher Dünenkomplexe, biotitreicher Lagen sowie zahlreicher feinklastischer Hochflutsedimente spricht für eine stark variable Abflußmenge. Dabei werden während eines Hochwassers ausgedehnte Sandbankkomplexe sowie Hochflutsedimente in rinnennahen Überflutungsgebieten abgelagert. Während Niedrigwassers wird der Aufbau der Sandbankkomplexe dann durch kleinere Rinnen verändert (vergleiche Tab. 4.5, Modell 10).

Im **zentralen Morondava Becken, östlich der Stadt Ranohira** (Aufschlüsse 36 bis 40), beginnt die Karoo Abfolge mit einem Basiskonglomerat der Sakamena Gruppe (Fototafel 2 - 5). Das Basiskonglomerat lagert diskordant auf Amphibolbändergneisen und hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von sechzig Zentimetern. Es ist klastengestützt und besitzt eine Matrix aus Mittel- bis Grobsandstein. Die einzelnen Gerölle sind angerundet bis gerundet und haben Durchmesser im Zentimeter bis Dezimeterbereich. Sie bestehen ausnahmslos aus Grundgebirgskomponenten, d.h. Amphibolbändergneisen und Alkaligranit. Der Übergang in weiß-beigen Mittel- bis Grobsandstein erfolgt an einem erosiven Kontakt. Der Sandstein ist trogförmig schräg-

geschichtet und hat eine Mächtigkeit von über einem Meter. Im Hangenden geht der Sandstein in grau grüne Siltsteine über. Der Siltstein ist überwiegend parallel- und selten rippelgeschichtet. An erosiven Kontakten wechselt die Korngröße zu grobsandigem Mittelkies, der sukzessive in Fein- bis Mittelsandstein übergeht. Die Konglomerate sind tafelförmig schräggeschichtet, die Sandsteine hingegen trog- und tafelförmig schräggeschichtet sowie rippelgeschichtet. Im Hangenden des „Finning-up“ Zyklusses befinden sich beige bis grüne Feinsand- und dunkelbraune Siltsteine. Die feinklastischen Sedimente sind undeutlich parallelgeschichtet, besitzen eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern und enthalten am Top Eisenoxidkonkretionen mit maximal zwei Zentimeter Durchmesser.

Interpretation:

Das Basiskonglomerat wird von dem Lithofaziestyp Gm aufgebaut. Schlecht sortierte, matrixgestützte Konglomerate werden in der Regel als Ablagerungen von Schlammströmen angesehen (MIALL 1996). Auch spricht die verhältnismäßig große Mächtigkeit, das Fehlen von Sedimentstrukturen sowie die flächenhafte Ausprägung des Sedimentkörpers gegen eine Sedimentation als Bodenfracht schnell fließender Flüsse oder das Architekturelement GB (Kiesdünen). Vermutlich bildeten sich die Schlammströme auf Schwemmfä-

chern, die sich im Randbereich initialer Grabenstrukturen bildeten. Dies muß relativ rasch nach einem tektonischen Impuls, bzw. der daraus resultierenden Hebung des Hinterlandes stattgefunden haben, da sonst Erosion und Sedimentation für einen Ausgleich des Gefälles gesorgt hätten. Ungeöhnlich ist der hohe Rundungsgrad der Komponenten. Gerade Schlammstromsedimente haben im allgemeinen nur kurze Transportwege zurückgelegt, so daß die einzelnen Komponenten keinen hohen Rundungsgrad erreichen konnten. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem Basiskonglomerat der unteren Sakamena Gruppe um ein wieder aufgearbeitetes Konglomerat. Dabei kämen allerdings nur Sedimente der Sakoa Gruppe in Betracht, deren Vorkommen wesentlich weiter im Süden bzw. im Norden zu finden sind. Möglicherweise waren jedoch die Sedimente der Sakoa Gruppe im zentralen Bereich des Morondava Beckens nur geringmächtig und wurden während der Sedimentation der unteren Sakamena Gruppe vollständig erodiert. Gerölle aus dem Vohitolia Kalk der oberen Sakoa Gruppe in Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe belegen, daß zur Zeit der Sedimentation der Sakamena Gruppe die unterlagernden Sedimente bereits wieder angehoben und teilweise erodiert worden sind.

Die Konglomerate und Sandsteine werden von den Lithofaziestypen Gt, St,

Sp und Sr aufgebaut, die Feinsand- und Siltsteine der Abfolge bilden den Lithofaziestyp Fl. Der Aufbau der Sedimentkörper und die Gesamtheit der Lithofaziestypen ähnelt den Gesteinen der unteren Sakamena Gruppe in der Umgebung des Sakamena Flusses. Aufgrund der starken Verwitterung und der verhältnismäßig kleinräumigen Aufschlüsse sind jedoch eindeutige Aussagen nicht möglich. Vermutlich sind auch im zentralen Morondava Becken ausgedehnte Sandbankkomplexe die vorherrschenden Sedimentkörper, und somit ist ein verflochtener Fluß wahrscheinlich.

Südlich des Dorfes Janjina, im Norden des Morondava Beckens, (Aufschluß 14) liegen die Sedimente der unteren Sakamena Gruppe mit einer Winkeldiskordanz von ca. 20° auf den Sedimenten der Sakoa Gruppe (Fototafel 1 - 6). Die Sedimente der unteren Sakamena Gruppe bestehen aus grauen, weiß verwitternden, feinkiesigen Mittel- bis Grobsandsteinen. Die Sedimente dieses Aufschlusses sind intensiv verwittert. Am westlichen Dorfeingang von Janjina (Aufschlüsse 15 und 17) sind, durch eine etwa vierzig Zentimeter mächtige Schichtlücke vom Grundgebirge getrennt, Sedimente der unteren Sakamena Gruppe aufgeschlossen. Die Abfolge beginnt mit grauem, weiß verwitterndem, feinkiesigem Mittel- bis Grobsandstein, der teilweise auch angerundete Gerölle bis fünf

Zentimeter Durchmesser enthält. Der Sandstein ist trogförmig oder tafelförmig schräggeschichtet. Vereinzelt treten Konglomeratlagen und -linsen mit Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis zu einem Dezimeter auf. Die gesamte Abfolge besitzt eine Mächtigkeit von etwa drei Metern und wird durch erosive Grenzflächen in wenige Dezimeter mächtige Bänke unterteilt. Im Hangenden des Mittel- bis Grobsandsteins schließen sich mehrere, wenige Dezimeter mächtige „Finning-up“ Zyklen an. Über zumeist leicht konkaven erosiven Grenzflächen folgen trogförmig schräggeschichtete, ockerfarbene Sandsteine, deren Korngröße von Mittel- bis Grobsand allmählich in Feinsand übergeht. Die Komponenten des Sandsteins bestehen aus Quarz und Feldspat. Selten treten im Liegenden der „Finning-up“ Zyklen vereinzelt Kieslinsen mit maximal zehn Zentimeter Durchmesser auf. Der Sandstein am Top der Sequenz besteht aus schwach mittel-sandigem Feinsand, er ist dunkelrot und massig und führt gelegentlich Pflanzenreste.

Interpretation:

Der Mittel- bis Grobsandstein bildet die Lithofaziestypen St und Sp. Diese bildeten sich vermutlich aus subaquatischen Dünenfeldern in einem Flußsystem mit Sand- und Geröllfracht. Die Konglomerate bildeten sich in räumlich eng begrenzten Bereichen z.B. in tieferen Rinnenbereichen als träge

Bodenfracht oder wurden bei Hochwasser in Kiesbänken am Rand aktiver Rinnen abgelagert. Vermutlich repräsentieren die sandigen Dünenfelder das Architekturelement DA.

Die Sandsteine der „Finning-up“ Zyklen bestehen aus dem Lithofaziestyp St, die in fluviatilen Sanddünen und Sandbänken abgelagert wurden. Die feinklastischen Sandsteine können u.U. als Gleithangablagerungen interpretiert werden. Das Auftreten von „Finning-up“ Zyklen sowie die enge Verflechtung mit dem Architekturelement OF sprechen für das Architekturelement LA. Unter Umständen können auch in verflochtenen Flußsystemen „Finning-up“ Zyklen sowie Sedimentkörper des Architekturelementes LA auftreten. Dieses geht dann oft lateral oder vertikal in das Architekturelement DA über.

Der dunkelrote, massige Feinsandstein am Top der Sequenz bildete sich vermutlich in einem Ablagerungsraum mit geringer Strömungsenergie. Die weitgehende Entschichtung und die Pflanzenreste sprechen für rinnenferne Hochflutbereiche (Architekturelement OF).

Die Grobsandsteine bzw. Konglomerate entsprechen den aktiven Bereichen der Flußrinnen. Dabei spricht die Dominanz der gröberklastischen Sedimente in der unteren Sakamena Gruppe für die Existenz eines verflochtenen Flußsystems. Das Auftreten von Gleithangsedimenten zu-

sammen mit Hochflutbereichen ist in diesem Fall wahrscheinlich auf die Bildung von Sandbankkomplexen in strömungsärmeren Arealen, beispielsweise in einem

4.3.2 Mittlere Sakamena Gruppe

Die Gesteine der mittleren Sakamena Gruppe **nahe der Stadt Ranohira** (Aufschlüsse 41, 54) bestehen aus einer Sedimentabfolge aus gelbem Fein- bis Mittelsandstein und hellbraunem Grobsilt. Der Sandstein ist trogförmig schräggeschichtet und läßt zum Teil einzelne Rinnen erkennen. Am Top einiger Sandsteinlagen tritt Rippelschichtung auf, an der Basis einiger Sandsteinbänke sind Tonintraklasten und Quarzgerölle abgelagert worden. Das Hangende der mittleren Sakamena Gruppe besteht ausschließlich aus dunkelgrauem und braunem Siltstein (Fototafel 1 - 6). Der Siltstein ist massig oder im Zentimeterabstand parallelgeschichtet und zerfällt in polygonale Körper. Die Mächtigkeit der Siltsteinabfolge beträgt mehrere Zehnermeter.

Interpretation:

Die Sandsteine lassen sich auf fluviatile Prozesse zurückführen, sind aber wegen der starken Verwitterung und der wenigen Aufschlüsse nicht näher zu interpretieren. Die verhältnismäßig einheitliche Korngröße bzw. fehlende „Finishing-up“ Zyklen, die Gerölle an der Basis einiger Sandsteinbän-

Seitenarm, zurückzuführen. Allerdings kann das Vorkommen eines kleineren Mäanders nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

ke sowie die gebogenen Untergrenzen einzelner Sedimentkörper sind Merkmale, wie sie auch in den Sandsteinen im Norden des Morondava Beckens zu finden sind. Vermutlich haben im zentralen Morondava Becken ähnliche fazielle Bedingungen wie im Norden, bei Janjina und Malaimbandy, geherrscht.

Das massige Gefüge bzw. die gleichmäßige Parallelschichtung des Siltsteines sprechen für Ablagerung in verhältnismäßig ruhigem, nahezu unbewegtem Wasser. Denkbare Sedimentationsräume wären Hochflutbereiche von Flüssen oder Seen. Wegen der großen Mächtigkeit der Siltsteinabfolge sowie der fehlenden gröberklastischen Sedimente, die z.B. als Uferwalldurchbruchsfächer oder während Hochwasserständen in Altarmen abgelagert werden, ist jedoch der Hochflutbereich als möglicher Ablagerungsbereich sehr unwahrscheinlich.

Im Norden des Morondava Beckens, zwischen dem Dorf Janjina und der Stadt Malaimbandy sind die Gesteine der mittleren Sakamena Gruppe an mehreren

Straßenböschungen (Aufschlüsse 20 bis 24) und am Ufer eines Nebenflusses des Sakeny Flusses aufgeschlossen. Im Liegenden der Einheit dominiert schwach feinsandiger Grobsandstein. Dieser ist beige bis ocker und verwittert weiß. Der Sandstein ist tafelförmig sowie trogförmig schräggeschichtet, zum Teil aber auch rippelgeschichtet und bildet einzelne Sandsteinlagen von einigen Zentimetern bis Dezimetern Mächtigkeit. An der Basis einiger Sandsteinbänke treten Tonintraklasten auf. Der Sandstein bildet ein deutlich erkennbares Rinnensystem, d.h. im Aufschluß sind einzelne Rinnen zu erkennen, die sich in die jeweils Unterlagernden einschneiden (Fototafel 2 - 4). Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke nimmt zum Top zu und kann im Hangenden mehrere Dezimeter erreichen. In einigen Bereichen bildet der Sandstein mit Siltstein Wechsellagerungen. Der Siltstein ist grau und massig und bildet Bänke maximal fünfzig Zentimeter Mächtigkeit. Quarz, Biotit und seltener auch Feldspat bilden die wichtigsten Bestandteile des Sandsteins. Über dieser Abfolge liegen mehrere Meter mächtige Siltsteine. Der Siltstein ist grau grün, im Milimeterbereich laminiert und gelegentlich rippelgeschichtet. Er zerfällt in polygonale Körper und enthält Pflanzenhäcksel. In einigen Bänken ist der Grobsiltstein stark bioturbiert. Die Bioturbationen bilden gerade Röhren mit Durchmessern von ma-

ximal einem und Längen von etwa zehn Zentimeter.

Interpretation:

Der Sandstein bildet die Lithofaziestypen St, Sp und Sr. Aufgrund der zweidimensionalen Aufschlüsse entlang von Straßenböschungen sowie des Flusses sind keine eindeutigen Aussagen zu möglichen Architekturelementen machbar. Die verhältnismäßig einheitliche Korngröße bzw. fehlende „Finishing-up“ Zyklen, die Aufarbeitungsgerölle an der Basis einiger Sandsteinbänke sowie die gebogenen Untergrenzen einzelner Sedimentkörper geben Hinweise auf das Architekturelement DA (Sandbankkomplexe). Das Architekturelement entstand innerhalb eines weitläufigen Flußsystems, vermutlich im distalen Bereich eines verflochtenen Flusses. Durch die Migration und Überlagerung subaquatischer Dünen (Lithofaziestypen St und Sp) entstanden ausgedehnte Sandflächen. In diese Sandflächen haben sich Rinnen eingeschnitten. Am Top der Dünen sowie während Niedrigwassers bildeten sich Rippen (Lithofaziestyp Sr). Die enge Verzahnung mit dem Architekturelement OF spricht für eine hohe Mobilität des aktiven Rinnensystems sowie wechselnde Wasserführung.

Im Anschluß an die Sedimentation der Sandsteine fand ein Fazieswechsel statt. Ebenso wie im zentralen Morondava Becken sind die Siltsteine der mittleren

Sakamena Gruppe wahrscheinlich dem lakustrinen Faziesbereich zuzuordnen. Auch hier sprechen die große Mächtigkeit der Siltsteinabfolge sowie die fehlenden gröberklastischen Sedimente für diese Interpretation. Auch sind die in den Siltsteinen fossil überlieferten branchiopoden Crustaceen ein Indikator für Süßwasser (NICHOLS & DALY 1989). Allerdings ist die gelegentlich auftretende Rippelschichtung ein Hinweis auf etwas stärker bewegtes Wasser. Rippelschichtung, Pflanzenhäcksel und Bioturbationen lassen die Vermutung zu, daß die Siltsteine nahe der Uferzone abgelagert wurden. Diese Annahme deckt sich mit den Ergebnissen von NICHOLS & DALY (1989): In den lakustrinen Sedimenten der mittleren Sakamena Gruppe sind grobe Fa-

4.4 Untere Isalo Gruppe (Isalo I Gruppe)

Am östlichen Ortsausgang von Miandrivazo sowie in einem Steinbruch im Südosten der Stadt sind Gesteine der unteren Isalo Gruppe aufgeschlossen (Aufschlüsse 12, 13). Diese bestehen aus weißen, rot verwitternden Sandsteinen, die mehrere, wenige Meter mächtige „Finning-up“ Zyklen bilden. In der Regel folgen über einem erosiven Kontakt Mittel- bis Grobsandsteine, die allmählich in Mittel- bis Feinsandsteine übergehen. Die Mittel- bis Grobsandsteine sind überwiegend flachwinklig trogförmig und trogförmig schräg-

ziesgürtel nachgewiesen worden. Während in der Gegend von Janjina proximal lakustrine Bedingungen herrschten, lagen nördlich der Ranotsara Scherzone distal lakustrine Bereiche. Diese distalen Bereiche können unter Umständen in marine Bereiche übergegangen sein, wobei es zur Bildung von Brackwasserzonen kam (NICHOLS & DALY 1989; WRIGHT & ASKIN 1987). Gegen marine Bedingungen in den untersuchten Sedimenten der Sakamena Gruppe sprechen allerdings fehlende Faziesindikatoren für den Watt- bzw. Küstenbereich wie beispielsweise „Herringbone Structures“ (Fiederschichtung) oder „Hummocky cross-stratification“ (Beulenrippel).

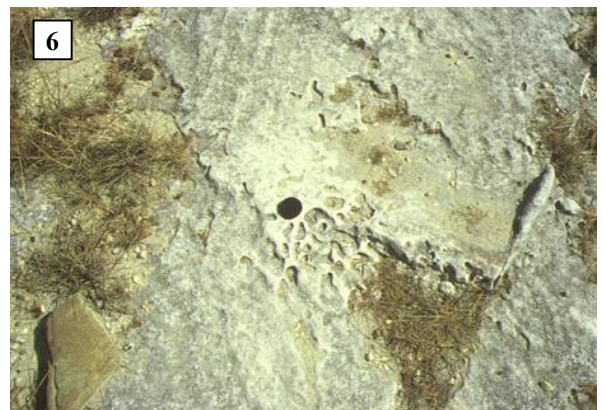
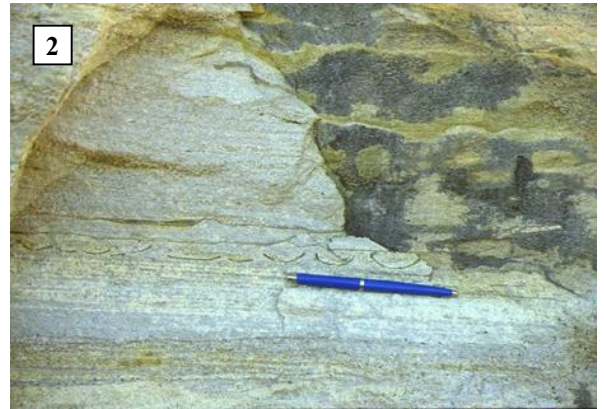
geschichtet (Fototafel 3 - 1), teilweise auch massig. Innerhalb der Grobsandlagen sind selten parallelgeschichtete Konglomeratlagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit sowie Konglomeratlinsen bis maximal fünfzehn Zentimeter Höhe und einigen Dezimeter Breite zu finden. Der Kies besteht aus subangularem bis angerundetem Quarz, die Matrix der Konglomerate aus Mittelsand. Die Mittel- bis Feinsandsteine sind in der Regel trogförmig schräggeschichtet, seltener tritt auch Rippelschichtung auf. In den Sandsteinen befinden sich

einige Horizonte mit Eisenoxidkonkretionen von einem bis fünf Zentimeter Durchmesser. Teilweise gehen die Feinsandsteine in wenige Dezimeter mächtige Lagen aus braunen, entschichteten Ton- und Siltstein über.

Etwa 50 Kilometer südlich von Miandrivazo, nahe der Ortschaft Ankotrofotsy, liegen Sedimente der unteren Isalo Gruppe diskordant auf Muskowitgneisen (Aufschluß 27, Fototafel 3 - 3). Hier besteht die Sandsteinabfolge aus gelbem, weiß verwitterndem Fein- bis Mittelsandstein sowie Feinkies. Während der Sandstein trogförmig schräggeschichtet (Fototafel 3 - 4), selten auch tafelförmig schräggeschichtet ist, besitzt der Feinkies eine undeutliche Parallelschichtung. In die Schrägschichtung der Sandsteine sind selten inkohlte Pflanzenreste eingeregelt. Die Pflanzenreste sind wenige Zentimeter lang, und zu stark inkohlt, als daß eine stratigraphische Aussage möglich wäre. Direkt dem Grundgebirge auflagernder Fein- bis Mittelsand ist parallel- und rippelgeschichtet. Vereinzelt treten auch Tonscherben auf (Fototafel 3 - 2). Die gesamte Abfolge wird von etwa zwanzig Zentimeter bis einem Meter mächtigen Bänken aufgebaut. In den Sandstein sind gelegentlich gelbe Siltsteine zwischengelagert. Sie verwittern braun und sind zumeist parallel-selten aber auch rippelgeschichtet.

Interpretation:

Im Norden des Morondava Beckens, zwischen den Ortschaften Miandrivazo und Ankotrofotsy, ist die Sandfraktion die dominierende Korngröße. Die Sandsteine bilden die Lithofaziestypen St, Sr und Sm sowie Fl. Diese Lithofaziestypen, die erosiven Basisflächen größerer sedimentärer Abfolgen sowie die zahlreichen „Finishing“ Zyklen sprechen für das Architekturelement LA. Teilweise kann das Architekturelement LA in das Architekturelement OF, mit dem Lithofaziestyp Fl, übergehen. In einigen Fällen lassen sich kleinräumige, etwa einen Meter mächtige Sedimentkörper abgrenzen, die in variabler Zusammensetzung von den Lithofaziestypen St, Sp, Sr, Sh und Sl aufgebaut werden und dem Architekturelement SB entsprechen. Das Architekturelement LA repräsentiert ausgedehnte, ufernahe Gleithangbereiche. Dagegen wurde das Architekturelement SB in subaquatischen Dünenfeldern und transversalen Sandbänken sowie an den Schüttungskörpern der Uferwalldurchbruchsfächer abgelagert, und repräsentiert Ablagerungen innerhalb von Flußrinnen oder von Hochwasserereignissen. Das Auftreten ausgedehnter Gleithänge zusammen mit Flußrinnen und Hochwasser- sowie Hochflutbereichen weist auf das Vorkommen eines mäandrierenden Flußsystems hin.



Fototafel 3: Sedimente der Isalo I Gruppe.

- 1: Flachwinklig trogförmig schräggeschichteter Sandstein, nördliches Morondava Becken, Miandrivazo.
- 2: Parallelschichteter Sandstein mit Tonscherben, nördliches Morondava Becken, nördlich Ankotrofotsy.
- 3: Diskordantes Auflagern von parallel- und rippelgeschichteten Sandsteinen der Isalo I Gruppe auf Muskowitgneisen, nördliches Morondava Becken, nördlich Ankotrofotsy.
- 4: Trogförmig schräggeschichteter Sandstein, nördliches Morondava Becken, nördlich Ankotrofotsy.
- 5: Trogförmig schräggeschichteter Sandstein in Rinnenstruktur, zentrales Morondava Becken, westlich Ranohira.
- 6: Bioturbationen in massivem Feinsandstein, zentrales Morondava Becken, westlich Ranohira.

Westlich der Stadt Ranohira, im Isalo Nationalpark, sind die Gesteine der unteren Isalo Gruppe über eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern aufgeschlossen (Aufschlüsse 42 bis 50, 53, 55 bis 57). Es dominieren grau-weiße und gelbe Sandsteine mit weißer Verwitterungsfarbe; seltener treten auch rote Sandsteinbänke auf. Die Sandsteine bestehen überwiegend aus Mittel- bis Grobsand, deren subangulare bis angerundete Komponenten überwiegend aus Quarz bestehen. Daneben sind aber auch Siltsteine und Konglomerate zu finden. Die Sandsteine werden aus „Fining-up“ Zyklen aufgebaut, deren Korngrößen von Grobsand und Feinkies bis Feinsand und Silt reichen. Das dominierende Strukturelement ist trogförmige Schrägschichtung (Fototafel 3 - 5), an deren Leeblättern teilweise Kies abgelagert wurde. Darüber hinaus treten in den Grobsandsteinen aber auch massige Bereiche und tafelförmige Schrägschichtung auf, selten ist in den Feinsandsteinen auch Ripfelschichtung vorhanden. Aus der Orientierung von dreidimensional aufgeschlossenen Rinnen, Strömungsrippeln und Schrägschichtungskörpern folgt eine nach WNW bis NNW gerichtete Schüttungsrichtung (Abb. 4.12). An der Basis der „Fining-up“ Zyklen, die oft mit einem erosiven Kontakt beginnen, sind häufig Konglomeratlagen zu finden.

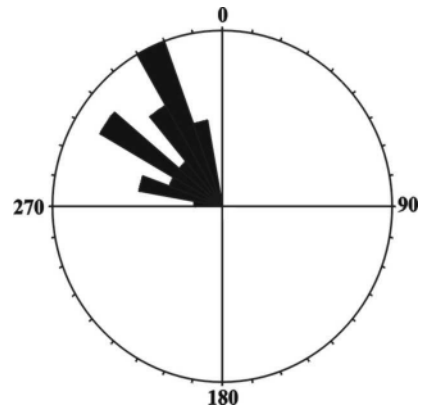


Abb. 4.12: Schüttungsrichtung in Sedimenten der unteren Isalo Gruppe aus dem zentralen Morondava Becken.

Die Konglomerate bestehen aus Komponenten mit Durchmessern im Zentimeterbereich und setzen sich aus Intraklasten und kantengerundeten, milchig-weißen Quarzen zusammen. Die Aufarbeitungsgerölle (Intraklasten) bestehen aus rotem, tonigem Sediment und sind in der Regel diskenförmig. Sie sind mäßig bis gut gerundet und haben Durchmesser von einigen Zentimetern. Vereinzelt treten Grobsandstein- bzw. Konglomeratlagen mit Mächtigkeiten von einigen Zentimetern bis mehreren Dezimetern auf. Diese Lagen sind in der Regel massig oder undeutlich schrägschichtet und besonders reich an tonigen Aufarbeitungsgeröllen. Die Gerölle haben Durchmesser bis fünf Zentimeter und sind gut gerundet. Selten erscheinen rote Silt- bis Feinsandsteinbänke. Die Feinsandsteinbänke sind in der Regel maximal zehn Zentimeter mächtig und keilen auf einer Breite von etwa zehn Metern lateral aus. In einigen Feinsandsteinen sind Bioturbatio-

nen vorhanden (Fototafel 3 - 6). Die Lebensspuren sind als vertikale, gerade Röhren mit Durchmessern von maximal einem Zentimeter entwickelt. Die Bioturbationen treten in der Regel in maximal einem halben Meter mächtigen, ansonsten strukturlosen Horizonten auf. Oftmals sind in Mittel- bis Grobsandbänken Eisenoxidkonkretionen von einem bis fünfzig Zentimeter Durchmesser angereichert. Die Konkretionen sind unregelmäßig kugelförmig; wo sie von der Verwitterung aus dem Gestein herauspräpariert wurden, bilden sie oftmals Hohlformen.

Interpretation:

Die Sedimente im zentralen Morondava Becken entsprechen im wesentlichen denen aus dem Norden. Auch hier dominieren die Architekturelemente SB, LA und OF, wobei das Architekturelement OF sowohl aus dem Lithofaziestyp Fl, als auch bioturbirten Feinsand- und Siltsteinen aufgebaut wird. Ein signifikanter Unterschied zu den Sedimenten im nördlichen Morondava Becken findet sich hinsichtlich der durchschnittlichen Korngröße, da im zentralen Morondava Becken ein erheblich höherer Anteil von grobklastischen Sedimenten auftritt. Hier bilden Konglomeratlagen und -linsen die Lithofaziestypen Gp und Gt, die das Architekturelement GB aufbauen. Zusätzlich zum Architekturele-

ment SB repräsentiert auch das Architekturelement GB Ablagerungen innerhalb von Flußrinnen. Während eines Hochwasserereignisses werden Kieslagen abgelagert, die unter Umständen in tieferem Wasser gradlinige (Lithofazies Gp) oder gebogene (Lithofazies Gt) Kiesbänke bilden können. Zusätzlich konnte auch das Architekturelement CH eindeutig identifiziert werden. Die Rinnen haben eine Breite von einem bis etwa fünf Meter und können gelegentlich über mehrere Zehnermeter Länge verfolgt werden. Die Rinnenfüllungen bestehen hier in der Regel aus den Lithofaziestypen St, Sp und Sr sowie dem kiesigen Lithofaziestyp Gt. Die einzelnen Rinnen werden in der Regel im Verlauf von Hochwasserereignissen angelegt und anschließend durch subaquatische Dünen mit gebogenen (Lithofaziestyp St) oder geraden (Lithofaziestyp Sp) Kämmen verfüllt. Ebenso wie in den Sedimenten des nördlichen Morondava Beckens konnten im zentralen Bereich ausgedehnte Gleithänge zusammen mit Flußrinnen und Hochwasser- sowie Hochflutbereiche nachgewiesen werden. Daher ist vermutlich auch der Ablagerungsraum im zentralen Morondava Becken durch Mäander bestimmt worden. Unterschiede ergeben sich lediglich hinsichtlich der erhöhten Geröllfracht des Flußsystems.

4.5 Petrographie

4.5.1 Dünnschliffuntersuchungen

Mikroskopisch wurden 11 Proben der unteren, mittleren und oberen Sakoa Gruppe aus dem Süden des Morondava Beckens, 16 Proben der unteren und mittleren Sakamena Gruppe aus dem gesamten Morondava Becken sowie 11 Proben der Isalo I Gruppe aus dem zentralen Morondava Becken untersucht:

Tab. 4.6: Untersuchte Proben der Karoo Sedimente Madagaskars.

		Proben
Sakoa G.	o.	112
	m.	117, 119, 120
	u.	78b, 78c, 81, 81b, 82, 82b, 85
Sakamena G.	o.	23a1, 23a2, 23b, 24b, 24c, 24d
	m.	17a1, 17a2, 36a1, 36a2, 36b, 39a, 75a, 75b, 109a, 109b
Isalo I G.		33, 45b1, 45b2, 46, 47a, 47b, 47c, 47d, 47e, 48, 50

Die Dünnschliffuntersuchungen ergaben, daß die Sandsteine der Karoo Sedimente Madagaskars überwiegend aus monokristalinem, undulosem Quarz bestehen. Die Gehalte an Gesteinsbruchstücken (Sedimente, Grundgebirgsfragmente, polykristalliner Quarz) sowie Feldspäten (Plagioklas, Mikroklin) sind zumeist gering (Abb. 4.13). Die Sandsteine der Sakoa Gruppe besitzen die höchsten Gehalte an

Gesteinsbruchstücken und Feldspäten; die Sedimente der Isalo I Gruppe hingegen enthalten nur in geringem Umfang Gesteinsbruchstücke sowie kaum Feldspäte (Fototafel 4 - 1, 2, 6). Die Sedimente der Sakamena Gruppe nehmen hinsichtlich der Gehalte dieser Komponenten eine intermediäre Position ein (Fototafel 4 - 3, 4). Fraglich ist allerdings, ob diese Verhältnisse der primären Zusammensetzung entsprechen, da, besonders in den Sedimenten der Isalo I Gruppe, zahlreiche Lösungsprozesse zu beobachten sind. Nach der Klassifikation von FOLK (1980) gehören die Sandsteine der Sakoa Gruppe zu den lithischen Arkosen und den arkosischen Lithareniten, die Sandsteine der Isalo I Gruppe zu den Quarzareniten und den Sublithareniten. Innerhalb der Sandsteine der Sakamena Gruppe tritt eine größere Varianz auf: Sie gehören zu den lithischen Arkosen, arkosischen Lithareniten, Subarkosen und Sublithareniten. Die Herkunft aller Sandsteine liegt nach DICKINSON et al. (1983) ausschließlich im Bereich des „Recycled Orogen“.

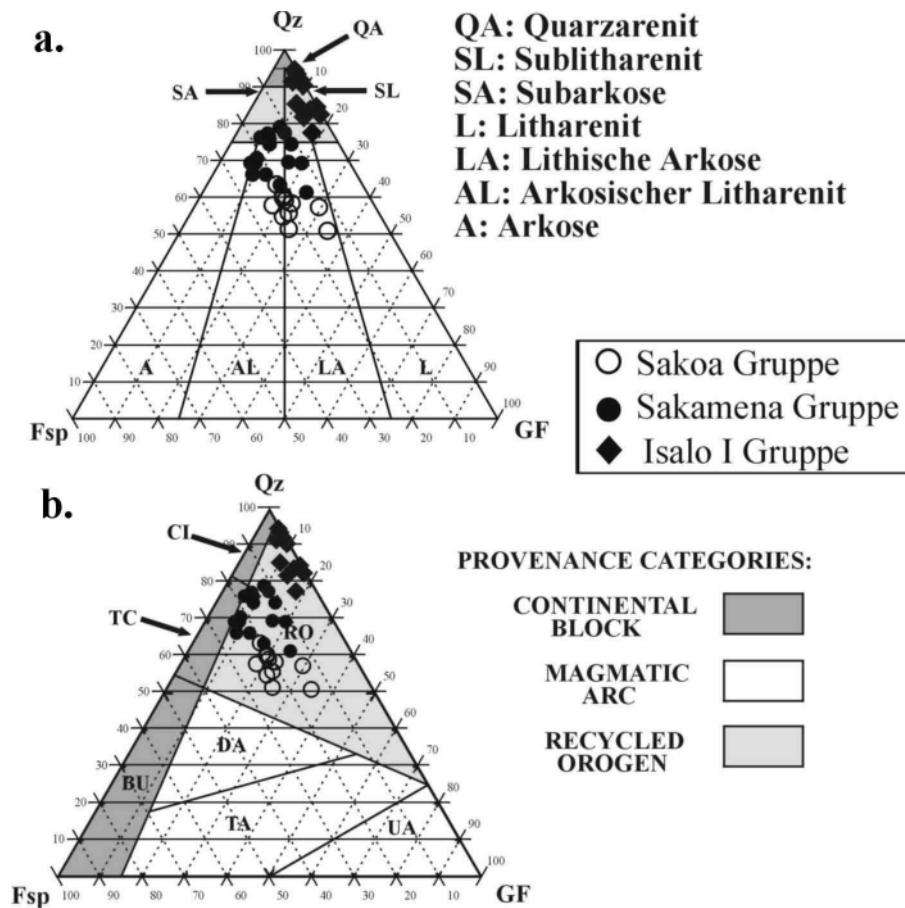


Abb. 4.13 a.: Klassifikation der Sandsteine aus den Karoo Sedimenten des Morondava Beckens nach FOLK (1980). b.: Liefergebietsabhängige Klassifikation der Karoo Sandsteine Madagaskars nach DICKINSON et al. (1983). Qz: Monoquarz, Fsp: Feldspäte, GF: Gesteinsfragmente (sedimentär und kristallin) und Polyquarz. CI: Craton Interior, TC: Transitional Continental, BU: Basement Uplift, RO: Recycled Orogen, DA: Dissected Arc, TA: Transitional Arc, UA: Undissected Arc.

Die Schwermineralparagenesen der Sakoa und der Sakamena Gruppe fallen fast identisch aus. Beide Gruppen führen Granat, Rutil, Zirkon und Amphibol sowie die Phyllosilikate Hellglimmer, Biotit und Chlorit. Darüber hinaus tritt in den Sandsteinen der Sakamena Gruppe Epidot auf. Während in den Gesteinen der Sakoa Gruppe die Schwerminerale Granat und Amphibol, sowie das akzessorische Mineral Biotit dominieren, sind in der Sakamena Gruppe die Schichtsilikate Biotit und

Hellglimmer vorherrschend. Die Sedimente der Isalo I Gruppe sind extrem an Schwermineralen verarmt und enthalten nur in seltenen Fällen Zirkon.

Die Sedimente der Sakoa Gruppe sind durch schlechte Sortierung und sehr variable Kornrundungsgrade gekennzeichnet. Die Korngröße schwankt zwischen Grobsilt und Grobkies, mit eckigen bis angerundeten Komponenten. Die Sandsteine sind meistens durch Ton und Karbonat zementiert. Die Zementation mit Kar-

bonat erfolgte mit Sparit, wobei verhältnismäßig große Korngrößen erreicht werden können, und einzelne Karbonatkristalle oft mehrere Sedimentkörner einschließen. Vereinzelt tritt an Kornkontakten Drucklösung auf.

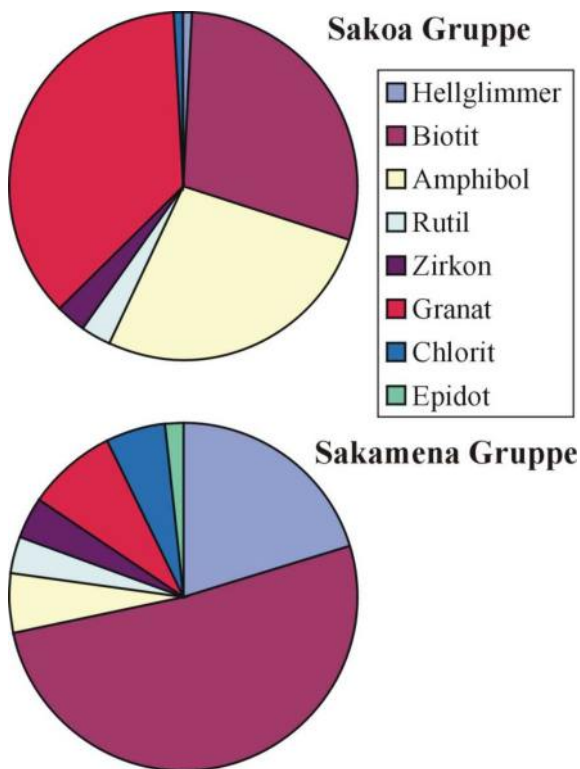
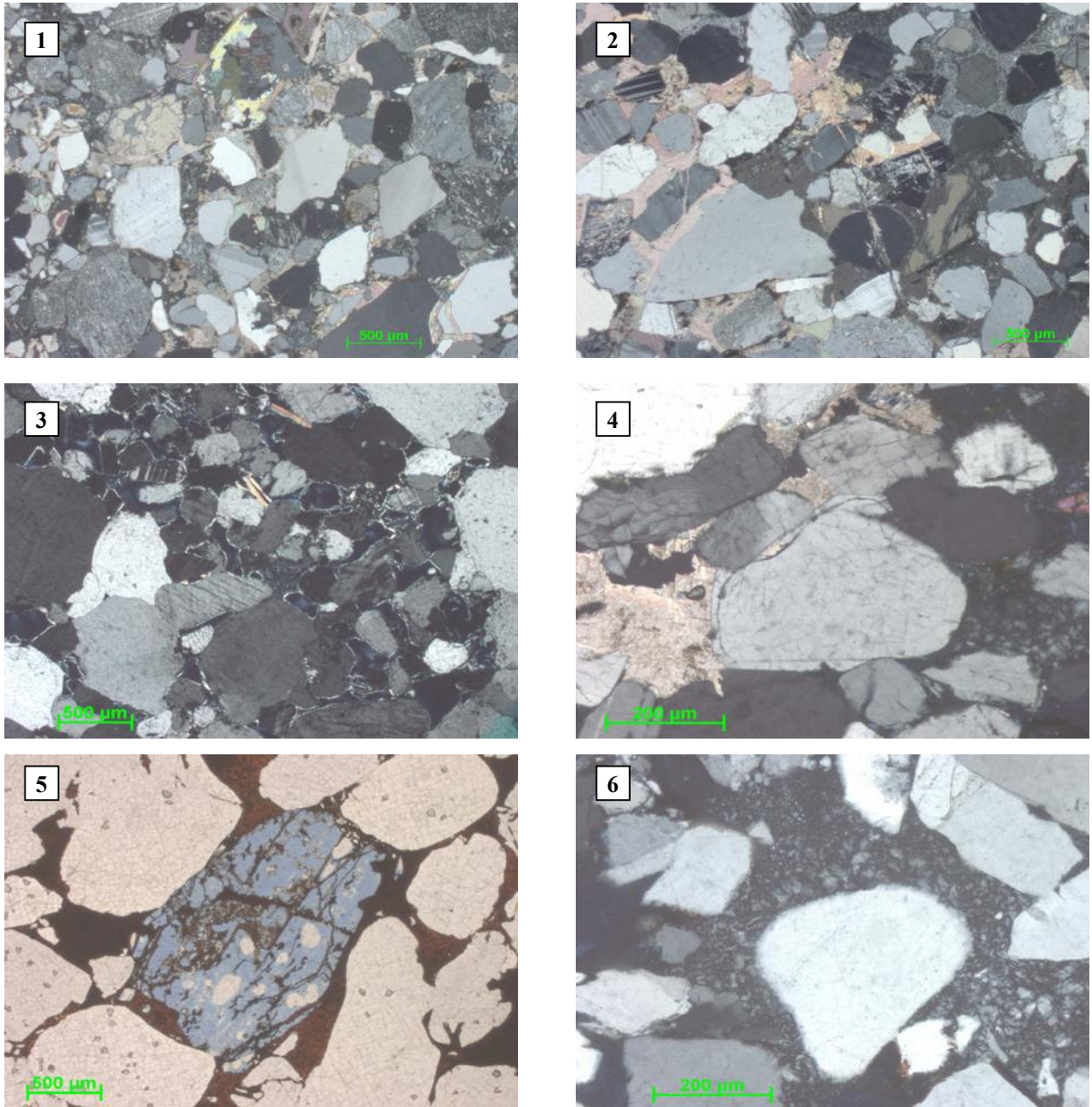


Abb. 4.14: Schwermineralparagenesen und Phyllosilikatminerale in den Sedimenten der Sakoa und der Sakamena Gruppe.

Die Porosität ist sehr gering, da fast der gesamte Porenraum durch in-situ Bildung von Kaolinit, anderen Tonmineralen und Eisenoxid ausgefüllt ist. Einige Quarzkörner besitzen Quarzanwachssäume (Fototafel 4 - 4). Interessanterweise sind kaum Unterschiede zwischen den glazialen Sandsteinen der unteren Sakoa Gruppe und den fluviatilen Sandsteinen der mittleren und oberen Sakoa Gruppe zu beobachten.

Lediglich der Gehalt an Schwermineralen, insbesondere Granaten und Amphibolen, ist in den glazialen Sandsteinen deutlich erhöht.

Auch die Sedimente der Sakamena Gruppe sind teilweise durch ungleichförmige Kornverteilung und sehr variable Kornrundungsgrade gekennzeichnet. Die Korngröße schwankt in den Sandsteinen der unteren Sakamena Gruppe zwischen Feinsand und Feinkies, mit eckigen bis angerundeten Komponenten. Die Sandsteine der mittleren Sakamena Gruppe hingegen sind im allgemeinen gut sortiert. Sie führen Komponenten des Fein- bis Mittelsandspektrums, die zumeist kantengerundet oder angerundet sind. In beiden Einheiten tritt sowohl Karbonat- als auch Tonzement auf. Besonders in den karbonatzementierten Sandsteinen zeigt Quarz oft Korrosionserscheinungen, wie beispielsweise suturierte Korngrenzen. Stellenweise wurden an Quarzen Drucklösungen an Kornkontakten und Partikellösungsporen sowie Tonmineral- und Quarzanwachssäume beobachtet. Auch Glimmer zeigen erste Zerfallserscheinungen, sie sind entlang ihrer Längsachse oft aufgespalten und mit Kaolinit bewachsen. Als authigene Neubildungen treten Quarz, Tonminerale, Kaolinit und Eisenoxid auf. Die Sandsteine der Isalo I Gruppe sind in der Regel mäßig sortiert, mit Korngrößen im Feinsand- bis Feinkiesbereich.



Fototafel 4: Dünnschliffaufnahmen.

- 1: Glazialer, karbonatzementierter Sandstein der unteren Sakoa Gruppe, Komponenten: Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Amphibol, Granat, südliches Morondava Becken, Probe 81.
- 2: Fluviatiler, karbonatzementierter Sandstein der mittleren Sakoa Gruppe, Komponenten: Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Amphibol, südliches Morondava-Becken, Probe 119.
- 3: Quarz mit Quarzanwachssaum, Plagioklas, Mikroklin und Hellglimmer in porösem Sandstein, konkave Kornkontakte, untere Sakamena Gruppe, nördliches Morondava-Becken, Probe 17.
- 4: Quarzanwachssaum an Quarzkorn, links im Bild Karbonatzement, rechts Kaolinit, rechts im Bild konkave Kornkontakte und suturierte Korngrenzen, mittlere Sakamena Gruppe, nördliches Morondava-Becken, Probe 24b.
- 5: Lösungspore in eisenoxidzementiertem Sandstein der Isalo I Gruppe, angerundeter bis gerundeter Quarz, zentrales Morondava-Becken, Probe 45b.
- 6: Kaolinitzementierter Sandstein der Isalo I Gruppe, kantengerundeter bis angerundeter Mono- und Polyquarz, zentrales Morondava-Becken, Probe 47a.

Die Komponenten sind angerundet bis gerundet und durch Ton sowie Kaolinit zementiert. In seltenen Fällen sind die Sandsteine auch durch Eisenoxid zementiert. Das Gestein besitzt zahlreiche Partikellösungsporen (Fototafel 4 - 5) und ist gleichzeitig stark an Feldspäten verarmt, was eine besonders intensive, selektive Verwitterung der Feldspäte vermuten läßt. Gestützt wird diese These durch einen besonders hohen Kaolinitgehalt. Neben Kaolinit sind auch andere Tonminerale im Porenraum, sowie als Anwachssaum vorhanden. Darüber hinaus bilden auch Eisenoxid sowie seltener Quarz Anwachssäume.

Interpretation:

Die Zusammensetzung eines klastischen Sedimentes wird in erster Linie von Verwitterungsprozessen (TUCKER 1985), von Relief, Klima, Ausgangsgestein, Transportmechanismen, diagenetischen Veränderungen (FOLK 1980) und dem tektonischen Umfeld eines Ablagerungsraumes (DICKINSON 1985) beeinflusst. Allerdings können durch mehrere Einflüsse oder Mischung unterschiedlicher Liefergebiete charakteristische Merkmale aufgelöst werden.

Die Entstehung von Quarzareniten, wie sie beispielsweise die Sandsteine der Isalo I Gruppe aufbauen, wird auf intensive mechanische Beanspruchung während des Transportes zurückgeführt (FOLK 1980). Vielfach wird angenommen, daß sich

Quarzarenite hauptsächlich durch polyzyklische Aufarbeitung von Sedimenten bilden (DICKINSON 1985), allerdings können sie auch primär durch tiefgründige Verwitterung von granitischem und gneisigem Ausgangsgestein in tropischem Klima entstehen (FRANZINELLI & POTTER 1983). Aufgrund der für die Karoo Sedimente guten Sortierung, der verhältnismäßig monotonen mineralogischen Zusammensetzung und dem hohen Rundungsgrad der Komponenten der Quarzarenite der Isalo I Gruppe wird eine Aufarbeitung von älterem Material als primärer Entstehungsmechanismus angenommen. Die zahlreichen Lösungsporen, das weitgehende Fehlen von Feldspäten und der hohe Gehalt an Kaolinit wird jedoch auf eine intensive diagenetische Überprägung zurückgeführt. Dabei wurden die Feldspäte unter humiden Klimabedingungen fast vollständig abgebaut (vgl. Kap. 4.5.2). Vermutlich ist die Genese der Sandsteine der Isalo I Gruppe eine Kombination aus polyzyklischer Aufarbeitung und diagenetischer Überprägung. Die Sublitharenite der Isalo I Gruppe unterscheiden sich von den Quarzareniten durch ihren höheren Gehalt an Polyquarz. Da Polyquarz sogar noch unempfindlicher gegen mechanische Beanspruchung als monokristalliner Quarz ist (FÜCHTBAUER 1988), bilden monokristalliner und polykristalliner Quarz, trotz der Umlagerung

des Sedimentes, die letzten im Gestein verbleibenden Mineralphasen.

Sicherlich besaßen die Sedimente der Isalo I Gruppe schon primär eine wesentlich höhere texturale Reife (wenig Matrix, gute Sortierung, hoher Rundungsgrad) als die Sedimente der Sakoa und Sakamena Gruppe. Vermutlich ist der geringere Reifegrad dieser Sedimente auch der Grund für den geringeren Verwitterungsgrad, da unreife Sedimente mit ihren hohen Gehalten an Tonmineralen und geringem Porenvolumen wenig Wegsamkeit für Verwitterungslösungen bieten (FOLK 1980).

Die Liefergebiete aller Sandsteine liegen ausschließlich im Bereich des „Recycled Orogen“, also im Umfeld von Subduktionszonen, Orogenen und „Back-Arc“ Bereichen. Für Sedimente aus Riftbecken wäre jedoch eine Zusammensetzung zu erwarten, die im Feld der Grundgebirgshebung (Basement Uplift) liegt (Abb. 4.13b). Die Unterschiede ergeben sich hinsichtlich der Gehalte an Gesteinsfragmenten und Feldspäten, die in den Karoo Sedimenten stark von der idealen, arkosischen Zusammensetzung von Riftsedimenten nach DICKINSON (1985) abweichen. Die Ablagerung von feldspatreichen Sandsteinen erfolgt nicht nur im ariden oder kaltem Klima, sondern auch in Liefergebieten mit hohem Relief, wie beispielsweise an Riftschultern (FOLK 1980; PETTIJOHN et al.

1987). In Bereichen mit großen Hebungs-raten und intensiver Erosion kann Feldspat vor der vollständigen Verwitterung ins Sediment gelangen, und damit zur Bildung von Arkosen führen. Dagegen bilden sich Sandsteine mit hohem Anteil an Gesteinsfragmenten, wenn unvollständig verwittertes Material erodiert wird. Voraussetzung sind meistens niedrige Hebungs-raten im Liefergebiet. Damit sind Litharenite und ähnliche Gesteine oft in Sedimentbecken zu finden, die sich im Umfeld von großen Blattverschiebungssystemen finden (PETTIJOHN et al. 1987). Der im Vergleich mit den Sandsteinen der Sakamena Gruppe niedrigere Quarzgehalt in den Sandsteinen der Sakoa Gruppe wird als Folge geringerer Transportweiten gedeutet. Dies bedeutet, daß im Verlauf der Sedimentation der Karoo Sedimente der Ablagerungsraum immer größere Dimensionen angenommen haben muß.

Die Schwermineralspektren der Sakoa und der Sakamena Gruppe reichen von den extrem stabilen Mineralen, wie Zirkon und Rutil, bis zu mäßig stabilen und instabilen Mineralen, wie Epidot und Granat sowie Amphibol. Die Unterschiede in der Häufigkeit der akzessorischen Minerale (Granat und Amphibol in der Sakoa Gruppe gegen Phyllosilikate in der Sakamena Gruppe) sind vermutlich auf unterschiedliche Lithologien im angrenzenden Grund-

gebirge zurückzuführen. In Bereichen, in denen die Gesteine der Sakoa und der Sakamena Gruppe direkt aneinander grenzen, ist auch eine Differenzierung aufgrund der unterschiedlichen Dichten dieser Minerale denkbar. Dabei werden die leichten Minerale wie Biotit - Dichte 2,8 bis 3,2 - und Muskowit - Dichte 2,8 bis 2,9 - weiter transportiert als die schwereren Minerale Granat - Dichte 3,5 bis 4,5 - und Hornblende - Dichte 3,0 bis 3,4 - alle Dichten nach MATTHES (1993). Viele der Schwerminerale sind gegen die mechanischen Einflüsse während des fluviatilen Transportes unempfindlich (Tab. 4.6), so daß sich keine genauen Aussagen über Transportweiten machen lassen. Dagegen spricht das Auftreten von Amphibol und Epidot gegen einen intensiven Einfluß diagenetischer Umbildungen, bzw. gegen große Versenkungstiefen (Tab. 4.6). Die fast vollständige Abwesenheit von Schwermineralen in der Isalo I Gruppe ist möglicherweise auf einen kombinierten Effekt von Umlagerung und intensiver Verwitterung zurückzuführen. Besonders grobklastische Sedimente, wie die Sandsteine der Isalo I Gruppe, mit ihrer erhöhten Permeabilität und guten Wegsamkeit für Porenwässer bieten für Schwerminerale kein großes Erhaltungspotential (PETTIJOHN et al. 1987). Tritt in klastischen Gesteinen lediglich Zirkon auf, so ist dies Folge von intensiver Abrasion und intensiver chemischer Tätig-

keit oder Kennzeichen für die erneute Aufarbeitung und Umlagerung eines Sedimentes (FOLK 1980). Damit belegen auch die weitgehend fehlenden Schwerminerale die polyzyklische Genese der Sedimente der Isalo I Gruppe.

Tab. 4.7: Stabilität von Schwermineralen in unterschiedlichen geologischen Bereichen.

Stabilität von Schwermineralen gegen Abrasion - Stabilität nach unten abnehmend (DIETZ 1973).
Zirkon, Disthen Granat, Rutil, Hornblende Staurolith, Turmalin Andalusit Olivin
Stabilität von Schwermineralen im Bereich der Diagenese - Stabilität nach unten abnehmend (MORTON 1985).
Rutil, Turmalin, Zirkon Apatit, Chloritoid, Spinell Granat Staurolith Disthen Titanit Epidot Amphibol Andalusit, Sillimanit Olivin, Pyroxen

Vermutlich verlief die diagenetische Mineralneubildung in allen sedimentären Einheiten vergleichbar ab, da in allen Einheiten ähnliche Zemente bzw. Zementgenerationen beobachtet wurden. Zunächst wurde Quarz in dünnen Säumen an das bestehende Korngefüge angelagert. Das nötige SiO₂ stammt vermutlich aus vorangegangenen Lösungsvorgängen im Sediment selbst, wie

die Drucklösungs- und Korrosionserscheinungen belegen. Denkbar wäre auch eine Freisetzung von SiO_2 aus früher, oberflächennaher chemischer Verwitterung (FÜCHTBAUER 1988). Ebenso kann SiO_2 auch aus heißen, aufsteigenden Porenwässern ausgeschieden werden (PETTIJOHN et al. 1987).

Im Anschluß an die Zementation erfolgte unter Umständen eine weitere spätdiagenetische Zementation durch Karbonat, das teilweise direkt an die Quarzanwachssäume angewachsen ist. Karbonat bildet sich als terrestrisches Zementmineral sowohl frühdiaogenetisch in der Grundwasserzone, als auch spätdiagenetisch im Bereich der Versenkungsdiagenese. Dabei ist das Karbonat in der vadosen Zone (oberhalb des Grundwasserspiegels) in der Regel mikritisch und durch Menisken sowie Bildung von Hohlformporen durch Auflösung von Aragonit gekennzeichnet. Mikritische Säume werden auch oft als Indikatoren für Caliche, d.h. pedogene Bildungen gedeutet. In der phreatischen Zone (unterhalb des Grundwasserspiegels) sowie spätdiagenetisch bildet sich blockiger Zement (FÜCHTBAUER 1988).

Alternativ zu Quarz und Karbonat besteht der Zement in einigen Sandsteinen der Isalo I Gruppe aus Eisenoxid (Hämatit). In diesen Sandsteinen wurden weder frühere Quarzzemente noch Karbonatzemente beobachtet. Die sekundären, diagenetischen Bildungen entstehen innerhalb sauerstoffreicher Ablagerungsräume, in denen organisches Material oxidiert worden ist (vgl. Kap. 4.2.3).

Viele Tonminerale sind wegen ihrer Position innerhalb von Poren einer sehr späten Phase der Diagenese, bzw. sehr jungen Verwitterungsvorgängen zuzuordnen. Dies trifft besonders auf Kaolinit zu, der in stark an Feldspäten verarmten Gesteinen sogar als Zement auftritt, und der vermutlich im Zusammenhang mit tertiärer Verwitterung entstanden ist (vgl. Kap. 4.5.2). Unter dem Einfluß von meteorischen Wässern erfolgt in oxidierendem Milieu oft Karbonat- und Feldspatlösung sowie Kaolinitbildung (FÜCHTBAUER 1988). In seltenen Fällen bilden Tonminerale allerdings auch Anwachssäume um einzelne Klasten, wobei dann Quarzanwachssäume nicht beobachtet wurden. Die Tonmineralanwachssäume sind auch den frühen Bildungen zuzuordnen.

4.5.2 Röntgendiffraktometrie und Tonmineralogie

Zur Bestimmung der Tonmineralparagenesen mittels Röntgendiffraktometrie wurden aus allen sedimentären Einheiten Sand- und Siltsteine beprobt. Da ein besonderes Augenmerk auf den Siltsteinen lag, und diese in der Regel stark verwittert waren, ist die Datenbasis nicht sonderlich hoch. Bearbeitet wurden drei Proben der unteren Sakoa Gruppe aus dem Süden des Morondava Beckens (Proben 78a, 83 und 115), jeweils eine Probe der unteren (Probe 17b) und mittleren (Probe 24a) Sakamena Gruppe aus dem Norden des Morondava Beckens sowie jeweils drei Proben der unteren Sakamena Gruppe (Proben 36c, 36d, 39b) und der Isalo I Gruppe (Proben 43, 45a, 47) aus dem zentralen Morondava Becken.

Die qualitative Bestimmung der Tonfraktion mittels Röntgendiffraktometrie ergab in den Proben der Sakoa und der Sakamena Gruppe Vorkommen von Smektit, Illit, Kaolinit oder Halloysit sowie Chlorit. Zusätzlich wurde in den Proben der Sakamena Gruppe Anatas nachgewiesen. In den Proben der Isalo I Gruppe treten Illit, Kaolinit und Anatas auf (Abb. 4.15).

Illit: Die sowohl sedimentär als auch pedogen vorkommenden Illite entstammen überwiegend der Verwitterung von Hell-

glimmer oder Kalifeldspäten. Die Verwitterung von Muskowit erfolgt im schwach sauren bis basischen Milieu, wobei K^+ durch Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ oder Protonen substituiert wird. Im Extremfall kann die Bildung von Illiten aus Hellglimmern bis zum vollständigen Abbau der Illite und zur Entstehung von Smektit oder Kaolinit führen. Umgekehrt kann sich Illit unter erhöhten Temperaturen und Drücken, bei K^+ -Überschuß, auch aus Smektit bilden. Soll die Verwitterung von Hellglimmern nicht über die Bildung von Illiten hinausführen, so dürfen der pH-Wert und die Konzentration von Kalium Kationen nicht zu niedrig sein. Diese Bedingungen erfordern mäßige Entwässerung und geringe chemische Verwitterung und werden auf dem Festland in der humiden Klimazone erfüllt. Darüber hinaus können sich Illite auch in der Tiefsee bilden (CHAMLEY 1989, HEIM 1990).

Smektit: Die Bildung von Smektit läßt sich auf den Abbau von Hellglimmer oder Kalifeldspat (s.o.) oder auf Neubildung bei Verwitterung von basischen bis intermediären Magmatiten zurückführen. Entscheidende Faktoren der Smektitgenese sind ein schwach saurer pH-Wert, geringe Konzentration von Kalium Kationen und hohe Gehalte an Ca^{2+} , Mg^{2+} und Fe^{2+} in den Porenwässern. Smektite können

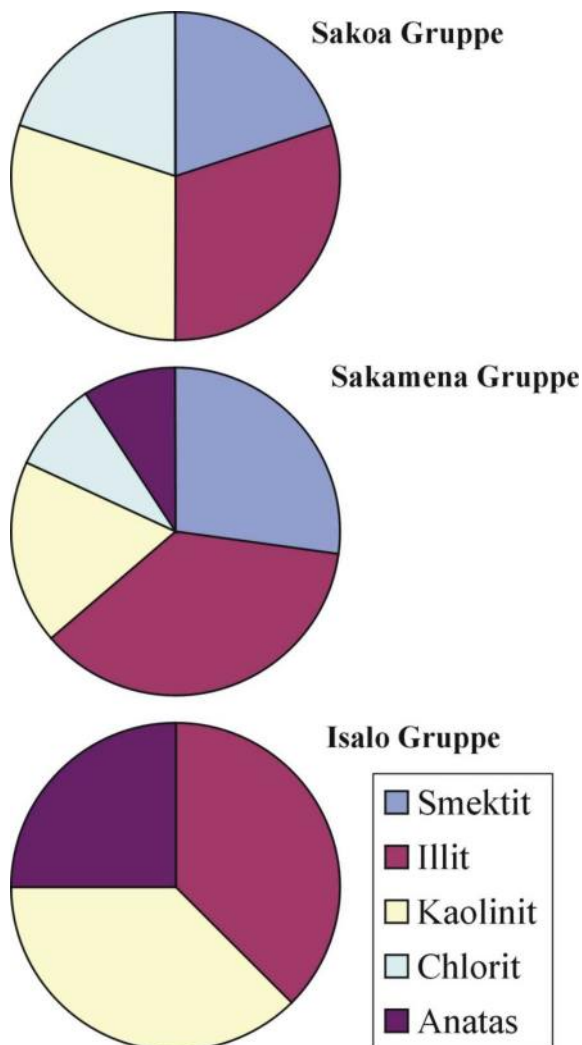


Abb. 4.15: Röntgendiffraktometrisch bestimmte Mineralparagenesen der Karoo Sedimente. Kaolinit und Halloysit wurden zusammengefaßt.

sowohl zu Illit (s.o.) als auch zu Chlorit reagieren. Der Einbau von Al-Hydroxiden in das Kristallgitter des Smektit führt zur Bildung von „Bodenchloriten“ (HEIM 1990). In der Regel ist die Bildung von Smektit an aride bis semiaride, bei mäßiger Entwässerung an semihumide Klimabereiche gebunden (FÜCHTBAUER 1988).

Kaolinit und Halloysit: Kaolinit entsteht überwiegend im terrestrischen Ablagerungsraum bei intensiver Verwitterung unter tropischen und subtropischen Klimabedingungen. Entscheidende Faktoren der Kaolinitgenese sind geringe Si-Gehalte in den Verwitterungslösungen, langsame Al-Hydroxidfällung, ein niedriges Si/Al-Verhältnis in den Verwitterungslösungen und ein niedriger pH-Wert (etwa um 5). Darüber hinaus bildet sich Kaolinit im kühleren Klima bei Verwitterung von Feldspäten im sauren Milieu, beispielsweise in Mooren oder anmoorigen Böden. Im gemäßigten, humiden Klima bildet sich Kaolinit nur in geringem Umfang. Ausgangsgesteine bzw. Ausgangsminerale der Kaolinitgenese sind Pyroklastika, Feldspäte und Glimmer. Halloysit bildet sich in der Regel aus Ca-reichen Plagioklasen. Er unterscheidet sich vom Kaolinit durch ungeordnete Oktaederlücken in der Kristallstruktur sowie schwächeren Wasserstoffbrücken zwischen den Tetraeder- und Oktaederschichten und die dadurch bedingte Einbindung von Wassermolekülen. Die Genese von Halloysit ist an tiefgründige Verwitterung oder hydrothermale Prozesse hauptsächlich während tertiärer Warmphasen geknüpft. Rezente Neubildungen von Halloysit wurden nur selten, Vorkommen in prätertiären Sedimenten wurden nie beobachtet (CHAMLEY 1989, HEIM 1990).

Chlorit: Chlorite sind ein häufiger Bestandteil magmatischer, metamorpher und hydrothermalen Gesteine. Darüber hinaus können sie auch im Zusammenhang mit Pedogenese, Diagenese und Verwitterung Neu- und Umbildung erfahren und sind Bestandteil von fluviatilen, lakustrinen und marinen Sand- und Tonsteinen. Pedogen können sich „Bodenchlorite“ aus Smektit (s.o.), Vermikulit oder Illit bilden. Günstig sind pH-Werte zwischen 3 und 5, die einerseits zur Aluminiumfreisetzung, beispielsweise aus Feldspäten, und andererseits noch nicht zur Zersetzung von Tonmineralen führen. Die pedogene Chloritbildung ist damit überwiegend an Podsole der höheren Breiten gebunden. Chloritbildung aus Smektit, Vermikulit oder Illit kann auch im basischen Milieu und niedriger K^+ -Konzentration durch Einlagerung von Mg-Hydroxid stattfinden. Bei der Umwandlung von Schichtsilikaten entstehen als Endprodukt sowohl Illit als auch Chlorit. Beide Minerale bevorzugen ein schwach alkalisches Milieu und hohe Kationenkonzentrationen. Entscheidend für die Bildung von Chlorit sind ein höherer pH-Wert sowie ein hohes Mg^{2+}/K^+ Verhältnis. Ferner treten Chlorite als Neubildungen bei der Verwitterung von Pyroxenen, Amphibolen und Biotiten auf (HEIM 1990).

Anatas: Anatas (TiO_2) ist die wichtigste neugebildete Titan-Phase in pedogenen Verwitterungsprozessen (FÜCHTBAUER 1988). Darüber hinaus entsteht Anatas bei der Alterierung von sedimentären und kristallinen Gesteinen. Er entsteht überwiegend aus den Mineralen Biotit, Hornblende, Titanaugit und Titanit sowie seltener aus Titanoxiden, wie beispielsweise Ilmenit. Obwohl Ilmenit überaus verwitterungsresistent ist, kann dieser in geringen Versenkungstiefen, im sauren Milieu und oberhalb des Grundwasserspiegels zersetzt werden. Dabei werden feinkörnige Anatas-Aggregate gebildet, die zum Teil Pseudomorphosen nach den ursprünglichen Mineralen bilden können (FORCE 1991).

Interpretation:

Tonminerale können nur als Faziesindikatoren verwendet werden, sofern sie autochthon gebildet wurden oder die Zusammensetzung von detritischen Tonmineralen den chemischen und physikalischen Bedingungen des Ablagerungsraumes entspricht (FÜCHTBAUER 1988). Da Tonminerale aber detritisch, über Diagenese und Verwitterung ins Gestein gelangen können, ist bei unklarem Ursprung eine eindeutige Aussage oft nicht möglich. So verhält es sich auch mit den Karoo Sedimenten des Morondava Beckens, in denen lediglich Kaolinit eindeutig an Hand von Dünnschliffen als Neubildung bestimmt werden konnte. Das Vorkommen von Kaolinit ist, beson-

ders in den Sedimenten der Isalo I Gruppe, bzw. in allen Sedimenten des nördlichen Morondava Beckens, zum Teil erheblich, und kann schon makroskopisch festgestellt werden. Da weite Bereiche des Morondava Beckens von einer tertiären und vermutlich auch quartären Lateritdecke bedeckt sind (BESAIRIE 1972), und die Bildungsbedingungen von Laterit mit denen des Kaolinites übereinstimmen, ist die Bildung dieses Tonminerals vermutlich sehr spät erfolgt. In diesem Zusammenhang ist auch die Genese von Anatas zu sehen. Allerdings ist die Bildung von Kaolinit und Anatas nicht notwendigerweise auf das Tertiär beschränkt, da bereits ab dem oberen Jura humide Klimaverhältnisse in Madagaskar vorherrschten (UHMANN 1996). Die prä-tertiäre Genese von Kaolinit ist jedoch unwahrscheinlich, da sich zu jener Zeit die Karoo Sedimente vermutlich in größeren Versenkungstiefen befanden, und im Bereich der Diagenese, d.h. ab Temperaturen von etwa 80 °C Kaolinit zu Illit umgewandelt wird (CHAMLEY 1989), und Kaolinit somit nicht erhalten worden wäre. Dieser Bildungsmechanismus könnte jedoch für das Vorkommen von Illit verantwortlich sein, sofern schon vor der Versenkung Kaolinit im Gestein vorhanden war. Wahrscheinlicher ist aber die Bildung von Illit durch Verwitterung von Hellglimmern oder Kalifeldspäten in humidem Klima,

d.h. zu einem relativ späten Zeitpunkt. Das möglicherweise älteste Tonmineral ist der Smektit, der zu seiner Entstehung aride bis semiaride Bedingungen benötigt, vorausgesetzt, er ist nicht aus dem vollständigen Abbau der Illite hervorgegangen. Der Zeitraum der oberflächennahen Smektitbildung läßt sich jedoch für die Sakoa und die Sakamena Gruppe nur grob umreißen. Arides bis semiarides Klima herrschte im Morondava Becken während des oberen Perms (WRIGHT & ASKIN 1987), in der mittleren und oberen Trias (HANKEL 1993) sowie im unteren und mittleren Jura (UHMANN 1996). Die Seen der unteren Sakoa Gruppe und der mittleren Sakamena Gruppe sowie die Kohleablagerungen der mittleren Sakoa Gruppe weisen hingegen eher auf humide Klimaverhältnisse hin. Da die Smektite der Sakoa Gruppe in der unteren Sakoa Gruppe, während einer Zeit mit nivalem bis humidem Klima, auftraten, sind authigene Bildungen vermutlich ausgeschlossen. Dagegen könnten die Smektite der unteren Sakamena Gruppe auf semiaride Klimaverhältnisse hinweisen. Wie Smektit ist auch das Vorkommen von Chlorit auf die Sakoa Gruppe und die Sakamena Gruppe beschränkt. Da in den Dünnschliffen dieser Gruppen detritischer Chlorit gefunden wurde, ist der Chlorit der Tonfraktion vermutlich ebenso detritischer Herkunft.

4.6 Zusammenfassung: Petrographie und Faziesentwicklung

Die Sedimente der Karoo Supergruppe des Morondava Beckens werden von kontinentalen, überwiegend fluviatilen Ablagerungen dominiert. Darüber hinaus treten Sedimente des glazialen sowie limnischen Ablagerungsmilieus auf, während äolische und flachmarine Sedimente fehlen.

Die Sedimentation der Sakoa Gruppe ist zunächst eng mit der Vereisung Gondwanas verknüpft. Vermutlich war jedoch Madagaskar nicht vollständig von Gletschern bedeckt, sondern befand sich nur im Randbereich von Hochlandgletschern. In dieser Randlage wurden „Melt-out Till“ und „Flow Till“ in Senken und kleinen Tälern abgelagert. Im Verlauf der Sedimentation wurden die klimatischen Bedingungen milder und zeitweilig etablierten sich im Bereich von glaziofluviatilen Sedimenten periglaziale Verhältnisse. Vermutlich noch unter dem Einfluß von kälterem Klima, bzw. im Übergang zu humiden Klimaverhältnissen entstanden erste Seen. Mit dem Beginn der Sedimentation von Gesteinen der mittleren Sakoa Gruppe wurde der gesamte Ablagerungsraum von verflochtenen Flüssen bestimmt. Dabei belegen die Kohlen der mittleren Sakoa Gruppe, daß die Vegetation zu dieser Zeit stark zugenommen hatte und folglich spätestens jetzt das Klima semihumid bis hu-

mid geworden war. Auch der Ablagerungsraum der oberen Sakoa Gruppe wurde von verflochtenen Flüssen dominiert, wobei eine Zunahme feinklastischer Sedimente zu beobachten ist. Da die Ausmaße der Sedimentbecken im Ablagerungsbereich von mittlerer und oberer Sakoa Gruppe vermutlich annähernd konstant blieben, und somit auch die Transportweiten sich nicht wesentlich änderten, ist die Abnahme der mittleren Korngröße auf wechselnde Wasserführung der Flüsse und damit auf trockeneres und wärmeres Klima zurückzuführen (Abb. 4.16).

Vermutlich führte verstärkte Extension zu Beginn der Sedimentation der unteren Sakamena Gruppe zur Hebung der Grundgebirgskomplexe, zur Ausprägung eines erhöhten Gradienten und zur Ablagerung von Schlammströmen. Am Beginn der Sedimentation stehen Schwemmfächer, die in der unmittelbaren Umgebung der Riftschulter abgelagert wurden. Dabei wurden nicht nur angrenzende Grundgebirgsareale sondern auch Sedimente der Sakoa Gruppe angeschnitten und teilweise erodiert. Im weiteren Verlauf der Sedimentation der unteren Sakamena Gruppe wurde das Relief ausgeglichener und weite Bereiche des Morondava Beckens von verflochtenen Flüssen dominiert.

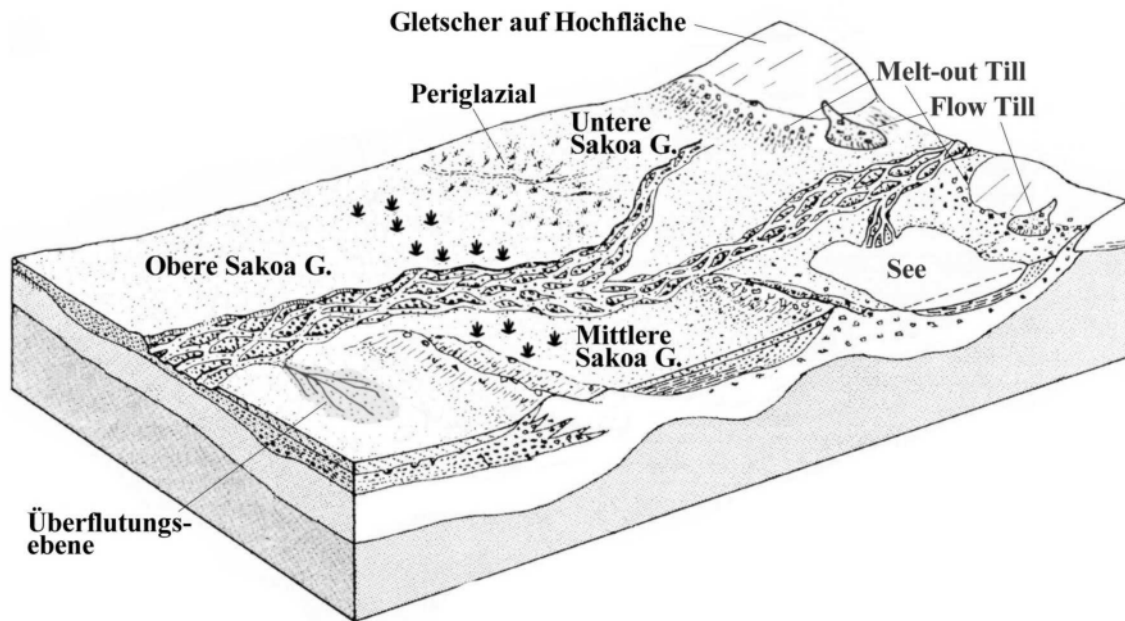


Abb. 4.16: Ablagerungsmodell der Sakoa Gruppe im südlichen Morondava Becken.

Die stark schwankenden Abflusssmengen sprechen für semiarides bis semihumides Klima, bzw. für die Etablierung von Trockenzeiten. Mit der Sedimentation von Gesteinen der mittleren Sakamena Gruppe kam es zu einer grundlegenden Änderung der Fazies. Nun beherrschen lakustrine Ablagerungen den gesamten Beckenbereich. Die fortgeschrittene Nivellierung des Reliefs spricht für eine tektonisch relativ ruhige Phase. Interessanterweise fehlen eindeutige Hinweise auf Sedimente aus dem Übergangsbereich von Flüssen und Seen, wie beispielsweise Deltas. Möglicherweise lag dieser Bereich weiter östlich (aus heutiger Sicht) und wurde durch fortgeschrittene Erosion nicht überliefert. Die Sedimentation der Sakoa sowie der unteren

und mittleren Sakamena Gruppe erfolgte überwiegend durch verflochtene Flußsysteme in Becken, deren Entstehung eng mit divergenten Blattverschiebungen verbunden sind. Im Verlauf der Sedimentation kam es zu einer Aufweitung des Ablagerungsraumes und zu erhöhten Transportweiten. So wurden die Sedimente der Sakoa Gruppe in lokal begrenzten „Pull-Apart“ Becken abgelagert, die Sedimente der Sakamena Gruppe in einem Bereich, der annähernd das gesamte heutige Morondava Becken umfaßte. Mit der Sedimentation der Isalo I Gruppe erfolgte eine grundlegende Änderung des fluviatilen Stils und der Beckengeometrie (vgl. Kap. 3).

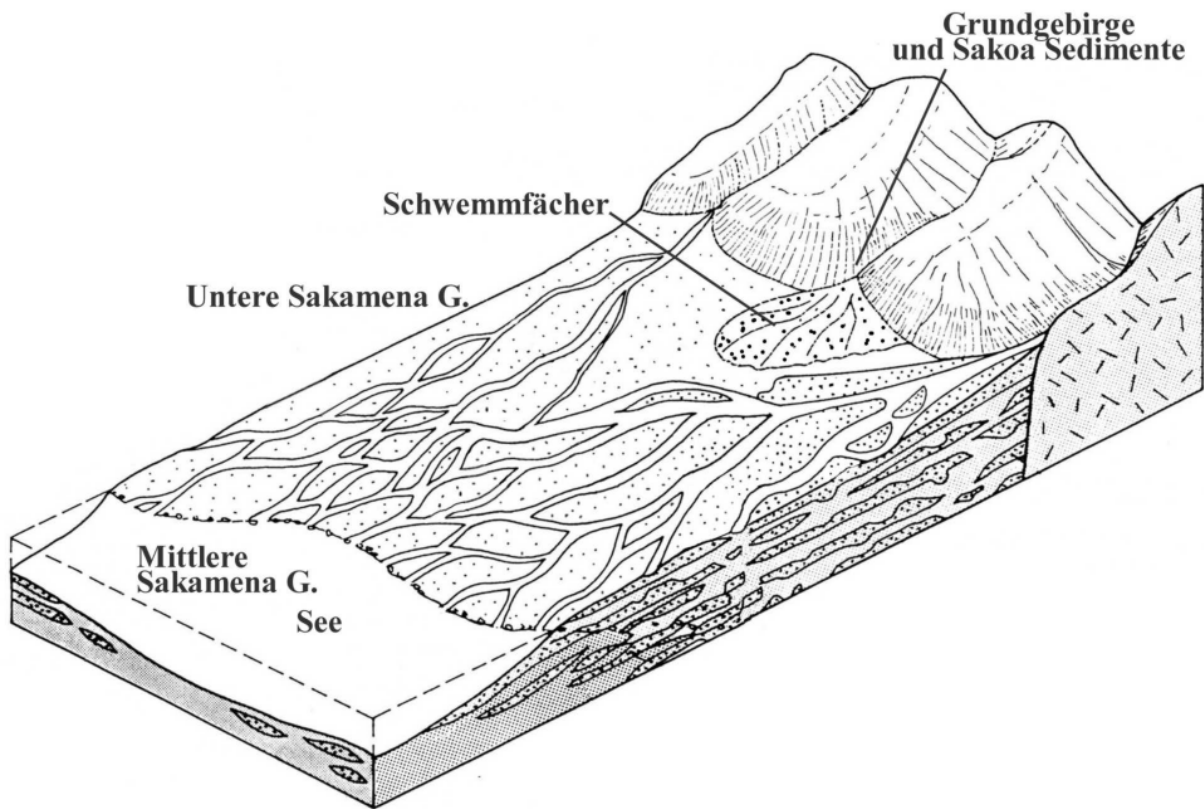


Abb. 4.17: Ablagerungsmodell der unteren und mittleren Sakamena Gruppe.

Die Sedimente der Isalo I Gruppe wurden von mäandrierenden Flüssen abgelagert. Verhältnismäßig große Transportweiten und Aufarbeitung von älteren Sedimenten fanden in einem ausgedehnten Beckenbe-

reich mit weitgehend ausgeglichenem Relief statt. Auch zur Zeit der Sedimentation der Isalo I Gruppe herrschte wechselfeuchtes, semiarides bis semihumides Klima, evtl. mit periodischen Trockenzeiten.

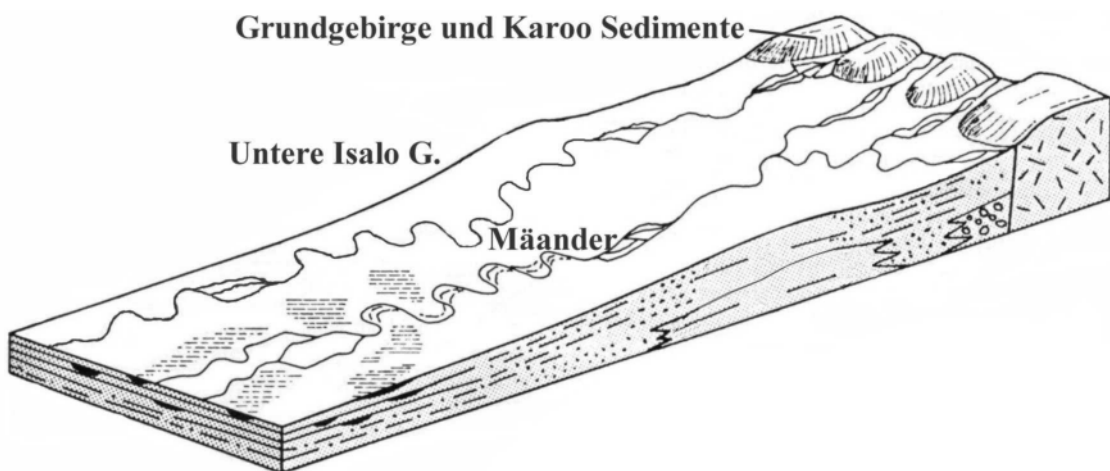


Abb. 4.18: Ablagerungsmodell der Isalo I Gruppe. Verändert nach EINSELE (2000).

5 STRUKTURELLE ENTWICKLUNG DES MORONDAVA BECKENS

5.1 Allgemeines

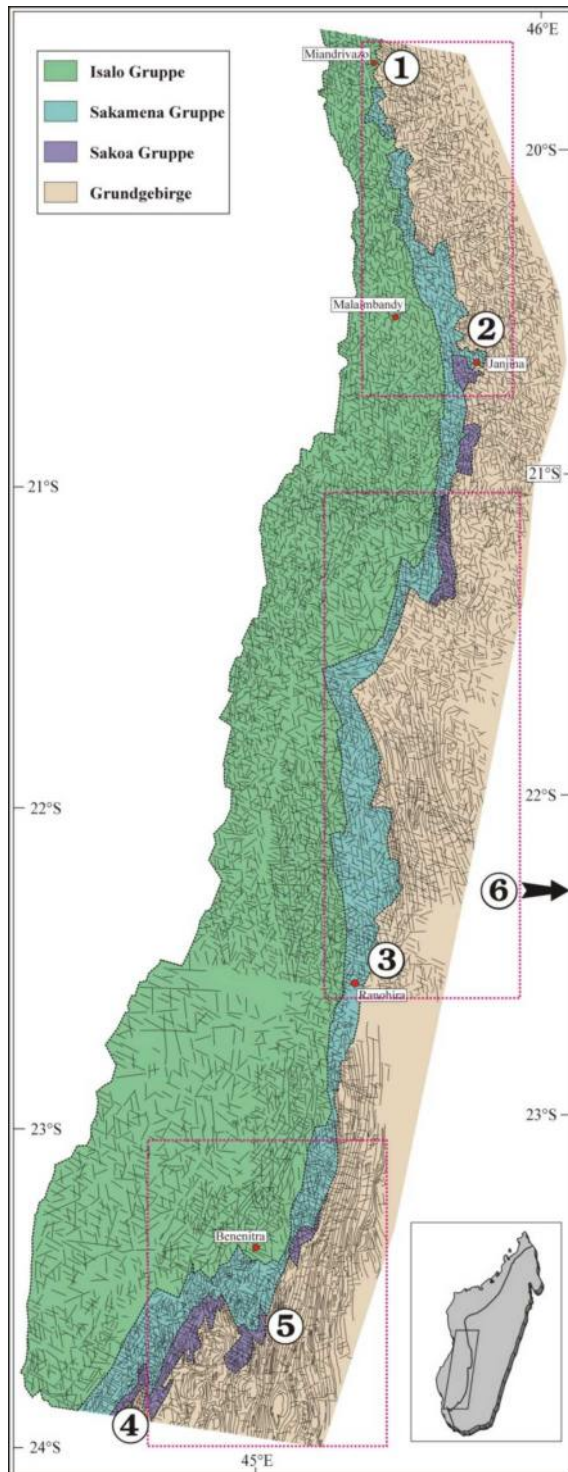


Abb. 5.1: Landsat TM 5 und Spot Satellitenbildinterpretation. Die rote Linie markiert die Vergrößerungen aus dem nördlichen (Abb. 5.2), zentralen (Abb. 5.3) und südlichen (Abb. 5.4 a.) Morondava Becken. 1. bis 6.: Lage der Arbeitsgebiete. 1.: Miandrivazo, 2.: Janjina, 3.: Ranohira, 4.: Sakoa, 5.: Ianapera. 6.: Ihosy (liegt außerhalb der Karte bei S 22°24'328 E 46°08'820).

Zur Rekonstruktion der spätpaläozoischen und mesozoischen Riftentwicklung erfolgte eine detaillierte Vermessung aller duktilen und spröden Strukturen der präkambrischen Kruste im Bereich der Riftschulter sowie des angrenzenden Sedimentbeckens. Sowohl die duktilen als auch die spröden Strukturen wurden hinsichtlich Geometrie und kinematischer Bedeutung bewertet, um den Einfluß des präkambrischen Strukturinventars auf die Kinematik der Extensionsprozesse während des Karoo Riftings zu klären. Darüber hinaus wurde mittels Klufmuster- und Paläospannungsanalysen (vgl. Kap. 6) die Anzahl der verschiedenen Extensionsphasen sowie deren Kinematik bestimmt. Anhand des Strukturinventars in den einzelnen Einheiten der Karoo Abfolge konnte der zeitliche und räumliche Umfang sowie die relativen Altersbeziehungen der spröden Strukturen abgegrenzt werden. Die im

Gelände gewonnenen Daten wurden in sieben regionalen Datensätzen zusammengefaßt. Fünf Regionen beinhalten sowohl Daten aus den Karoo Sedimenten sowie den angrenzenden Grundgebirgskomplexen (vgl. Abb. 3.3; Abb. 5.1); zwei enthalten ausschließlich Daten von Grundgebirgsstrukturen und wurden im Bereich der Ranotsara Scherzone, nahe der Stadt **Iho-sy**, sowie im Bereich der **Ejeda und Ampanihy** Scherzonen aufgenommen. Strukturen aus den Karoo Sedimenten finden sich in folgenden Regionen (von Nord nach Süd):

- **Miandrivazo** und **Janjina**, nördlich der Ranotsara Scherzone
- **Ranohira** (Isalo Nationalpark), im zentralen Morondava Becken
- **Sakoa** und **Ianapera**, im südlichen Morondava Becken

Eine Region beinhaltet dabei mehrere Datensätze, die jeweils aus Strukturen von stratigraphisch äquivalenten Einheiten bestehen und die in der Regel mehreren nahe beieinander gelegenen Aufschlüssen entstammen.

5.2 Kinematische Interpretation von spröden Strukturen

Die kinematische Interpretation bewertet das Bewegungsmuster, bzw. die Verformung, die zur Bildung von spröden Strukturen geführt hat, ohne die damit verbundenen Spannungszustände näher zu betrachten. Oftmals wird Verformung als direkte Folge eines bestimmten Spannungszustandes angesehen, was in vielen Fällen nicht zutrifft (vgl. Kap. 6). Daher wird häufig die Nomenklatur von kinematischen und dynamischen Zuständen synonym genutzt. Während Extension und Kontraktion, bzw. Verkürzung die Kinematik bezeichnen, beschreiben Kompression und Dehnung die Dynamik. Trotzdem werden Extension und Kompression vielfach als gegenseitige Pole eines strukturbildenden

Vorgangs bezeichnet, obwohl die Dynamik Spannungen an Flächen und die Kinematik Längenänderungen beschreibt, und damit beide unterschiedliche Ansätze besitzen. Ebenso werden Transpression und Trans-tension mißverständlich im Zusammenhang mit kinematischen Analysen genutzt, obwohl diese Begriffe bestimmte Spannungszustände definieren. Treffendere Bezeichnungen für die Kinematik von Strukturen, die unter transtensiven oder transpressiven Spannungszuständen entstanden, sind schräge Extension oder schräge Blattverschiebungen (MARRETT & PEACOCK 1999).

Wie Spannungen können auch Verformungen über Ellipsoide beschrieben

werden, deren längste Achse die größte und deren kleinste Achse die geringste Längenänderung repräsentiert. Als Grenzfälle lassen sich koaxiale und nicht-koaxiale Deformation unterscheiden. Im ersten Fall liegen die Achsen des Verformungsellipsoides eines Deformationsinkrementes parallel zu den Achsen des finiten Verformungsellipsoides. Im zweiten Fall unterscheiden sich die Achsen des Verformungsellipsoides eines Deformationsinkrementes deutlich von den Achsen des finiten Verformungsellipsoides. Folglich verändert das finite Verformungsellipsoide während kontinuierlicher Deformation permanent die Orientierung und das Größenverhältnis der Achsen.

Aus der Geometrie und dem Bewegungssinn von Störungen wird auf den Charakter der Gesamtverformung geschlossen (TIKOFF & WOJTAL 1999). Spröde Deformationsstrukturen vertreten lediglich ein Deformationsinkrement in einem Deformationskontinuum. Daher ist es unmöglich, anhand der Bewegungsrichtung

einer Störung den Bewegungsvektor einer Kontinentalplatte zu ermitteln (MOUNT & SUPPE 1993). Bei schräger Konvergenz oder Divergenz ist dieses homoaxiale Modell nicht anwendbar, da es den Betrag von Blattverschiebungstektonik nicht einbezieht. Parallelen zwischen Plattenbewegung und der Bewegungsrichtung einer Störung ist nur gegeben, wenn die Deformationszone orthogonal zur Plattenbewegung steht (FOSSEN & TIKOFF 1998). Erschwert wird die kinematische Interpretation, da bei schräger Konvergenz oder Divergenz ein hohes Maß an Partitionierung zwischen Extension oder Verkürzung und Blattverschiebungen auftritt. Darüber hinaus werden einzelne Bereiche der Deformationszone durch Rotation und Verkipfung aus ihrer ursprünglichen Position versetzt (BASILE & BRUN 1999). Daher muß für eine schlüssige kinematische Interpretation von spröden Strukturen die Gesamtheit aller Deformationsinkremente betrachtet werden.

5.3 Strukturen des Präkambrischen Grundgebirges: Ausgangssituation vor Riftbeginn

Die Grundgebirgsgesteine im Bereich der Riftschulter des Morondava Beckens bestehen überwiegend aus granulit- und amphibolitfaziellen Metamorphiten (WINDLEY et al. 1994). Im Norden (**Mian-drivazo** und **Janjina**) treten Amphibolite,

felsische Orthogneise, Glimmergneise, Glimmerschiefer und Migmatite auf. Im zentralen Bereich (**Ranohira**) sind es Alkaligranite und Amphibolbändergneise. Im Süden des Morondava Beckens (**Sakoa** und **Ianapera**) bestehen die Grundge-

birgsgesteine aus Amphiboliten, Biotit-Hornblende-Gneisen, Granuliten, Marmor und Migmatiten. In der Regel besitzen

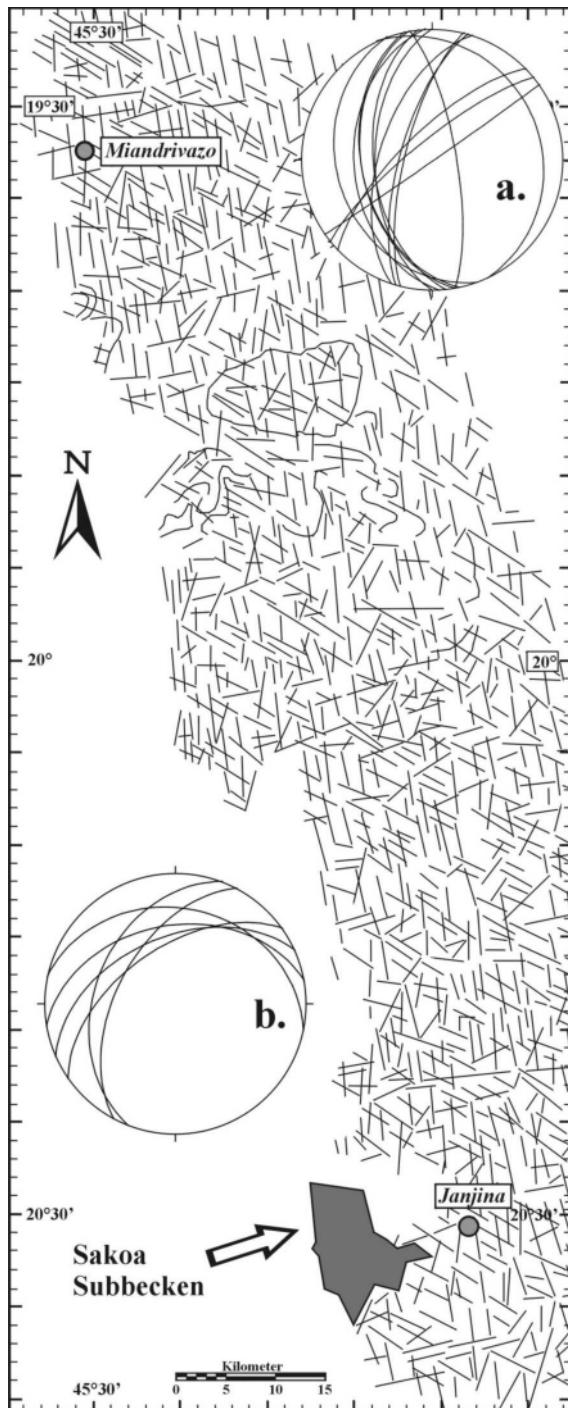


Abb. 5.2: Landsat TM 5 Satellitenbildlineamente aus dem nördlichen Morondava Becken. a.: Großkreisdarstellung von Foliationsflächen der Grundgebirgsgneise in der Gegend von Miandrivazo, b.: Großkreisdarstellung von Foliationsflächen der Grundgebirgsgneise nahe des Dorfes Janjina.

die Grundgebirgsgesteine eine gut ausgeprägte Paralleltexur. Die duktilen Strukturen bzw. Anisotropien in den Grundgebirgsgesteinen bewirken unter Umständen eine Vorzeichnung für spätere bruchhafte Verformungen und können bei günstiger räumlicher Orientierung die Entwicklung der späteren Extensionsphase bestimmen.

Während die Grundgebirgsgneise im Bereich der Riftschulter im zentralen (Abb. 5.3) und südlichen (Abb. 5.4) Morondava Becken stark von panafrikanischen Scherzonen überprägt wurden, sind **im nördlichen Morondava Becken** (Abb. 5.2) keine großräumigen, spät-panafrikanischen Scherzonen nachgewiesen worden. Hier beschränken sich duktile Deformationselemente auf eine gut ausgeprägte Foliation in den Gneisen. Die Foliationsflächen streichen in der **Region Miandrivazo** N-S bis NNW-SSE und NE-SW, in der **Region Janjina** NNE-SSW bis E-W (Abb. 5.2 b.) bei mittleren Einfallswinkeln um 50° .

Da die Aufschlußverhältnisse in beiden Regionen sehr schlecht sind, kann nicht eindeutig geklärt werden, ob die Unterschiede in den Streichrichtungen auf eine großräumige Faltung der Grundgebirgsgneise, Blockrotation in einer sehr späten panafrikanischen Deformationsphase oder während der Extensionsphase im Perm und der Trias zurückzuführen sind.

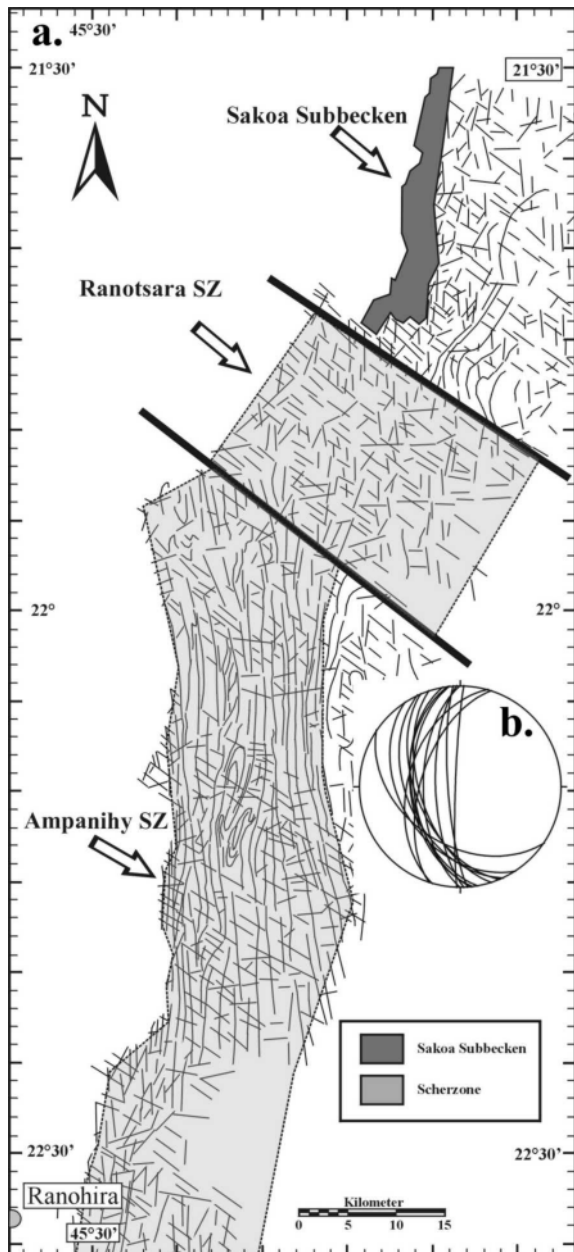


Abb. 5.3 a.: Landsat TM 5 Satellitenbildlineamente aus dem zentralen Morondava Becken. Lage der Scherzonen nach MARTELAT et al. (2000), MARKL et al. (2000) und PILI et al. (1997). b.: Großkreisdarstellung von Foliationsflächen der Grundgebirgsgneise in der Umgebung der Stadt Ihoity in der Ranotsara Scherzone.

Die Riftschulter **im zentralen Morondava Becken** folgt der etwa N-S streichenden Ampanihy Scherzone (Abb. 5.3 a.) und wird an der Ranotsara Scherzone nach Osten versetzt. Innerhalb der Scherzonen

verläuft das vorherrschende Strukturelement N-S (Ampanihy Scherzone) bzw. NNW-SSE (Ranotsara Scherzone). Dieses Strukturelement ist eine straffe Foliation, die bestehende duktile Deformationselemente während der panafrikanischen Orogenese intensiv überprägt hat (MARTELAT et al. 2000). Leider befand sich der einzige verwertbare Aufschluß von Grundgebirgsgesteinen in der **Region Ranohira** in einem Alkaligranit, so daß hier keine Messung von Foliationsflächen vorgenommen werden konnten. Innerhalb der Ranotsara Scherzone streichen die Foliationsflächen NNE-SSW bis NW-SE (Abb. 5.3 b.). Die Entwicklung der Riftschulter im Norden des Morondava Beckens war vermutlich mechanisch eng an beide Richtungen gekoppelt.

Im Süden des Morondava Beckens (Abb. 5.4 a.) folgt die Riftschulter dem Verlauf der Ejeda und der Ampanihy Scherzone. Dabei wurde allerdings der Verlauf und die Verbreitung der Ejeda Scherzone der Literatur entnommen (vgl. z.B. MARTELAT et al. 2000). In den Scherzonen sind die Gneise straff foliiert, mit nahezu vertikal einfallenden Foliationsflächen. In den Bereichen zwischen den Scherzonen sind die Grundgebirgsgesteine mehrphasig stark verfaultet worden, wobei es zur Anlage von Falteninterferenzen und Dom und Becken Strukturen kam (MARTELAT et al. 2000; PILI et al. 1997).

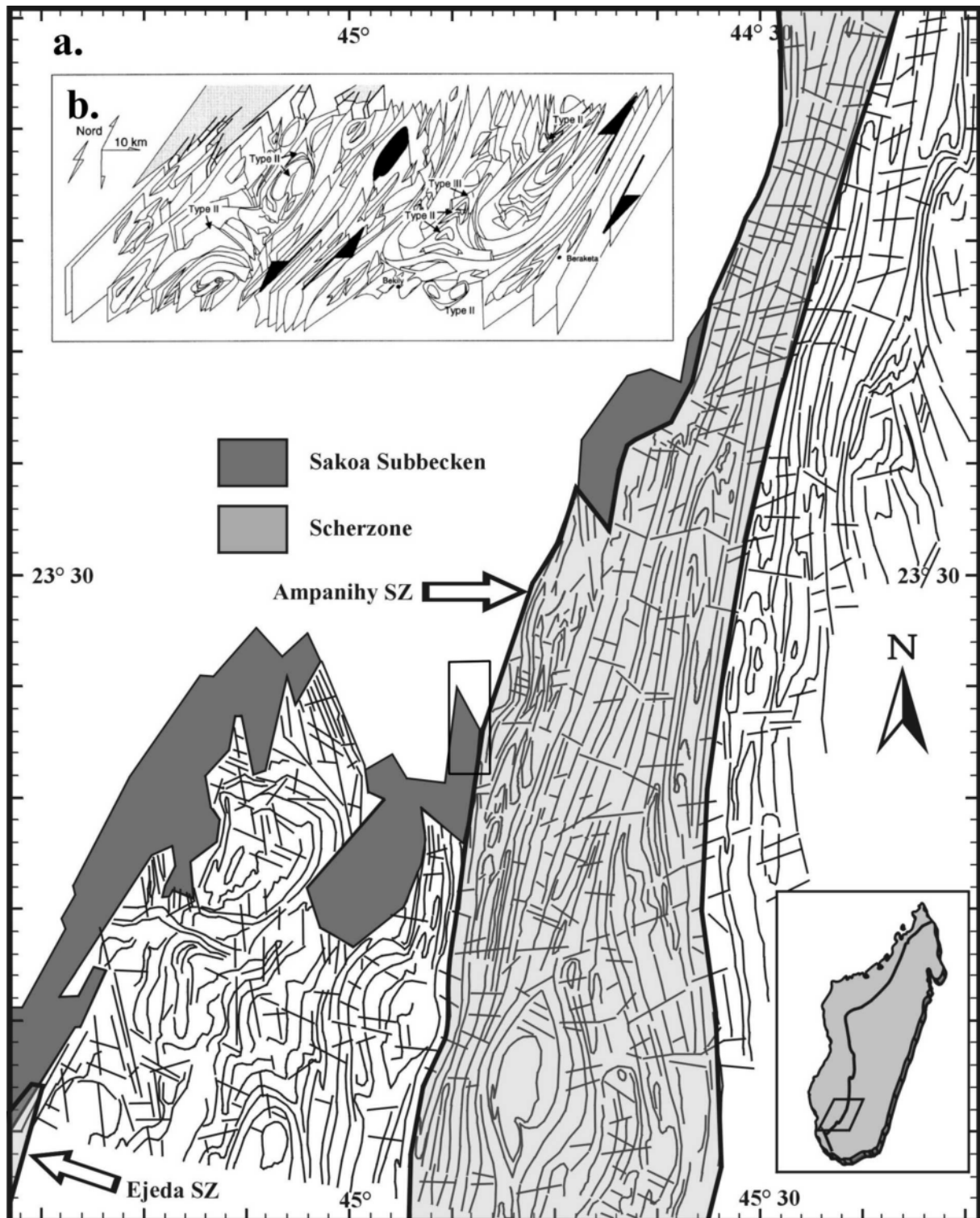


Abb. 5.4 a.: Landsat TM 5 Satellitenbildlineamente aus dem südlichen Morondava Becken. Lage der Scherzonen nach MARTELAT et al. (2000), MARKL et al. (2000) und PILI et al. (1997). b.: Schematisches Blockbild der Grundgebirgsstrukturen im Bereich der Ampanihy und Beraketa Scherzone, stark verfaltete Gesteine mit Falteninterferenzen Typ II und III nach RAMSAY (1967) in den Gebieten zwischen den Scherzonen (MARTELAT et al. 2000). Das Rechteck im Zentrum des Bildes markiert die Position der Darstellung aus Abb. 5.6.

Daher ist hier die Varianz der Einfallswinkel und der Streichrichtungen der Folia-

tionsflächen verglichen mit den Werten aus den Scherzonen wesentlich höher

(Abb. 5.4 b., Abb. 5.5.). So wie der Verlauf des Morondava Beckens, wenigstens im zentralen und südlichen Bereich, weitgehend dem Streichen der panafrikanischen Scherzonen folgt, ist auch die Verbreitung der Sakoa Subbecken regional eng mit dem Auftreten der Scherzonen verbunden. Im regionalen Maßstab ist der Verlauf der Sakoa Subbecken annähernd parallel zum Streichen der Foliationsflächen des Grundgebirges (Abb. 5.5 a., b., g.). Die Orientierung der Foliationsflächen südlich und südöstlich des Morondava Beckens folgt im wesentlichen zwei unterschiedlichen Trends. Einerseits existiert eine Gruppe steilstehender NNE- bis NE-streichender Flächen (Abb. 5.5 a., b., e., g.) und andererseits eine Gruppe mit relativ variablem Streichen und mittleren Einfallswinkeln (Abb. 5.5 c., d., f.). Während die erste Gruppe ausschließlich von der Ejeda und Ampanihy Scherzone bestimmt wird, ist die zweite Gruppe von den Dom und Becken Strukturen beeinflusst. Allerdings sind unter der zweiten Gruppe wahrscheinlich auch Messungen aus dem Bereich der Ampanihy Scherzone (Abb. 5.5 c., d.) zu finden.

Interpretation:

Abgesehen von den Graniten besitzen alle Grundgebirgsgesteine gut ausgeprägte Anisotropien, die regional zumindest im

Frühstadium der Riftentwicklung strukturbildend gewirkt haben. So folgt die Riftschulter im zentralen und südlichen Bereich des Morondava Beckens dem Verlauf der Ejeda und Ampanihy Scherzone. Die mylonitische Foliation dieser Scherzonen wahr vermutlich als Schwächezone wirksam, entlang derer sich die großen, das Becken begrenzenden Störungen entwickeln konnten. Dies wird besonders im Süden des Morondava Beckens deutlich, wo die Verteilung der Sakoa Subbecken eng an die Scherzonen gekoppelt sind. Im Norden ist zwar das Streichen der Foliation oft wie das Streichen im zentralen und südlichen Bereich des Beckens orientiert, jedoch fallen im Norden die Foliationsflächen wesentlich flacher ein. Da die frühen Blattverschiebungen und Abschiebungen der Riftentwicklung (s.u.) sehr steil stehen, schneiden diese die Foliation in spitzen Winkel. Da besonders in der Region Janjina viele Foliationsflächen nahezu senkrecht zu diesen Störungen orientiert sind, ist die strukturelle Vorzeichnung des Grundgebirges für die Riftentwicklung im Norden des Morondava Beckens ungünstig orientiert. Vermutlich hat aus diesem Grund die Riftentwicklung im Norden des Morondava Beckens später als im Süden eingesetzt.

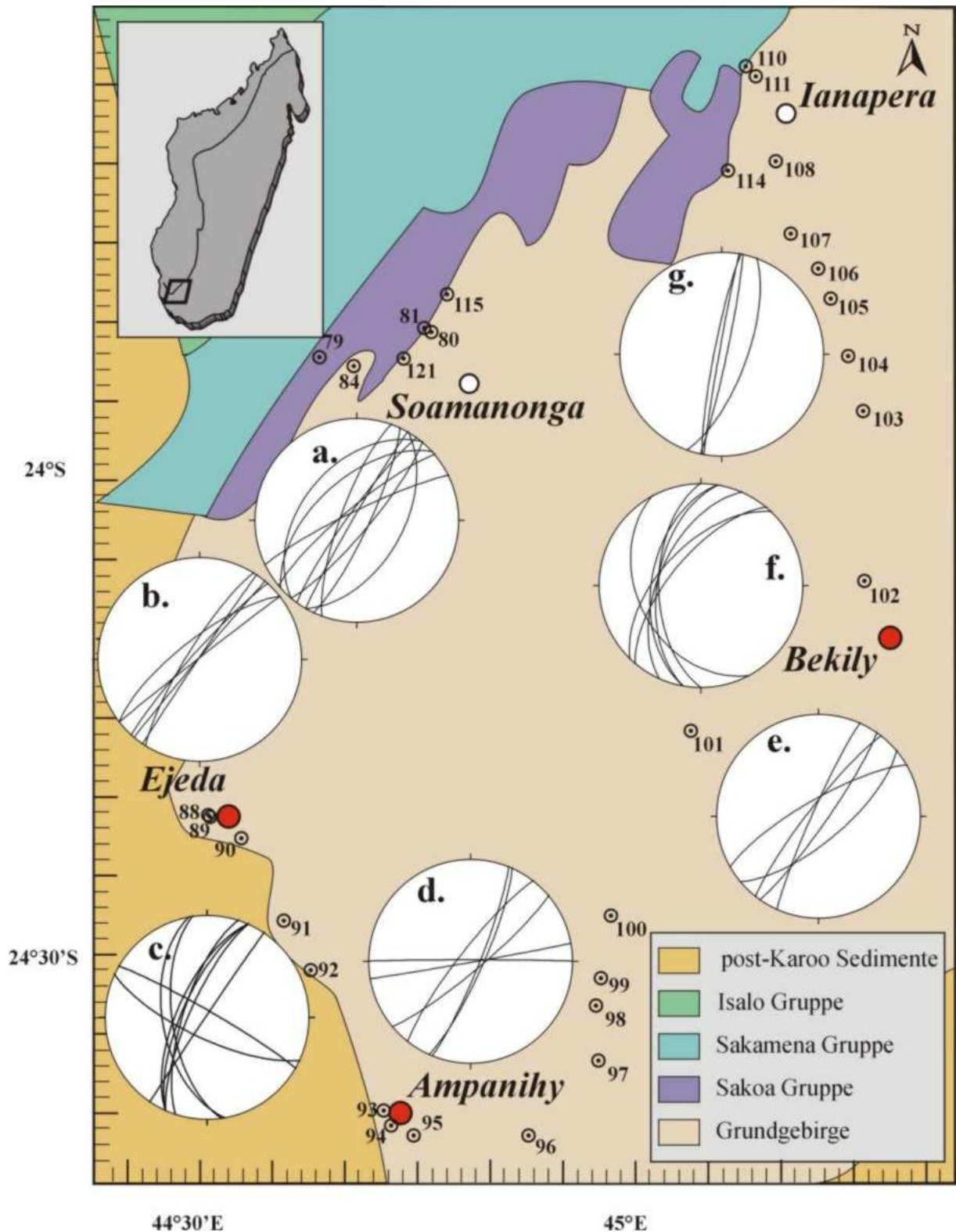


Abb. 5.5: Grundgebirgsstrukturen im Grundgebirgskomplex südlich des Morondava Beckens. a. bis g.: Großkreisdarstellungen von Foliationsflächen. a.: Aufschlüsse 79, 80, 81, 84, 115, 121; b.: Aufschlüsse 88 bis 90; c.: Aufschlüsse 91 und 92; d.: Aufschlüsse 93 bis 96; e.: Aufschlüsse 97 bis 101; f.: Aufschlüsse 102 bis 108; g.: Aufschlüsse 110, 111, 114. Geologische Karte vereinfacht nach BESAIERIE (1964).

5.4 D1 Deformation - Blattverschiebung (unteres Perm)

Die Beckenbildung des Morondava Beckens begann zunächst in sehr begrenzten Arealen, die teilweise tektonisch nur verhältnismäßig kurz aktiv waren. So existieren beispielsweise Bereiche, in denen nur Sedimente der unteren oder oberen Sakoa Gruppe abgelagert wurden (Abb. 3.6). Bei kontinentalem Rifting mit orthogonaler Extension wären jedoch auch schon im Frühstadium langgestreckte Bereiche entlang des Beckenrandes zu erwarten, in de-

nen Extension, Absenkung und Hebung der Riftschulter über den gesamten Zeitraum der Beckenöffnung stattgefunden haben. Hinweise auf eine abweichende Kinematik im Frühstadium der Beckenöffnung finden sich in den Sedimentationsmustern und der Beckengeometrie (Kap. 3), in den Karoo Sedimenten selbst (Kap. 4) sowie direkt in den SPOT 4 Satellitenbildern (Abb. 5.6).

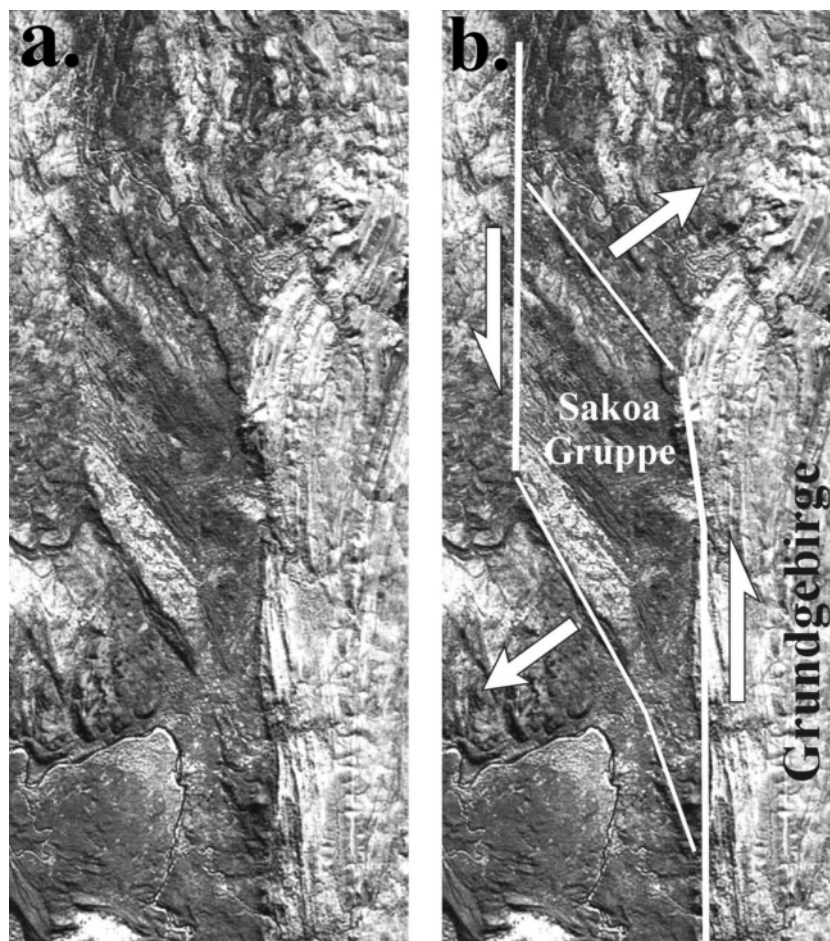


Abb. 5.6 a.: Ausschnitt aus einem SPOT 4 Satellitenbild aus dem Süden des Morondava Beckens; b.: Kinematische Interpretation von Abb. 5.13 a. Die untere Bildkante entspricht etwa 5 km. Position des Bildes dargestellt in Abb. 5.4 a.

Im Süden des Morondava Beckens, südwestlich von Ianapera, wurden Sedimente der oberen Sakoa Gruppe in einer rhombischen Struktur abgelagert (Abb. 5.6 a.). Diese Großstruktur wird durch zwei Blattverschiebungen gebildet, die linksseitig gegeneinander versetzt sind. Vermutlich werden die Blattverschiebungen durch Abschiebungen verbunden und bilden ein Pull-Apart Becken. Beckenbildung, bzw. Absenkung und Sedimentation können in dieser geometrischen Konstellation nur erfolgen, sofern entlang der Blattverschiebungen ein sinistraler Versatz stattgefunden hat. Ein dextraler Versatz entlang von linksseitig versetzten Blattverschiebungen hat lokal begrenzte Konvergenz und Hebung einer „Rhomb-Horst Struktur“ zufolge (HATCHER 1995). Die Blattverschiebungen waren zeitgleich mit der Sedimentation der oberen Sakoa Gruppe, also während des unteren und oberen Perm, aktiv.

In vielen Gesteinen der Sakoa Gruppe finden sich konjugierte Scherklüfte, die sich unter einem Winkel von etwa 60° schneiden und deren Schnittlinie annähernd senkrecht steht (Fototafel 5 - 2). Während eine der Klufscharen dieses konjugierten Klufsystems eine Streichrichtung von NNE-SSW bis NE-SW besitzt, streicht die andere Klufschare NNW-SSE bis NW-SE. Das Einfallen aller Klüfte ist mit 65° bis 90° steil bis senkrecht. Aus der Geometrie der Winkelhalbierenden der

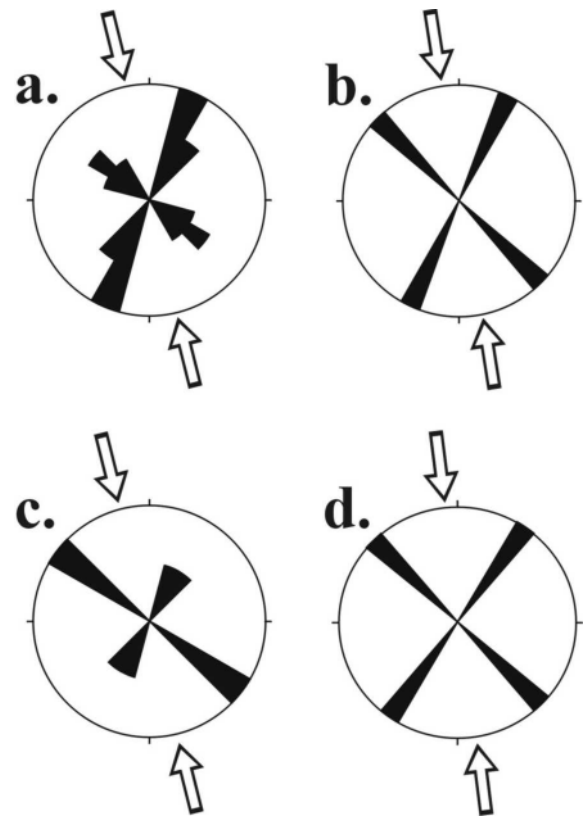


Abb. 5.7: Klufstrosendiagramme von konjugierten Scherklüften aus Sedimenten der Sakoa Gruppe. a.: untere Sakoa Gruppe - Region Sakoa (Zahl der Meßwerte $n = 15$, Aufschlüsse 80 bis 83); b.: untere Sakoa Gruppe - Region Sakoa ($n = 4$, Aufschlüsse 115, 116, 118); c.: mittlere Sakoa Gruppe - Region Sakoa ($n = 4$, Aufschlüsse 117, 120); d.: obere Sakoa Gruppe - Region Ianapera ($n = 5$, Aufschlüsse 112, 113), die Pfeile zeigen die Orientierung der maximalen Hauptspannungsachse. Lage der Aufschlüsse dargestellt in Abb. 3.6.

Klufscharen folgt für die Lage der größten Hauptspannungsachse eine NNW-SSE Orientierung (Abb. 5.7). Nach Separierung der Störungsdaten aus der Sakoa Gruppe, d.h. nach Entfernung der konjugierten Klüfte sowie Störungen aus der triassischen Deformationsphase (NW-Extension, s. Kap. 5.6) verbleibt ein Störungsdatensatz, der etwa synsedimentär mit der Sakoa Gruppe angelegt wurde. Die Störungen der unteren Sakoa Gruppe streichen NNE-

SSW, NE-SW und NW-SE bis WNW-ESE mit steilen Einfallswinkeln von 75° bis 85° (Abb. 5.8 a.). Die Störungen der oberen Sakoa Gruppe streichen NNW-SSE und E-W bei Einfallswinkeln von 65° bis 75° (Abb. 5.8 b.).

In der **Region Sakoa** sind diskordant auf Migmatiten auflagernde Diakritite der unteren Sakoa Gruppe aufgeschlossen. Der Kontakt beider lithologischer Einheiten besteht aus einer unregelmäßig gewellten Fläche und wurde stellenweise tektonisch überprägt. Annähernd horizontale Harnischstriemungen auf den Störungsflächen belegen die Dominanz von horizontaler Scherung während der frühen Riftphase (Fototafel 5 - 3, 5 - 4).

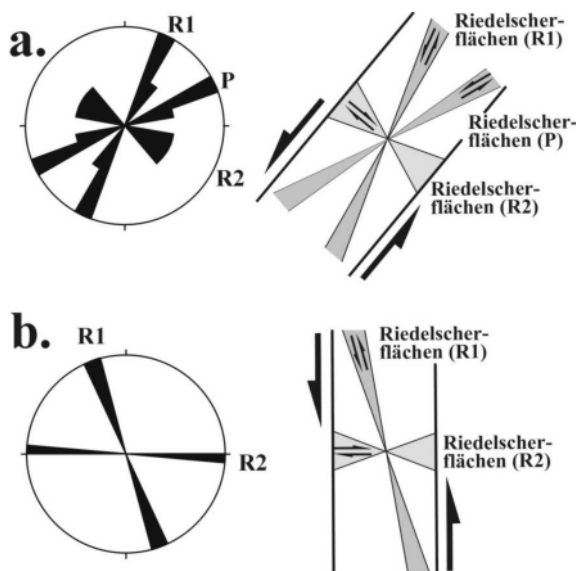


Abb. 5.8: Klufrosendiagramme von Störungen aus Sedimenten der Sakoa Gruppe im Süden des Morondava Beckens sowie ihre kinematische Interpretation im Zusammenhang mit einer spröden Scherzone. a.: untere Sakoa Gruppe - Region Sakoa (n = 10, Aufschlüsse 80 - 83); b.: obere Sakoa Gruppe - Region Ianapera (n = 3, Aufschlüsse 112, 113).

Im Norden des Morondava Beckens sind in Grundgebirgsgesteinen Überschiebungsflächen aufgeschlossen, die eine konvergente Duplexstruktur bilden (Fototafel 5 - 1). Die Überschiebungen fallen mit 35° bis 60° nach NW bzw. SSE ein (Abb. 5.9) und belegen damit eine etwa NW-SE gerichtete Einengung. Unter der Annahme, daß diese „Rhomb-Horst Struktur“ im frühen Stadium der Beckenöffnung, d.h. entlang einer dextralen Scherzone (s.u.) gebildet wurde, muß sie zwischen linksseitig gegeneinander versetzten Blattverschiebungen entstanden sein. Dabei wurde vorausgesetzt, daß die Blattverschiebungen dem rezenten Trend des Beckenrandes im

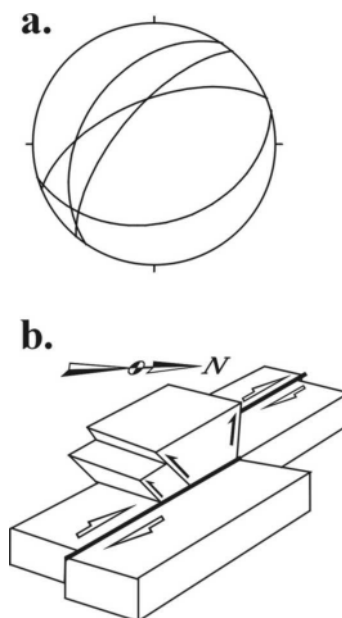


Abb. 5.9 a.: Großkreisdarstellung von Überschiebungsflächen einer konvergenten Duplexstruktur aus Grundgebirgsgesteinen im Norden des Morondava Beckens - Region Miandrivazo (Aufschluß 11); b.: kinematische Interpretation von Abb. 5.9 a. Lage von Aufschluß 11 dargestellt in Abb. 3.4.

Norden des Morondava Beckens folgen, also ungefähr NNW-SSE streichen. Bedauerlicherweise wurden im Norden des Morondava Beckens keine N-S bis NNW-SSE streichenden Störungen mit deutlichem Lateralversatz gefunden, die die Entstehung der konvergenten Duplexstruktur eindeutig mit der frühen Beckenöffnung in Beziehung setzen würden. Allerdings finden sich in den Grundgebirgsgesteinen der **Regionen Miandrivazo und Janjina** konjugierte Scherklüfte, die eine ungefähr N-S orientierte größte Hauptspannungsachse anzeigen. Diese Scherklüfte sind zwar kein eindeutiger Beleg, aber ein guter Hinweis auf mögliche Lateralbewegungen.

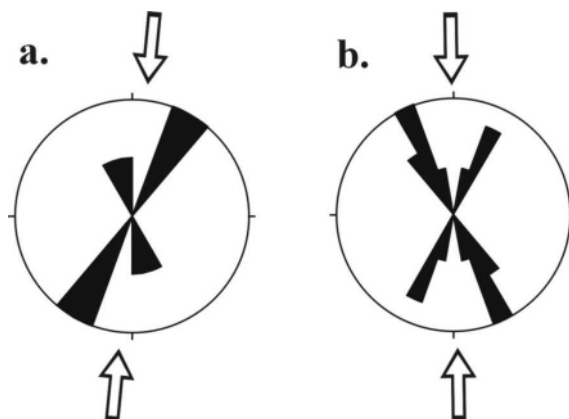


Abb. 5.10: Kluftrösendiagramme von konjugierten Scherklüften aus Grundgebirgsgesteinen im Norden des Morondava Beckens a.: Region Janjina ($n = 7$, Aufschlüsse 16 und 20); b.: Region Miandrivazo ($n = 16$, Aufschlüsse 4, 5, 30, 31, 32). Die Pfeile zeigen die Orientierung der maximalen Hauptspannungsachse.

Interpretation:

Die Klufmuster der Sakoa Gruppe belegen, daß während des frühen Stadiums der Beckenöffnung nicht, wie zu erwarten, Extensi-

on sondern Lateralbewegungen die Riftkinematik kontrollierten. Während in Abschiebungssystemen die maximale Hauptspannungsachse senkrecht steht, ist in Blattverschiebungssystemen die mittlere Hauptspannungsachse senkrecht orientiert. Diese Konstellation des Spannungstensors kann aus den konjugierten Klüften entnommen werden.

Die Interpretation der Störungen aus den Sedimenten der Sakoa Gruppe erfolgt unter der Annahme, daß die panafrikanischen Scherzonen als Scherbahnen während der frühen Riftphase reaktiviert wurden, und sich zu großen Blattverschiebungen entwickelten. Mit den Lateralbewegungen an den spröden Scherzonen öffneten sich Pull-Apart Becken (Abb. 5.6) deren Geometrie von der Orientierung der panafrikanischen Scherzonen bestimmt wurden. Während die spröde Scherzone der unteren Sakoa Gruppe am Sakoa Fluß den NE-SW streichenden duktilen Strukturen der Ejeda Scherzone folgt, liegen die Strukturen der oberen Sakoa Gruppe in der Region Ianapera parallel zur etwa N-S streichenden Ampanihy Scherzone (Abb. 5.4, Abb. 5.8). Auch wenn die Sedimentation der madagassischen Karoo Sedimente bereits im obersten Karbon begonnen hatte, so erfolgten erste tektonische Aktivitäten vermutlich erst ab dem unteren Perm. Der Kontakt von Grundgebirgsgesteinen und Diamiktiten der unteren Sakoa Gruppe besteht aus einer unregelmäßig gewellten Flä-

che, die keine synsedimentäre Tektonik belegt. Die gewellte Form der Kontaktfläche sowie das stellenweise Fehlen von Harnischstriemung sind Hinweise für den erosiven, bzw. glazialen Ursprung des Kontaktes. Die Kontaktfläche wurde erst zu einem späteren Zeitpunkt tektonisch überprägt. Daher ist der Beginn des Rifting fröhestens mit der Ablagerung der Seesedimente im unteren Perm, in der Assel Stufe, gleichzusetzen.

Die Öffnung von Pull-Apart Becken erfolgt zunächst über synthetische Riedelscherflächen (R1-Flächen), wodurch zunächst s- oder z-förmige Grabenstrukturen gebildet werden. Ab einem bestimmten Punkt kann die Verformung durch Bewegungen an synthetischen Riedelscherflächen nicht vollständig aufgenommen werden, und es bilden sich antithetische Riedelscherflächen (R2-Flächen). Die Zunahme von Bewegungen an den antithetischen Riedelscherflächen führt dann zur rhombischen Geometrie von Pull-Apart Becken. An den antithetischen Riedelscherflächen, die mit Winkeln von durchschnittlich 65° zur Blattverschiebung stehen, findet auch Extension mit der Entwicklung von Abschiebungen statt. Normalerweise besitzen Pull-Apart Becken ein Verhältnis von 5:1 von Länge zu Breite, ältere Becken können aber durch Migration von aktiven Störungen eine langgestreckte, schmale Form annehmen (BASILE & BRUN 1999). Die Störungen aus der unteren Sakoa Gruppe (Abb. 5.8 a.) sind durch die Kine-

matik der Öffnung von Pull-Apart Becken entlang einer NE-SW streichenden, spröden Scherzone bestimmt worden. So entsprechen

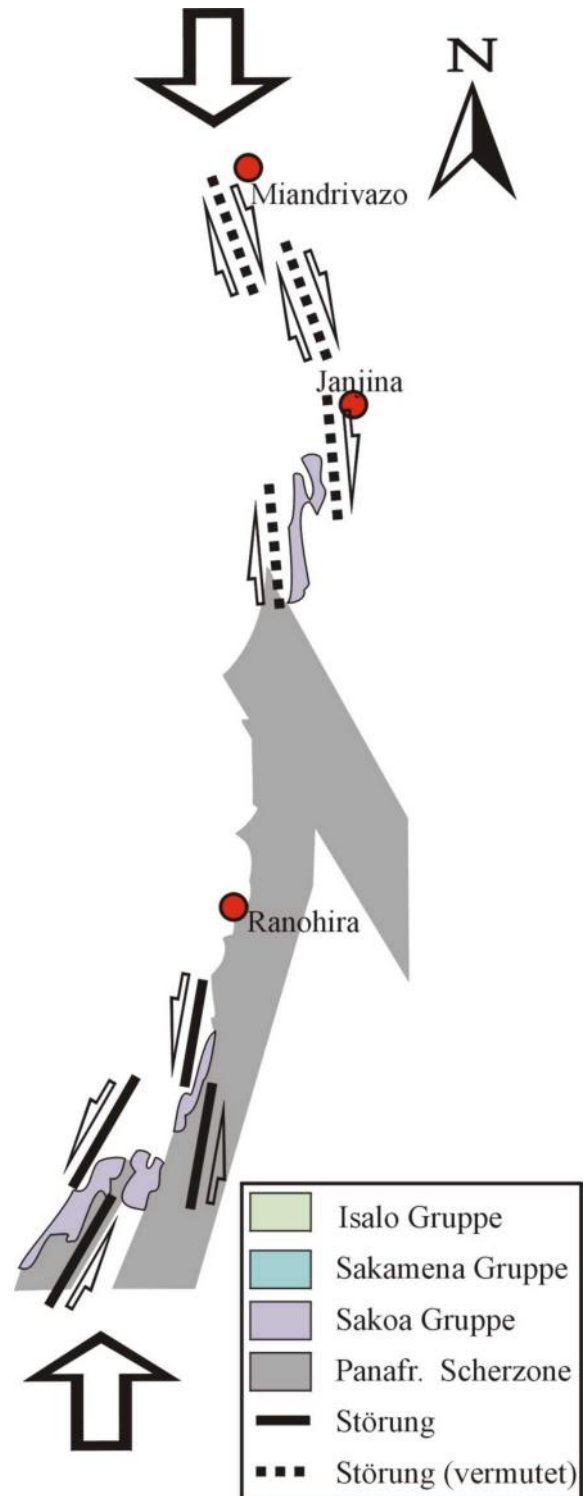


Abb. 5.11: Modell für die Riftkinematik im Frühstadium der Beckenöffnung während der Sedimentation der Sakoa Gruppe. Die Pfeile zeigen die Orientierung der maximalen Hauptspannungsachse. Die Linien markieren den hypothetischen Verlauf wichtiger Störungen.



Fototafel 5: Tektonik 1 – D1 und D2 Deformation.

- 1: Konvergente Duplexstruktur in Muskowitgneisen, nördliches Morondava Becken, Miandrivazo.
- 2: Konjugierte Scherklüfte, untere Sakoa Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 3: Gestörter Kontakt von Diamiktiten der unteren Sakoa Gruppe und Migmatiten, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 4: Blattverschiebung mit annähernd horizontaler Harnischstriemung am Diamiktit/Migmatit-Kontakt (vgl. Fototafel 5 – 3), südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 5: Trapezförmige Mächtigkeitszunahme im Hangenden einer synsedimentären Abschiebung, untere Sakamena Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.
- 6: Konjugierte Scherklüfte, untere Sakamena Gruppe, südliches Morondava Becken, Sakoa Fluß.

die NNE-SSW streichenden Störungen den synthetischen Riedelscherflächen (R1), die NE-SW streichenden Störungen den P-Flächen und die NW-SE bis WNW-ESE streichenden Störungen den antithetischen Riedelscherflächen (R2). Da in der Regel jedoch eindeutige Bewegungssinnindikatoren auf den Störungsflächen fehlen, kann es sich bei den antithetischen Riedelscherflächen (R2) teilweise auch um Abschiebungen handeln. Auch die Störungen aus der oberen Sako Group (Abb. 5.8 b.) sind durch die Kinematik einer N-S streichenden spröden Scherzone bestimmt worden. Hier entsprechen die NNW-SSE streichenden Störungen den synthetischen Riedelscherflächen (R1) und die E-W streichenden Störungen den antithetischen Riedelscherflächen (R2). Unter Umständen kann es sich bei diesen Störungen ebenfalls um Abschiebungen handeln.

Während im Süden des Morondava Beckens sinistrale Blattverschiebungen direkt aus den geometrischen Beziehungen von Spannungsansatz und reaktivierten Flächen sowie aus Satellitenbildern nachgewiesen wurden, fehlt ein eindeutiger Beleg für den Norden des Morondava Beckens. An Hand von konjugierten Scherklüften konnte im gesamten Morondava Becken eine etwa N-S orientierte maximale Hauptspannungsachse nachgewiesen werden. Bei einem N-S orientierten Spannungsansatz werden die N-S und NNW-SSW orientierten Anisotropien

im Grundgebirge des südlichen Morondava Beckens als sinistrale Blattverschiebungen reaktiviert (Abb. 5.11). Sofern die sinistralen Blattverschiebungen linksseitig gegeneinander versetzt sind, kann Dehnung und Beckenbildung einsetzen. Derselbe Spannungsansatz führt im Norden des Morondava Beckens zu einem dextralen Versatz von NNW-SSE streichenden Störungsflächen, die, sofern sie rechtsseitig gegeneinander versetzt sind, kompressive Strukturen verursachen können. Im Bereich der Ranotsara Scherzone treffen beide Blattverschiebungssysteme aufeinander, wobei das nördliche, dextrale Störungssystem gegen das südliche, sinistrale Störungssystem nach Osten versetzt ist. (Abb. 5.11). Wegen des unterschiedlichen Relativversatzes beider Blattverschiebungssysteme konnte sich auch hier ein Bereich mit Krustendehnung und Sedimentation entwickeln.

Die zeitliche Einordnung der konvergenten Duplexstruktur ist nicht völlig gesichert. Aufgrund der NW-SE gerichteten Einengung kann eine Entstehung während der panafrikanischen Orogenese allerdings ausgeschlossen werden, da zu dieser Zeit E-W gerichtete Verkürzung in Nordost- und Ostafrika vorherrschte (DELVAUX 2001a; SHACKLETON 1996). In der postorogenen Phase der panafrikanischen Orogenese haben sich jedoch in Nordost- und Ostafrika spröde Scherzonen gebildet, deren Orientierung und Kinematik die Bildung dieser Duplexstruktur

verursacht haben könnte. So werden beispielsweise aus dem Arabisch-Nubischen Schild (ABDELSALAM & STERN 1996), aus der Delgo Suturzone im Nordwesten des Sudans (DENKLER et al. 1994), aus Kenia (SHACKLETON 1996), aus dem Bereich des Ubende Faltengürtels im Westen Tansanias (KLERKX et al. 1998; SHACKLETON 1996) und aus der Cobué Zone im Nordwesten von Mosambique (SHACKLETON 1996) NW bis NNW streichende, überwiegend sinistrale Blattverschiebungszonen beschrieben. Es ist also durchaus denkbar, daß während der postorogenen „Escape“ Tektonik NE-SW streichende Überschiebungen angelegt wurden. Gegen diese These spricht allerdings, daß diese überregionalen Vorgänge innerhalb des gesamten Morondava Beckens deutliche Strukturen hinterlassen haben müßten und sich nicht auf den Norden beschränken würden. Auch paßt die Entstehung der konvergenten Duplexstruktur sehr gut in die Kinematik der frühen Riftphase und wird daher der Riftphase der Pull-Apart Becken Öffnung zugeordnet. Somit verursacht der Mechanismus, der im Süden des Morondava Beckens und nördlich der Rantsara Scherzone zur Öffnung von Pull-Apart Becken führt, bei gleichem Versatz von en échelon Anordnung aber veränderter Relativbewegung der Blattverschiebungen im Norden lokale Einengung und Hebung. An Scherung gekoppelte Einengung muß im Norden des Morondava Beckens zwischen

linksseitig gegeneinander versetzten dextralen Blattverschiebungen erfolgt sein. Vermutlich hat die Scherung an NNW-SSE streichenden Störungen stattgefunden, wie sie auch für das Deformationsereignis im oberen Perm nachgewiesen wurden (vgl. Kap. 5.5, Abb. 5.15). Eine zeitliche Einordnung in das obere Perm erscheint allerdings für die konvergenten Duplexstrukturen unwahrscheinlich, da zu diesem Zeitpunkt auch im Norden des Morondava Beckens bereits der Betrag der E-W gerichteten Krustendehnung die N-S Einengung übertraf.

Das Deformationssystem mit Lateralbewegungen und der Öffnung von Pull-Apart Becken (Abb. 5.12) war während der Sedimentation der gesamten Sakoa Gruppe, im unteren Perm, aktiv. Da viele Sakoa Subbecken über den gesamten Zeitraum der Sedimentation aktiv waren, haben sie in der Regel eine langgestreckte Form angenommen. Nur in Bereichen, in denen die Öffnung spät, d.h. während der Sedimentation oberen Sakoa Gruppe an erfolgte, konnte die typische rhombische Geometrie von Pull-Apart Becken erhalten bleiben.

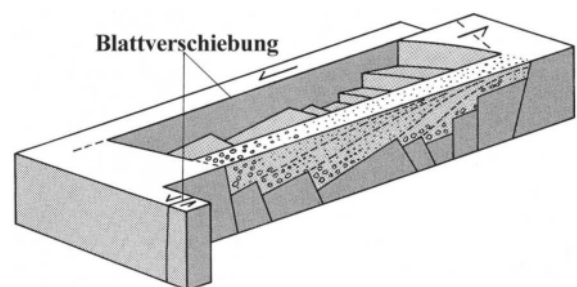


Abb. 5.12: Modell für die frühe Öffnung des Morondava Beckens als Pull-Apart Becken. Abb. verändert nach EINSELE (2000).

5.5 D2 Deformation – divergente Blattverschiebung (oberes Perm)

Im Vergleich der Kartenbilder von Sakoa und Sakamena Gruppe besitzt letztere einen wesentlich breiteren Ausbiß (Abb. 3.3, Abb. 3.4, Abb. 3.6), was vermutlich auf größere, etwa E-W gerichtete Extension zurückzuführen ist. Auch bei höheren Extensionsbeträgen ist zur Zeit der Ablagerung der unteren Sakamena Gruppe, im oberen Perm, noch N-S gerichtete Kompression nachweisbar. So folgt aus der Geometrie konjugierter Scherklüfte (Fototafel 5 - 6) aus Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe im Norden und Süden des Morondava Beckens eine N-S gerichtete größte Hauptspannungsachse (Abb. 5.13). Die konjugierten Scherklüfte schneiden sich unter einem Winkel von etwa 60° und besitzen ein annähernd senkrechtes Schnittlinear.

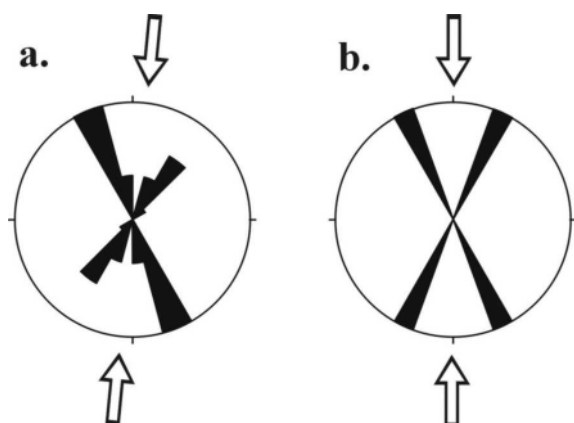


Abb. 5.13: Kluftrösendiagramme von konjugierten Scherklüften aus Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe im Norden und Süden des Morondava Beckens a.: Region Sakoa (n = 20, Aufschluß 75, 87); b.: Region Janjina (n = 2, Aufschluß 21). Die Pfeile zeigen die Orientierung der maximalen Hauptspannungsachse.

Die Klufscharen streichen NNE-SSW und NNW-SSE, alle Klüfte fallen mit Einfallswinkeln von 80° bis 90° ein. Die nahezu senkrechte Orientierung des Schnittlinears sowie die Orientierung der Winkelhalbierenden des spitzen Winkels zwischen den Klufscharen belegen eine N-S Orientierung der größten Hauptspannungsachse.

In den Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe verbleiben nach Abtrennung der Deformationsinkremente der triassischen Extensionsphase - NW-Extension, s. Kap. 5.6 - zwei Störungsdatensätze aus dem Süden und dem zentralen Morondava Becken (Abb. 5.13). In der **Region Sakoa**, im Süden des Morondava Beckens, streichen die Störungsflächen NE-SW, ENE-WSW, ESE-WNW und etwa NW-SE (Abb. 5.13 a.). Zumeist fehlen Schersinnindikatoren auf den Störungsflächen, lediglich die NW-SE streichenden Störungen sind eindeutig als dextrale Blattverschiebungen zu erkennen. In der **Region Sakoa** (Aufschluß 76) ist an Hand des Versatzes der Schichtung und einer, im Querschnitt trapezförmigen Form von Sedimentkörpern im Hangenden der Störung, eine synsedimentäre Entstehung von NE-SW streichenden Abschiebungen festzustellen (Fototafel 5 - 5).

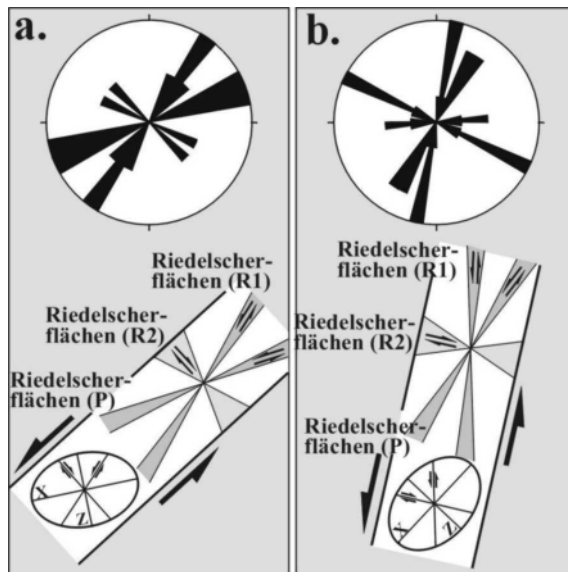


Abb. 5.14: Kluftrösendiagramme von Störungspopulationen der unteren Sakamena Gruppe sowie ihre kinematische Interpretation im Zusammenhang mit einer spröden Scherzone und Verformungsellipsoid. a.: aus dem Süden des Morondava Beckens - Region Sakoa (n = 10, Aufschlüsse 75 bis 77); b.: aus dem zentralen Morondava Becken - Region Ranohira (n = 22, Aufschlüsse 36 bis 40). Sekundäre Störungen an einer Blattverschiebungszone nach MESCHÉDE (1994), Verformungsellipsoid nach TWISS & MOORES (1992).

Im zentralen Morondava Becken, in der Region Ranohira (Abb. 5.14 b.), ist ein ähnliches Deformationsmuster wie in der Region Sakoa aufgeschlossen. Im Unterschied zu letzteren sind die Gefüge jedoch gegen den Uhrzeigersinn rotiert und Blattverschiebungen sind nicht nachweisbar. Die Störungsflächen in der Region Ranohira streichen annähernd N-S, NNE-SSW, E-W und WNW-ESE. Bei den E-W streichenden Flächen handelt es sich um schräge Abschiebungen mit dextralem Versatz.

In den Grundgebirgsgesteinen **im Norden des Morondava Beckens** bleibt nach Abtrennung des konjugierten Klufsystems sowie der Deformationsinkre-

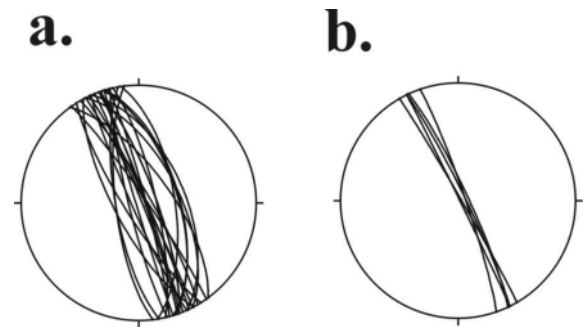


Abb. 5.15: Großkreisdarstellung von Störungsflächen aus Grundgebirgsgesteinen im Norden des Morondava Beckens a.: Region Miandrivazo (n = 24, Aufschlüsse 27, 28, 30, 32); b.: Region Janjina (n = 5, Aufschlüsse 16, 20).

mente der triassischen Extensionsphase (siehe Kap. 5.6) eine NNW-SSE streichende Störungspopulation (Abb. 5.15). Die Störungsflächen fallen sowohl nach ENE als auch nach WSW ein und besitzen keine Schersinnindikatoren. Die Störungsflächen lassen sich in der **Region Miandrivazo und Janjina** nachweisen. Die zeitliche Einordnung dieser Störungen kann wegen fehlender Hinweise nicht eindeutig erfolgen. Jedoch scheint aufgrund der NNW-SSE gerichteten Orientierung die triassische Extensionsphase auszuscheiden. Ebenso fehlen Belege für späte panafrikanische oder rezente Spröddeformation. Somit scheint eine Entstehung im Zusammenhang mit der Beckenbildung während des Permo-Karbon unter N-S gerichteter Einengung wahrscheinlich, und läßt sich kinematisch auf dextrale Scherung bei N-S Kompression zurückführen. Fraglich bleibt, ob diese Störungspopulation zum Zeitpunkt der Sedimentation der Sakoa Gruppe oder der Sakamena Gruppe, bzw.

während des gesamten Ablagerungszeitraums aktiv war.

Interpretation:

Bei schrägem Rifting öffnen sich zunächst, wie an Blattverschiebungen in en échelon Anordnung, Pull-Apart Becken, die im Verlauf der Krustendehnung ineinander übergehen (MART & DAUTEUIL 2000). Daher ergibt sich eine große Ähnlichkeit von Strukturen, die durch schräge Extension und Lateralversatz gebildet werden, d.h. während einer Riftentwicklung deren Winkel zwischen der Extensionsrichtung und der Riftschulter kleiner 90 Grad ist. Die Strukturen werden sowohl durch Anisotropien im Grundgebirge als auch durch den Winkel zwischen der Extensionsrichtung und der Riftschulter beeinflusst. Bei großen Winkeln zwischen der Extensionsrichtung und dem Verlauf der Riftschulter, d.h. orthogonaler und annähernd orthogonaler Extension, bilden sich Störungen, die parallel zur Riftschulter verlaufen. Bei abnehmendem Winkel, d.h. schräger verlaufender Extension, treten diese Störungen in en échelon Anordnung auf, deren Streichen etwa in der Winkelhalbierenden zwischen Extensionsrichtung und Riftschulter liegt. Bei Winkeln kleiner 45° bilden sich mehrere Störungspopulationen, die einerseits senkrecht zur Extensionsrichtung und andererseits schräg zu Riftschulter und Extensionsrichtung verlaufen. Darüber hinaus bilden sich senkrecht zu den schräg zur

Extensionsrichtung verlaufenden Störungen sekundäre Störungen (CLIFTON et al. 2000). Im frühen Stadium der Extension bilden sich zunächst reine Blattverschiebungen sowie reine Abschiebungen, deren parallele Streichrichtung eine Aufteilung einer Bewegung in einzelne Bewegungskomponenten an verschiedenen Störungsflächen anzeigt (SCHEURS & COLETTA 1998). Sämtliche Störungen können im späteren Verlauf der Riftentwicklung als Blattverschiebungen, schräge Abschiebungen, abschiebende Blattverschiebungen oder Abschiebungen bewegt werden (CLIFTON et al. 2000). Dabei ist aber zu erwarten, daß der Betrag des Lateralversatzes auf Flächen, die in verhältnismäßig kleinem Winkel zur Extensionsrichtung stehen, am größten ist.

Die konjugierten Kluftflächen aus der unteren Sakamena Gruppe belegen, daß noch im oberen Perm N-S Einengung entlang der Riftschulter des Morondava Beckens herrschte. Die N-S Einengung war jedoch mit einer im Vergleich zum Zeitpunkt der Ablagerung der Sakoa Gruppe deutlich erhöhten Extension verbunden, da nun weite Teile des Morondava Beckens zu einem Sedimentationsgebiet wurden. Die Störungsdaten aus den Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe werden in Anlehnung an die Strukturen einer Blattverschiebungszone interpretiert (Abb. 5.14 a.), da zumindest im Frühstadium der

Ablagerung vergleichbare kinematische Verhältnisse herrschten.

Riftbecken, die sich unter transtensionalem Spannungsansatz öffnen, besitzen in der Regel Störungen in en échelon Anordnung, die schräg zur Riftschulter verlaufen. Dabei muß die Grenze des transtensionalen Deformationsbereiches, bzw. der Riftschulter, jedoch nicht zwangsläufig durch bedeutende Störungen ausgeprägt sein (ALLEN et al. 1998). Der Winkel zwischen beiden Störungspopulationen wird dabei durch den Winkel zwischen der Extensionsrichtung und der Riftschulter bestimmt (CLIFTON et al. 2000; SCHEURS & COLETTA 1998; TRON & BRUN 1991). Die Störungen in den Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe weisen im Gegensatz zu typischen Merkmalen von transtensionellen Riftbecken eine wesentlich größere Varianz an Störungspopulationen und Streichrichtungen auf. Die Geometrie der Störungspopulationen besitzen große Ähnlichkeit mit sekundären Störungsflächen einer spröden, sinistralen Scherzone (Abb. 5.14). In diesem Zusammenhang werden die NE-SW streichenden Störungen als synthetische Riedelscherflächen (R1-Flächen), die ENE-WSW streichenden Störungen als P-Flächen und die ESE-WNW und etwa NW-SE streichenden Störungen als antithetische Riedelscherflächen (R2-Flächen) interpretiert. Die eigentliche Riftschulter, d.h. die spröde Scherzone, liegt in der

Winkelhalbierenden zwischen den synthetischen Riedelscherflächen (R1-Flächen und P-Flächen). Das NE-SW Streichen der Riftschulter im südlichen Morondava Becken (Abb. 5.14 a), bzw. die NNE-SSW streichende Riftschulter im zentralen Morondava Becken, stimmt gut mit den Streichrichtungen der Ejeda und Ampanihy Scherzone überein. Die primären Öffnungsmechanismen weiter Teile des Morondava Beckens waren also noch im oberen Perm vermutlich stark an die Kinematik von Pull-Apart Becken geknüpft. Vermutlich wegen eines erhöhten Extensionsbetrages senkrecht zum Streichen der Riftschulter entwickelte sich auf allen sekundären Störungsflächen ein größerer Abschiebungsbetrag. Auch während dieser Riftphase sind Grundgebirgsanisotropien für die Orientierung der Strukturen mit entscheidend, da die Störungspopulationen aus dem Süden bzw. dem zentralen Morondava Becken große Parallelen zu strukturellen Trends im Grundgebirge aufweisen. Die Strukturen aus dem südlichen Bereich des Beckens wurden stark von der NE-SW streichenden Ejeda Scherzone, die aus dem zentralen Bereich jedoch von der N-S bis NNE-SSW streichenden Ampanihy Scherzone beeinflusst. Somit ist die Rotation beider Störungspopulationen gegeneinander durch die unterschiedliche Vorzeichnung erklärbar.

Im Verlauf des Rifting nahm der Extensionsbetrag ab dem oberen Perm zu, so daß sich ein Riftbecken mit Lateralversatz entwickeln konnte. Die bereits existierenden Störungen behielten ihre Orientierung, veränderten aber ihre Kinematik, da nun Abschiebungen gegenüber Blattverschiebungen zunahmen. So wurden die NE-SW streichenden synthetischen Riedelscherflächen (R1-Flächen) und die ENE-WSW streichenden P-Flächen überwiegend zu Abschiebungen. Der Lateralversatz des Riftrandes wurde aber vermutlich auch an diesen Flächen durch schräge Abschiebungen und Blattverschiebungen aufgenommen. Die Kinematik der ESE-WNW und der etwa NW-SE streichenden antithetischen Riedelscherflächen (R2-Flächen) blieb, durch den Lateralversatz des Riftrandes bestimmt, weiterhin als Blattverschiebungen erhalten. Da viele dieser Störungen annähernd senkrecht zu den großen Abschiebungen (die primären R1- und P-Flächen) stehen, hatten sie vermutlich auch die Funktion von Transferstörungen, an denen unterschiedliche Extensionsbeträge im Streichen der Riftzone ausgeglichen wurden. Die Extensionsrichtung kann aus den Störungen der unteren Sakamena Gruppe nicht direkt abgeleitet werden. Aus den für spröde Scherzonen charakteristischen Orientierung des Verformungsellipsoides (Abb. 5.14 a. und b.) kann für das zentrale Morondava Becken eine etwa

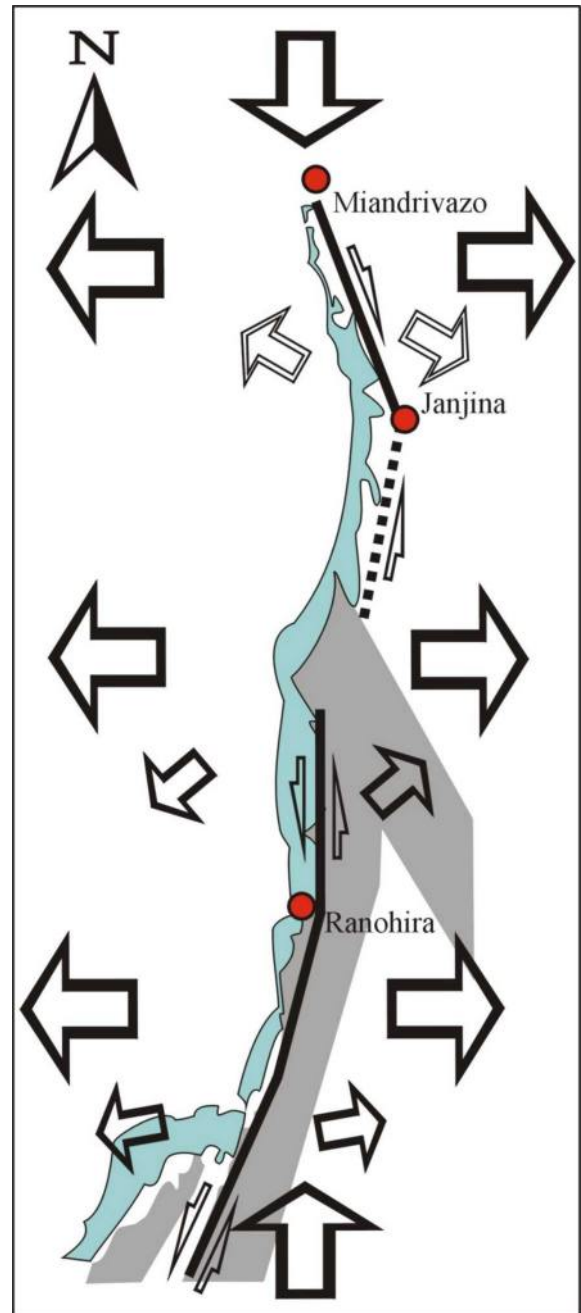


Abb. 5.16: Modell für die Riftkinematik während der Sedimentation der Sakamena Gruppe. Die Pfeile zeigen die Orientierung der maximalen Hauptspannungsachse und der Extensionsrichtung. Die Linien markieren den hypothetischen Verlauf wichtiger Störungen. Legende wie Abb. 5.11.

NE-SW orientierte Extension und für das südliche Morondava Becken eine etwa ENE-WSW Orientierung abgeleitet werden (Abb. 5.16). Die Daten geben allerdings nur lokale Trends wider, die nicht ohne

weiteres zu generalisieren sind. Aufgrund der lokalen Daten kann jedoch für den Zeitraum oberes Perm eine überregionale E-W orientierte Extensionsrichtung angenommen werden. Aus den Regionen nördlich der Ranotsara Scherzone fehlen leider eindeutige Datensätze, die dem Deformationsereignis im oberen Perm zuzuordnen sind. Allerdings können die NNW-SSE streichenden Störungen in den Grundgebirgsgesteinen (Abb. 5.15) auf dextrale Scherung bei N-S gerichteter Kompression zurückgeführt werden. Dort folgt für die vermutete dextrale, spröde Scherzone eine NW-SE orientierte Extensionsrichtung (Abb. 5.16).

Im Verlauf des oberen Perm nahm der Extensionsbetrag im Vergleich zur Lateralbewegung stark zu, und das Morondava Becken öffnete sich unter N-S Kompression und E-W Extension. Aufgrund der schräg zur Extensionsrichtung orientierten Riftschulter war das Rifting mit sinistraler Scherung verbunden

(Abb. 5.17). Die Kinematik der Beckenöffnung ist jedoch nicht mit einfachen Modellen erklärbar. Aufgrund der Komplexität der Störungsmuster scheidet ein einfaches Transtensionsmodell aus. Da in Pull-Apart Becken keine Extension quer zur Deformationszone auftritt (ALLEN et al. 1998), im oberen Perm der Sedimentationsraum jedoch bereits weite Bereiche des Morondava Beckens erfaßt hatte, scheidet auch ein einfaches Blattverschiebungsmodell aus. Die Kinematik der Beckenöffnung des Morondava Beckens erfolgte im oberen Perm vermutlich im Übergangsbereich zwischen Pull-Apart Becken und transtensionellem Becken.

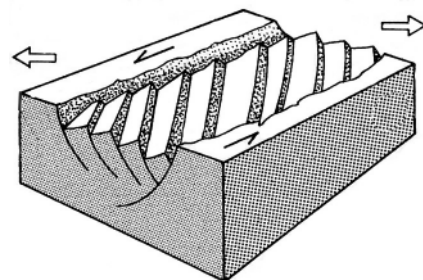


Abb. 5.17: Modell für die Öffnung des südlichen Morondava Beckens im oberen Perm als Riftbecken mit sinistraler Scherkomponente. Abb. verändert nach EINSELE (2000).

5.6 D3 Deformation - orthogonale Extension (untere bis mittlere Trias)

Spätestens in der mittleren Trias wurde das gesamte Morondava Becken von Extension erfaßt, was eine flächendeckende Sedimentation mächtiger fluviatiler Sedimente der Isalo I Gruppe zur Folge hatte (Abb. 2.1, Abb. 3.3). Diese Sedimente werden in allen Regionen, besonders intensiv in der **Region Ranohira**, von Störungen und konjugierten Klüften durchzogen. Die Störungen und Klüfte streichen im allgemeinen NW-SE und NE-SW (Abb. 5.18). Während die NW-SE streichenden Strukturen in der Regel annähernd saiger stehen, fallen die NE-SW streichenden Strukturen sowohl nach SE als auch nach NW ein (Fototafel 6 - 2). Bei einem generellen Einfallen der Schichtung in westliche Richtung (vgl. Abb. 3.3) ergeben sich so synthetische, d.h. mit der Schichtung einfallende und antithetische, d.h. gegen die Schichtung einfallende Störungen und Klüfte. Auf den Störungsflächen sind in der Regel keine Schersinnindikatoren wie beispielsweise Harnischlineare, Abrißkanten oder Riedelscherflächen vorhanden. Aus dem Versatz von eindeutig identifizierbaren Sedimentschichten konnten viele der NE-SW bis NNE-SSW streichenden Störungen als Abschiebungen mit Abschiebungsbeträgen zwischen wenigen

Zentimetern und mehreren Metern identifiziert werden (Fototafel 6 - 4). Die Abschiebungen bilden Gräben und Halbgräben, die insbesondere im Isalo Nationalpark (**Region Ranohira**) auch an Hand von geomorphologischen Merkmalen erkannt werden können (Fototafel 6 - 5). Auch in den anderen sedimentären Einheiten des Morondava Beckens (untere Sakoa Gruppe, untere Sakamena Gruppe, mittlere Sakamena Gruppe) sowie den angrenzenden Grundgebirgsgesteinen finden sich Störungs- und Klüftmuster, die mit denen aus der Isalo I Gruppe vergleichbar sind (Abb. 5.19).

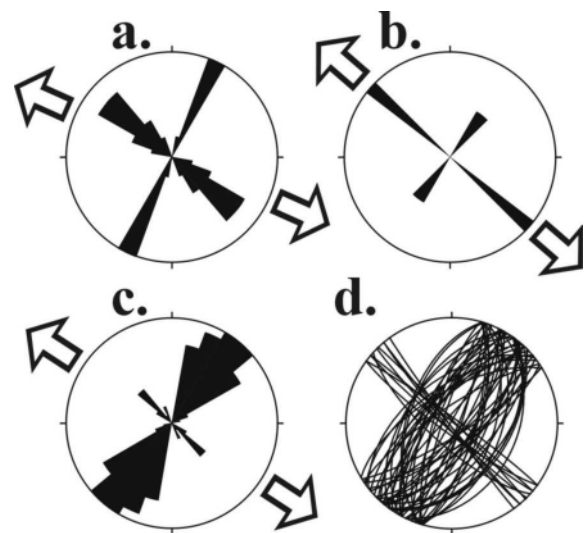
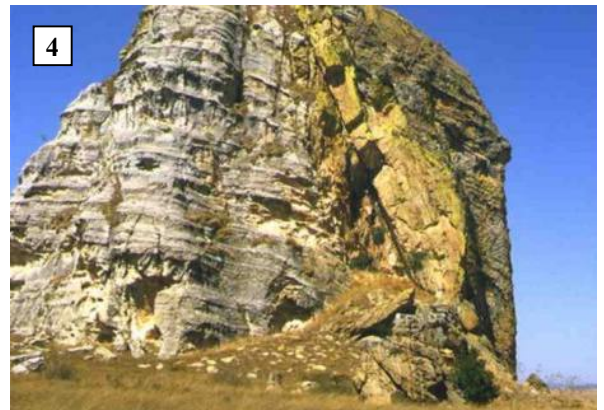


Abb. 5.18: Klüftrosen- und Großkreisdarstellung von Störungen aus den Sedimenten der Isalo I Gruppe. a.: Region Miandrivazo (n = 20, Aufschlüsse 12, 13, 27, 29, 33); b.: Region Janjina (n = 4, Aufschlüsse 25, 26); c.: Region Ranohira (n = 66, Aufschlüsse 42, 44, 46, 48, 53, 54, 56, 57); d.: Großkreisdarstellung der Störungsdaten von c. Die Pfeile zeigen die Extensionsrichtung.



Fototafel 6: Tektonik 2 – D3-Deformation.

- 1: Konjugierte Abschiebungen, mittlere Sakamena Gruppe, nördliches Morondava Becken, Janjina.
- 2: Konjugierte Abschiebungen, Isalo I Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.
- 3: Abschiebung und Transferstörung (Bildmitte), Isalo I Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.
- 4: Isalo I Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.
- 5: Grabenstruktur im Isalo Nationalpark, Isalo I Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.
- 6: Horizontal gelagerte Sedimente der Isalo II Gruppe, zentrales Morondava Becken, Ranohira.

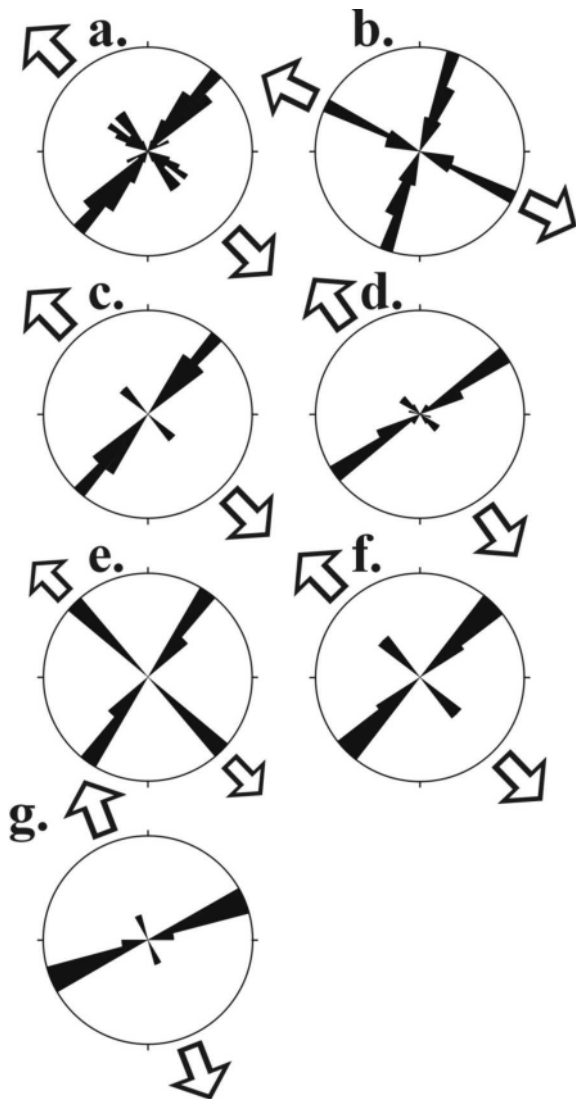


Abb. 5.19: Kluftrosendarstellung von Störungsdaten aus unterschiedlichen lithologischen Einheiten des Morondava Beckens. a.: Grundgebirge - Region Miandrivazo (n = 49, Aufschlüsse 1, 4, 7, 9, 12, 28, 30, 31, 32); b.: Grundgebirge - Region Janjina (n = 13, Aufschluß 20); c.: Grundgebirge - Region Ianapera (n = 9, Aufschlüsse 104, 107, 108); d.: untere Sakoa Gruppe - Region Sakoa (n = 21, Aufschlüsse 78, 81, 82, 83); e.: untere Sakamena Gruppe - Region Janjina (n = 5, Aufschlüsse 18, 19); f.: untere Sakamena Gruppe - Region Ranohira (n = 7, Aufschlüsse 37, 38, 39, 41); g.: mittlere Sakamena Gruppe - Region Janjina (n = 5, Aufschlüsse 23, 24). Die Pfeile zeigen die Extensionsrichtung.

Überdies ist dieses Störungs- und Kluftmuster **in allen Arbeitsgebieten (Region Miandrivazo, Region Janjina, Region**

Ranohira, Region Ianapera, Region Sakoa) vorhanden.

Interpretation:

Die synthetischen und die antithetischen Abschiebungen und Klüfte bilden ein konjugiertes System, aus dem sich eine annähernd vertikal stehende größte Hauptspannungsachse ableiten läßt. Die mit dieser Störungsflächenkonstellation verknüpfte mittlere und kleinste Hauptspannungsachse stehen nahezu horizontal und streichen NE-SW bzw. NW-SE. Aus diesem Spannungstensor läßt sich Extension in NW-SE Richtung ableiten. In diesem kinematischen Zusammenhang bilden die NW-SE streichenden Störungen Transferstörungen (Fototafel 6 - 3), entlang derer unterschiedliche Extensionsbeträge durch Lateralversatz parallel zur Extensionsrichtung ausgeglichen werden. Da die Störungsdaten in den unterschiedlichen lithologischen Einheiten und im gesamten Bereich des Morondava Beckens auftreten, und annähernd konstante Orientierung aller Gefüge aufweisen, muß diese Riftphase mit hoher Intensität den gesamten Bereich des heutigen westlichen Madagaskars betroffen haben (Abb. 5.20). Allerdings ergeben sich nördlich der Ranotsara Scherzone, in der **Region Janjina**, geringfügige Abweichungen in der aus den Störungsdaten abgeleiteten Extensionsrichtung. So lassen sich aus spröden Grundgebirgsstrukturen WNW-ESE Extension (Abb.

5.19 b.) und aus Strukturen in den Sedimenten der mittleren Sakamena Gruppe eine NNW-SSE Extension (Abb. 5.19 g.) ableiten. Da im nördlichen Morondava Becken jedoch wieder NW-SE Extension in den Störungen in der Isalo I Gruppe (Abb. 5.18 a.) sowie in den Grundgebirgsgesteinen (Abb. 5.19 a.) überliefert ist, sind die Abweichungen nördlich der Ranotsara Scherzone ein lokal begrenztes Phänomen. Vermutlich sind diese Abweichungen durch NNE-SSW bis E-W streichenden Foliationsflächen in den Grundgebirgsgneisen verursacht worden, die als Schwächezonen bei der späteren Spröddeformation reaktiviert wurden. Die zur NW-SE Extension ungünstige Orientierung der NNE-SSW- bzw. ENE-WSW streichenden Abschiebungen könnte allerdings durch eine Blattverschiebungskomponente kompensiert worden sein.

In der **Region Ranohira** tritt in der Streichrichtung der Abschiebungen in den Sedimenten der Isalo I Gruppe eine erhöhte Varianz von etwa 20° auf. Diese Varianz ist in vielen Aufschlüssen zu beobachten, ohne daß eine Altersabfolge von Störungen mit bevorzugter Streichrichtung festzustellen ist. Da in dieser Region die Deformation besonders intensiv gewesen sein muß, haben sich Zweigabschiebungen gebildet, da die Hauptabschiebungen alleine den Verformungsbetrag nicht mehr aufnehmen konnten. Der Beginn der NW-SE

gerichteten Extension ist nicht genau datierbar. Bereits in Gesteinen der mittleren Sakamena Gruppe (Fototafel 6 - 1) finden sich ausschließlich, d.h. nicht durch Trennung aus heterogenen Datensätzen gewonnene Deformationsinkremente der NW-SE gerichteten Extensionsphase

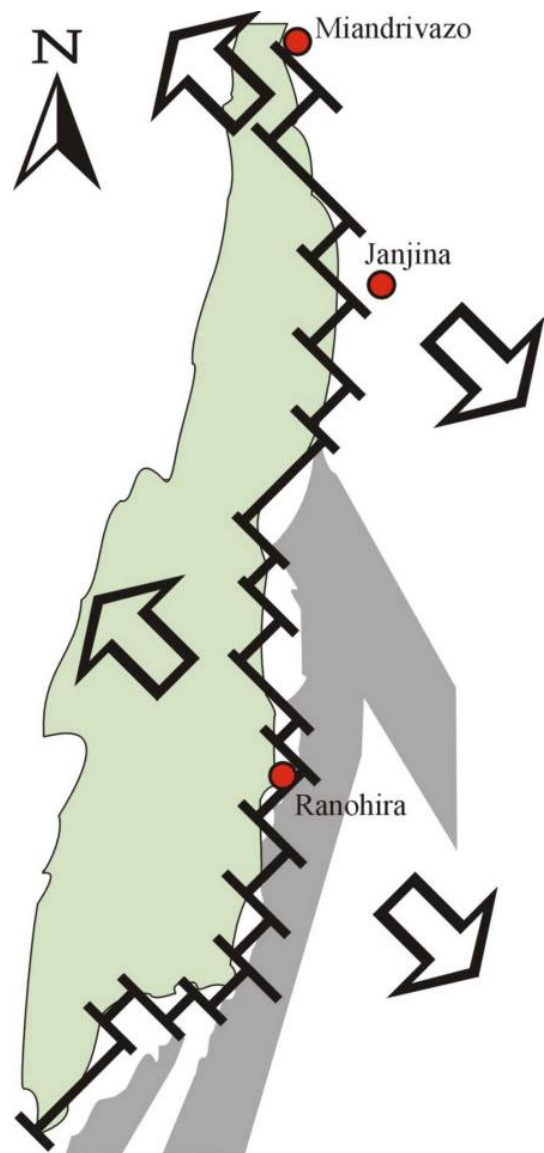


Abb. 5.20: Modell für die Riftkinematik während der Sedimentation der Isalo I Gruppe. Die Pfeile zeigen die Orientierung der Extensionsrichtung. Legende wie Abb. 5.11.

(Abb. 5.19 g.). Somit kann diese Extensionsphase schon kurz nach der Wende vom Perm zur Trias begonnen haben. Andererseits ist wegen der intensiven Deformation, annähernd synsedimentär zur Ablagerung der Isalo I Gruppe, nicht auszuschließen, daß die Gesteine zu einem späteren Zeitpunkt, d.h. im Ladin, überprägt wurden. Da in den Sedimenten der mittleren Sakamena Gruppe keine Deformationsstrukturen der früheren Riftphasen gefunden wurden, hat

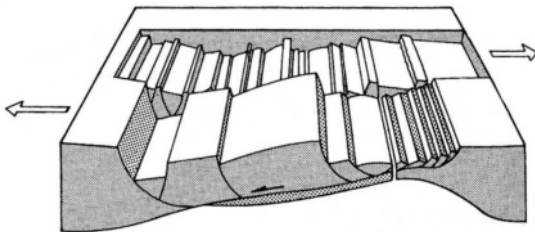


Abb. 5.21: Modell für die Öffnung des Morondava Beckens in der unteren und mittleren Trias als Riftbecken. Abb. verändert nach EINSELE (2000).

die NW-SE Extension vermutlich bereits zu dem früheren Zeitpunkt begonnen und im weiteren Verlauf an Intensität und Verbreitung zugenommen. Die flach gelagerten und undeformierten Sedimente der Isalo II Gruppe belegen (Fototafel 6 - 6), daß bereits in der oberen Trias, ab dem Karn, diese Extensionsphase wieder beendet war. In der unteren bis mittleren Trias öffnete sich das Morondava Becken als Riftbecken mit einer orthogonal zu großen Abschiebungen orientierter Extension in NW-SE Richtung (Abb. 5.21). Das kontinentale Rifting erfaßte spätestens im Ladin alle Bereichen des heutigen Morondava Beckens und resultierte in der Ablagerung mächtiger Sedimentabfolgen der Isalo I Gruppe. Diese Riftphase war bereits in der oberen Trias wieder beendet.

5.7 Zusammenfassung: Kinematische Entwicklung des Morondava Beckens

Die Entwicklung des Morondava Beckens wurde besonders im initialen Stadium stark von präexistierenden Strukturen, wie beispielsweise den panafrikanischen Scherzonen oder älteren Foliationsflächen, beeinflusst. Im unteren Perm, spätestens mit der Ablagerung der Seesedimente in der Assel Stufe, bildeten sich sinistrale Blattverschiebung. Im Süden und im Zentrum des heutigen Morondava Beckens entwickelten sich unter einem ungefähr N-S orientierten

Spannungstensor spröde Scherzonen, die zur Bildung von Pull-Apart Becken führten (Abb. 5.22).

Synsedimentäre Abschiebungen und annähernd zeitgleich zur Ablagerung der unteren Sakamena Gruppe aktive Blattverschiebungszonen stehen im Zusammenhang mit weiterhin andauernder lateraler Scherung der Lithosphäre im oberen Perm. Der mindestens seit dem unteren Perm N-S orientierte Spannungstensor

blieb weiterhin bestehen. Im Unterschied zum unteren Perm setzte nun allerdings verstärkt E-W gerichtete Dehnung ein. Dies führte über weite Bereiche des heutigen Morondava Beckens zur Bildung von transtensionellen Becken, in denen die Sedimente der unteren Sakamena Gruppe abgelagert wurden.

An der Wende Perm/Trias erfolgte ein einschneidender Wechsel der Riftkinematik. Anstelle lateraler Scherung setzte kurz nach Beginn der Ablagerung der mittleren Sakamena Gruppe NW-SE Extension ein. Die Riftaktivitäten erreichten

zum Zeitpunkt der Isalo I Gruppe, während des Ladin, ihren Höhepunkt, um mit der Isalo II Gruppe, im Karn, abrupt zu enden. Mit der oberen Trias entwickelte sich das Morondava Becken als thermisches Sakkungsbecken. Tektonische Aktivitäten setzten erst wieder im mittleren Jura, mit Beginn der Plattendrift zwischen Ost- und Westgondwana, bzw. dem Beginn der Plattendrift und des Sea-floor Spreading im Somali und im Mosambique Becken ein (COFFIN & RABINOWITZ 1988; RABINOWITZ et al. 1983).

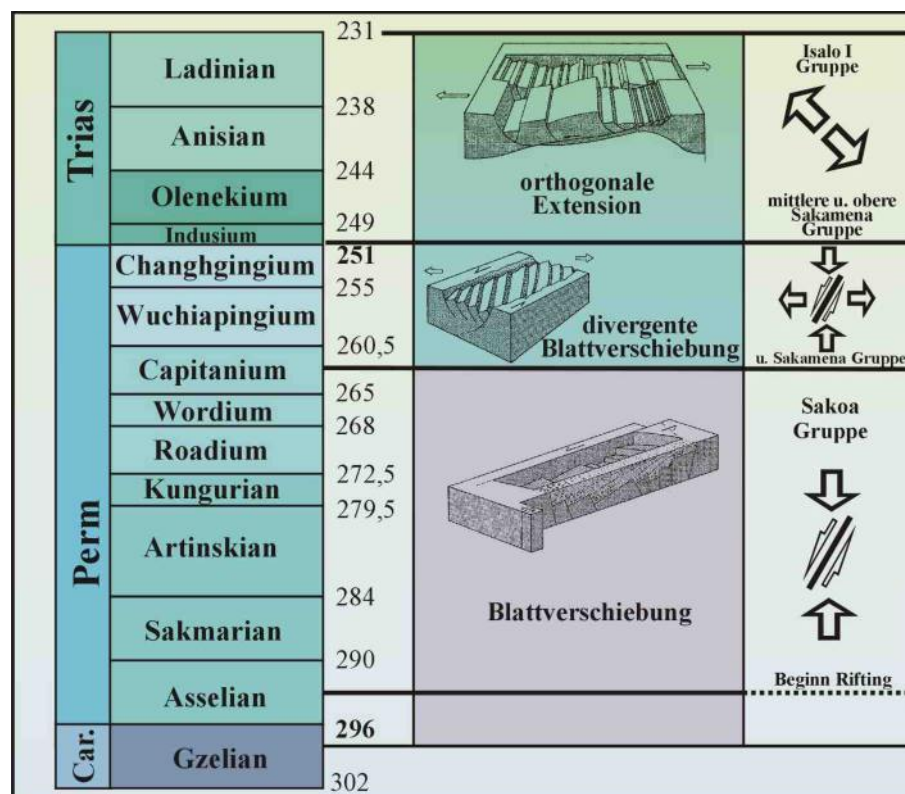


Abb. 5.22: Kinematische Entwicklung des Morondava Beckens zwischen dem unteren Perm und der mittleren Trias.

6 PALÄOSPANNUNGSANALYSE UND DYNAMIK DER RIFTENTWICKLUNG

6.1 Allgemeines

Zur Bestimmung und eindeutigen Diskriminierung von Paläospannungsfeldern wurden Störungsflächen und Harnischlineare eingemessen und nach Möglichkeit schon im Gelände einzelnen Deformationseignissen zugeordnet. An Hand der Störungsfläche und des Linears läßt sich die Richtung der relativen Bewegung zwischen einzelnen Gesteinsbereichen ermitteln. Ziel dieser Messungen ist die Bestimmung der Orientierung von Paläospannungstensoren bzw. die Lage der Hauptachsen des Spannungsellipsoides zur Zeit der Entstehung der Störungsflächen

6.1.1 Schersinnindikatoren

Voraussetzung für die Anwendung der Paläospannungsanalyse ist die Bestimmung des relativen Bewegungssinns zwischen zwei durch eine Störungsfläche getrennten Gesteinsblöcke. Bei Auf- oder Abschiebungen wird der Bewegungssinn des hangenden Blockes, d.h. des Blockes über der Störungsfläche, angegeben.

Die im Gelände genutzten Indikatoren für die Bestimmung des Schersinns waren Abrißkanten, Mineralfasern und Riedelscherflächen.

sowie die Form des Spannungsellipsoides selbst. Wegen der intensiven Verwitterung konnten nur wenige Störungsflächen mit Lineationen ermittelt werden. Die vorhandenen Daten entstammen unterschiedlichen lithologischen Einheiten aus folgenden Regionen:

- **Miandrivazo** und **Janjina**, nördlich der Ranotsara Scherzone
- **Ranohira** und nahe der Stadt **Ihoso** im zentralen Morondava Becken
- **Sakoa** und **Ianapera**, im südlichen Morondava Becken

Abrißkanten:

Abrißkanten entwickeln sich entlang unregelmäßiger Scherflächen, wenn in der Bewegung das Gestein schräg bis orthogonal zur Bewegungsrichtung in kleinen Stufen zerbricht. Die Abrißkanten sind als unregelmäßige, annähernd parallele Kanten auf der Störungsfläche ausgebildet. Die Bewegung des fehlenden Blockes an solchen Störungsflächen ist von der Abrißkante fortgerichtet. Im Unterschied zu Riedelscherflächen sind an Abrißkanten keine sekun-

dären Scherflächen entwickelt, die in das Gestein hineinführen. Auch sind die während der Bewegung entstandenen Hohlräume nicht durch Minerale verfüllt worden (MESCHEDE 1994).

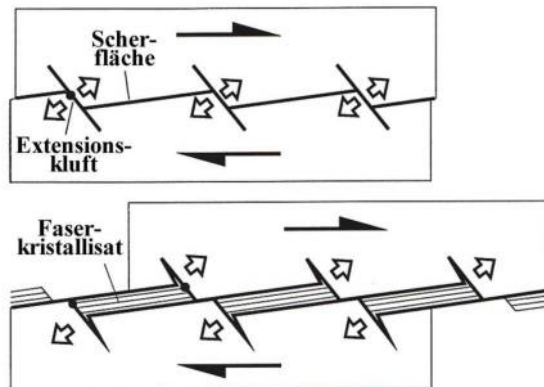


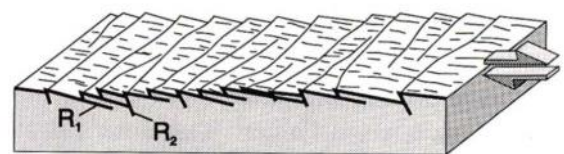
Abb. 6.1: Wachstum von Mineralfasern an unregelmäßigen Bewegungsflächen (RAMSAY & HUBER 1983).

Mineralfasern:

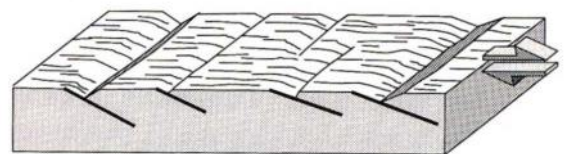
Wenn während der Bewegung an Störungsflächen Hohlräume entstehen, können diese durch Minerale verfüllt werden. Die Hohlräume entstehen an Scherflächen, die durch quer stehende Extensionsklüfte unterbrochen werden oder eine primär unregelmäßige Oberfläche besitzen (Abb. 6.1). Unter Umständen können dann gelöste Stoffe aus Fluiden ausfallen und einen Faserharnisch bilden. Die Kristallfasern geben mit ihrer Längsachse die Richtung der Bewegung an, mit einer Bewegung des fehlenden Blockes in Richtung des Mineralwachstumes. Faserkristallite können beispielsweise aus Kalzit, Quarz, Gips, Eisenmineralen oder Serpentin gebildet werden (MESCHEDE 1994).

Riedelscherflächen:

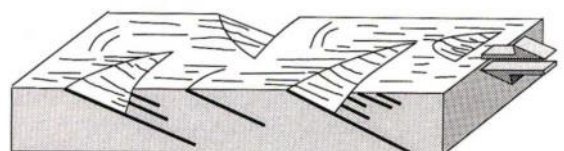
Riedelscherflächen (vgl. Kap. 6.1.4) zweigen von der Hauptbewegungsfläche ab, und setzen sich im Gestein fort. Daher brechen die Kanten zwischen den Riedelscherflächen und der Hauptbewegungsfläche oft ab und bilden kleine Stufen auf der Harnischfläche (Abb. 6.2). Diese Kanten zeigen im Gegensatz zu Abrißkanten gegen die Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes. Als Unterscheidungsmerkmal zu Abrißkanten muß das Harnischlinear auf der Hauptbewegungsfläche auch auf der Riedelscherfläche zu erkennen sein. Im Gegensatz zu Mineralfasern sind auf Riedelscherflächen im allgemeinen keine Minerale abgeschieden worden (MESCHEDE 1994).



synthetische (R1) und antithetische (R2) Riedelscherflächen



Hauptbewegungsfläche mit synthetischen Riedelscherflächen



halbmondförmige Ausbrüche an Riedelscherflächen

Abb. 6.2: Unterschiedliche Ausprägung von Riedelscherflächen an einer Störung mit dextralem Versatz (MESCHEDE 1994).

6.1.2 Spannung und Verformung

Tektonische Strukturen sind das Resultat von zweierlei Kräften, die auf einen geologischen Körper einwirken. Körperkräfte (beispielsweise Gravitation oder Auftrieb) beeinflussen das gesamte Volumen eines Körpers, Oberflächenkräfte hingegen setzen an spezifischen Flächen eines geologischen Körpers an. Oberflächenkräfte können beliebige Winkel mit einer Fläche einnehmen und sind daher in zwei Vektorkomponenten unterteilbar. Einerseits wirkt eine Normalkomponente senkrecht auf die Fläche ein, andererseits wirkt eine Scherkomponente parallel zu dieser Fläche. Der Widerstand einer Fläche gegen die Einwirkung von Kräften ist die Spannung (σ), die in Kraft pro Flächeneinheit angegeben wird. Im Gegensatz zur Vektorzerlegung von Kräften ist die Aufteilung der Spannung in seine Komponenten komplexer, da sich Spannungen an einer Fläche mit der räumlichen Orientierung beider Elemente zueinander ändern. Die Orientierung und Größe eines dreidimensionalen Spannungszustandes kann beschrieben werden, in dem seine Komponenten auf ein kartesisches Koordinatensystem projiziert werden. Um Spannungsänderungen im Raum zu vermeiden, wird die Spannung auf einen unendlich kleinen Bereich reduziert. Dazu wird modellhaft ein unendlich kleiner Würfel genommen, auf den eine Spannung

einwirkt, die in mehrere einzelne Spannungskomponenten aufgeteilt wird. Der Spannungszustand in diesem Würfel läßt sich durch einen Spannungstensor beschreiben, der durch drei Normalspannungen (σ) und sechs Scherspannungen (τ) definiert wird (Abb. 6.3). Da es in einem Körper nicht zu Rotation oder Translation kommen darf, müssen in einer Ebene gelegene und im rechten Winkel aufeinander stehende Scherspannungen sich gegenseitig aufheben ($\tau_{xz}=\tau_{zx}$; $\tau_{yz}=\tau_{zy}$; $\tau_{xy}=\tau_{yx}$). Folglich wird die Zahl der unabhängigen Scherspannungen auf drei reduziert.

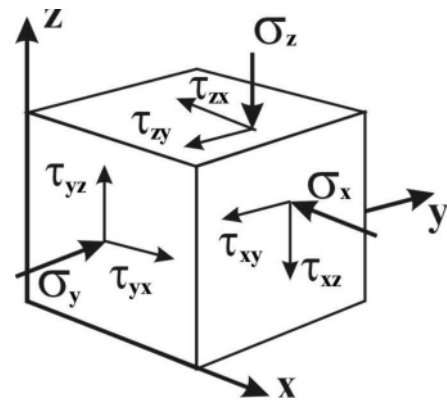


Abb. 6.3: Spannungszustand von Normal- und Scherspannungen im dreidimensionalen Raum (EISBACHER 1991).

Wird die Position des Würfels zur einwirkenden Spannung verändert, so ergibt sich eine Lage, in der die Spannungen senkrecht auf den Würfelflächen stehen. Damit gehen die Scherspannung gegen Null. Somit läßt sich der Spannungstensor durch drei Komponenten, die Normalspannungen

bzw. Hauptspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 , beschreiben, mit σ_1 als größter und σ_3 als kleinster Hauptspannung (MANDL 2000). Räumlich kann der Spannungstensor als triaxiales Spannungsellipsoid dargestellt werden, dessen Größe und Orientierung durch die Hauptspannungen definiert werden. Die längste Achse entspricht dabei der Richtung der größten Hauptspannung, die kürzeste Achse der Richtung der kleinsten Hauptspannung.

Da in natürlicher Umgebung meist Kompression vorherrscht, wird Druckspannung mit positivem und Zugspannung mit negativem Vorzeichen versehen (EISBACHER 1991). Sind alle Hauptspannungen kompressiv und gleich groß, so besteht ein hydrostatischer bzw. isotroper Spannungszustand. Es existieren keine Scherspannungen auf irgendeiner Fläche. Die Deformation von Gesteinen kann erst erfolgen, wenn mindestens eine der Hauptspannungen größer als die übrigen ist. Also ist spröde Deformation von der Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) und damit von der maximalen Scherspannung abhängig.

6.1.3 Strukturen bruchhafter Verformung

Im allgemeinen wird für die Interpretation von spröden Strukturen angenommen, daß ein homogenes Spannungsfeld ohne Drehmoment wirksam ist und das Gestein

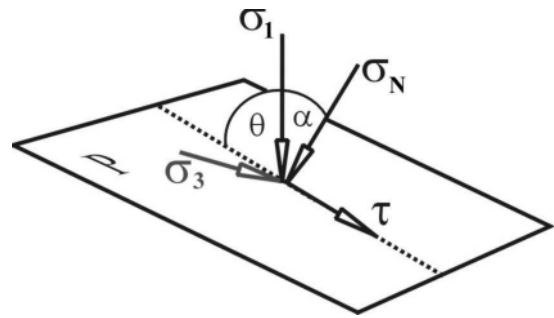


Abb. 6.4: Geometrische Beziehung von Normalspannung σ_N , Scherspannung τ und Hauptspannungen σ_1 und σ_3 an einer Fläche P (HATCHER 1995).

Entscheidend ist der Unterschied der Beträge von σ_1 und σ_3 und nicht deren absolute Größe. Da σ_2 in diesem Zusammenhang nur von untergeordneter Bedeutung ist, werden dynamische Modelle von tektonischen Strukturen deshalb oft vereinfacht an Hand von Spannungszuständen im zweidimensionalen Raum dargestellt.

Die maximale Scherspannung wird aber nicht nur von der Differentialspannung, sondern auch von der Orientierung der Bruchfläche zu den Hauptspannungsachsen bestimmt (Abb. 6.4). Die größte Scherspannung tritt auf Flächen auf, die im Winkel θ von 45° zwischen den Hauptspannungen σ_1 und σ_3 liegen (MESCHEDE 1994).

isotrop reagiert. Bei mehreren Deformationsereignissen oder präexistierenden Strukturen vermitteln Kluft- bzw. Störungsmuster nur einen ungefähren Ein-

druck von der Orientierung und relativen Größe der Paläospannungsachsen. Bruchflächen entwickeln sich normalerweise symmetrisch zu den Hauptspannungsachsen, parallel zur σ_2 -Achse (MESCHEDÉ 1994). Diese Strukturen werden hinsichtlich ihrer kinematischen Signifikanz in Extensionsklüfte, hybride Extensions-Scherklüfte und Scherklüfte unterschieden (Abb. 6.5). Die Entwicklung der drei Typen hängt von der Größe des wirksamen Spannungsfeldes, der Zugfestigkeit des Gesteins, hauptsächlich aber von dem Verhältnis der Hauptspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 (mit $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) ab. Bei geringem Umlagerungsdruck, bzw. wenn σ_3 sehr klein ist, entwickeln sich Extensionsklüfte, die senkrecht zur σ_3 -Achse und parallel zur σ_1 -Achse orientiert sind. Unter Umständen kann σ_3 auch negative Beträge annehmen, d.h. als Zugspannung wirken, und bei Überschreitung der Zugfestigkeit des Gesteins ebenso zu Extensionsklüften bzw. Dehnungsklüften führen (MANDL 2000). Mit zunehmender Größe von σ_3 entwickeln sich hybride Extensions-Scherklüfte, die neben der Dehnung auch eine Scherkomponente enthalten und kleine Winkel mit der σ_1 -Achse einschließen. Bei noch größeren Beträgen von σ_3 erfolgt eine Ausbreitung von Scherbrüchen, die mit der σ_1 -Achse Winkel von 20° bis 40° einschließen. Auch bei hohem Umlagerungsdruck

erfolgt zunächst ein mechanisches Versagen an Flächen orthogonal zur σ_3 -Achse. Anschließend entwickeln sich an Flächen mit hoher Scherspannung schernde Relativbewegungen (EISBACHER 1991).

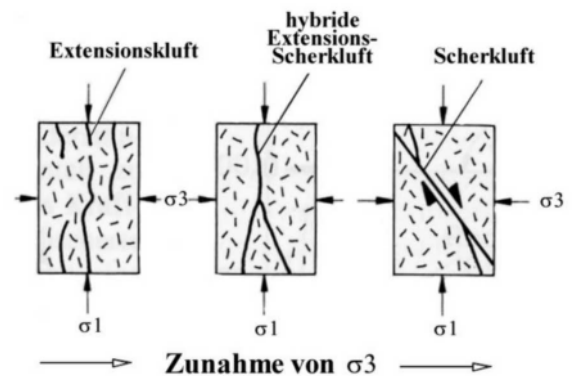


Abb. 6.5: Verschiedene Klüfttypen in Abhängigkeit von dem Verhältnis σ_1/σ_3 (EISBACHER 1991).

Die maximale Scherspannung besteht an Flächen im Winkel von 45° zur σ_1 -Achse; in der Regel treten in natürlichen Scherbrüchen jedoch Winkel von etwa 30° auf. Dieser Winkel wird im allgemeinen durch die Größe des Umlagerungsdruckes und bereits vorhandene planare Elemente beeinflusst. Die Verringerung dieses Winkels bei abnehmendem Umlagerungsdruck resultiert aus der Verbindung der Scherflächen durch Extensionsklüfte, da bei bruchhaftem Versagen des Gesteins Scherflächen durch Extensionsklüfte und Mikrorisse verbunden werden. Je geringer die Zahl der Mikrorisse im Gestein ist, desto nähert sich der Winkel der Scherfläche einer Scherebene mit maximaler Scherspannung an. Bei $\sigma_2 = \sigma_3$ treten die unterschiedlichsten Orientierungen der Klüftflä-

chen auf, alle sind aber Tangenten zu einem Kegel. Bei triaxialem Spannungsansatz ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) treten Scherklüfte oft als konjugierte Paare auf, die sich in einem Winkel von etwa 60° schneiden. Die Raumlage von konjugierten Scherklüften in mechanisch isotropem Gestein steht in enger Beziehung zur Lage der Achsen des Spannungselipsoides. Unter der Voraussetzung, daß sich σ_2 von den anderen Hauptspannungen unterscheidet, ergeben sich zwei Raumlagen, die für die Ent-

wicklung von Störungen oder Klüften geeignet sind. Das Schnittlinear konjugierter Scherklüfte liegt parallel zur mittleren Hauptspannungsachse, während sich im spitzen Winkel der sich schneidenden Flächen die größte Hauptspannungsachse befindet (RAMSAY & HUBER 1987). Schwierigkeiten bei der Interpretation von konjugierten Scherflächen können entstehen, wenn ungünstige geometrische Verhältnisse eine kogenetische Entstehung der Flächen vortäuschen.

6.1.4 Dynamische Interpretation von spröden Strukturen

Im Gegensatz zu Klüften hat an Störungen ein deutlicher Versatz zwischen einzelnen Bereichen des Gesteins, entlang einer Scherfläche, stattgefunden. Der Bereich, der sich über einer tektonischen Bewegungsfläche befindet, ist das Hangende, der Bereich unter einer Störung das Liegende. Jeweils nach der Relativbewegung zwischen Liegendem und Hangendem wird zwischen Aufschiebung bzw. Überschiebung und Abschiebung unterschieden (Abb. 6.6). Tritt an einer Störung ausschließlich Horizontalversatz auf, so wird diese als Blattverschiebung oder Seitenverschiebung bezeichnet, die in der Aufsicht entweder sinistral (linksverschiebend) oder dextral (rechtsverschiebend) ist (EISBACHER 1991). Zwischen diesen drei Idealfällen von Störungen und der Orientierung

der Hauptspannungsachsen besteht nahe der Erdoberfläche eine enge Beziehung. Da in der Luft keine Scherspannungen existieren, muß die Erdoberfläche, die eine Luft-Gestein Grenzfläche ist, eine Ebene sein, an der keine Scherspannungen bestehen. Folglich ist eine einigermaßen horizontale Erdoberfläche parallel zu einer der Hauptspannungsebenen. Damit ist eine Hauptspannungsachse nahe der Erdoberfläche und in geringen Tiefen vertikal, während die anderen zwei Hauptspannungsrichtungen horizontal sein müssen (ANDERSON 1951). Diese Annahme ist jedoch nur anwendbar, sofern das Gestein einigermaßen isotrop ist. Ebenso ist die grundlegende Voraussetzung von Spannungsfeldern, daß die Hauptspannungsachsen senkrecht zur Erdoberfläche orientiert

und mit konstantem Größenverhältnis über weite Bereiche der Kruste vorhanden sind, eine sehr weit gefaßte Näherung. Da in der Natur der Relativversatz an Störungen oftmals eine Kombination aus horizontaler und vertikaler Bewegungskomponente ist, stellen diese Störungstypen idealisierte Grenzfälle spröder Deformation dar. Auch geht nahe der Erdoberfläche der durch Auflast verursachte Anteil der Hauptspannung gegen Null. Damit wird in kohäsiven Gesteinen bei Abschiebungen und Blatt-

verschiebungen in flachem Strukturniveau σ_3 negativ, was eine deutliche Dehnungskomponente an diesen Störungstypen zur Folge hat. Störungen, die eine Dehnungskomponente enthalten, schließen im Gegensatz zu Störungen unter triaxialem Spannungsansatz mit der größten Hauptspannung meist deutlich kleinere Winkel (θ) als 45° ein. Deshalb verflachen Abschiebungen mit zunehmender Tiefe und die Abschiebungsfläche bekommt eine listrische Form. Hingegen verflachen Über-

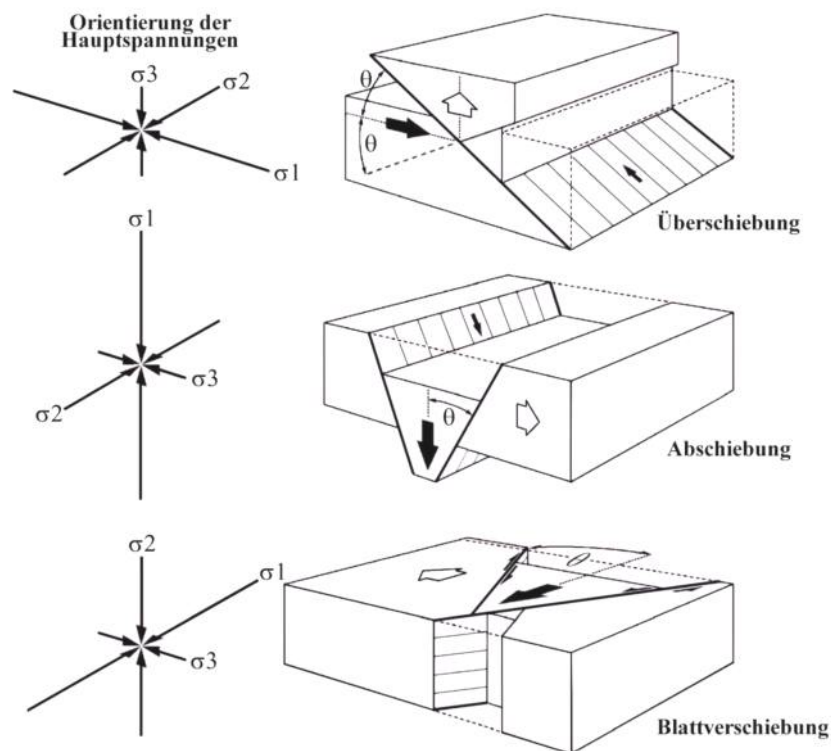


Abb. 6.6: Idealisierte Störungstypen und Orientierung ihrer Hauptspannungsachsen (MANDL 2000; MANDL 1988).

schiebungen mit abnehmender Entfernung zur Erdoberfläche, da durch abnehmende Beträge von σ_3 die Überschiebung den Charakter einer hybriden Extensions-Scherkluft bekommt und damit die Über-

schiebungsfläche sich der Senkrechten zur σ_3 -Achse annähert (MANDL 2000). Jeweils nach der Orientierung der Hauptspannungsachsen werden drei Fälle von idealisierten Störungstypen unterschieden:

Abschiebungen:

Abschiebungen entstehen bei Extension in horizontaler Richtung und vertikaler Orientierung der größten Hauptspannungsachse. Ein Versagen des Gesteins entsteht meist bei kontinuierlicher Abnahme von σ_3 unter den Betrag der gravitativ induzierten Radialspannung (HATCHER 1995). Viele Abschiebungen entwickeln sich aus dem Zusammenwachsen von Extensions- und Scherbrüchen und besitzen nahe der Erdoberfläche ein steileres Einfallen. Der Einfallswinkel der Abschiebung ist jedoch nicht nur von der Größe von σ_3 sondern auch von den mechanischen Eigenschaften des Gesteins abhängig. Bei geringer Scherfestigkeit des Gesteins entwickeln sich flachere Abschiebungen als in festeren Gesteinen. Oft entwickeln sich im Hangenden der Hauptbewegungsfläche synthetische oder antithetische Zweigabschiebungen (EISBACHER 1991). Zwischen den Abschiebungen befinden sich oftmals Transferstörungen (Seitenverschiebungen), die Bereiche mit unterschiedlichen Extensionsbeiträgen abteilen. Lokal begrenzte Extension oder niedrige Verformungsraten führen zur Bildung von Gräben oder Halbgräben. In überregionalen Dimensionen kommt es bei höheren Verformungsraten zur Bildung von kontinentalen Riftsystemen (OLSEN & MORGAN 1995). Zur Entstehung von überregionalen Extensions-

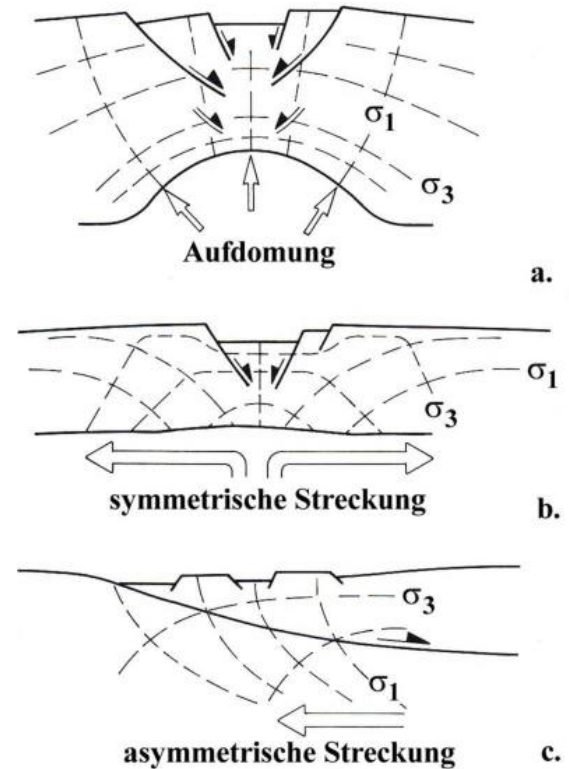


Abb. 6.7: Dynamische Modelle für Spannungsansätze während der Entwicklung von Abschiebungen (EISBACHER 1991).

systemen werden drei Modelle des Spannungsansatzes angeführt (Abb. 6.7), die sich räumlich oder zeitlich überlagern können (EISBACHER 1991):

1. Aufdomung wird durch punktuellen Spannungsansatz von unten verursacht und geht auf den Auftrieb von tiefer gelegenen Gesteinen (Plutone, Salzdiapire, Manteldiapire) zurück. Dabei kommt es zur Verringerung von σ_3 und zur Bildung eines starken Spannungsgradienten im zentralen Bereich der Aufdomung. Durch den Auftrieb können unter Umständen σ_2 und σ_3 auf den gleichen Betrag reduziert werden, was zur Bildung von radialen Extensionsklüften und konzentrischen Abschie-

bungen führen kann. Regional bleibt der Extensionsbetrag jedoch gering.

2. Symmetrische Streckung („Pure Shear Modell“) erfolgt durch symmetrische Divergenz in einer Lithosphärenplatte. Am Rand des Extensionsbereiches wirken hohe Horizontalspannungen; Abschiebungen und ein Einsinken der Kruste erfolgen ausschließlich in einem schmalen Gebiet im Zentrum der Extensionszone. Dieses Modell kann allerdings asymmetrische Strukturen in den gedehnten Bereichen nicht eindeutig erklären und besitzt heute nur noch historischen Wert (HATCHER 1995).
3. Asymmetrische Streckung wird durch asymmetrisch ansetzende Oberflächenkräfte bzw. Gravitation eingeleitet und erfordert rheologische Heterogenitäten in den gedehnten Gesteinseinheiten. Im Extensionsbereich bilden sich oberflächennahe, steile Abschiebungen, die mit zunehmender Tiefe in flachere Gleitflächen übergehen. An mechanischen Schwächezonen, wie beispielsweise Bereiche mit hohem Porendruck, Salzlagen oder im Übergangsbereich von sprödem Gestein der oberen Kruste und duktilem Gestein der unteren Kruste genügen bereits geringe Scherspannungen, um ein Materialversagen einzuleiten.

Blattverschiebungen:

Blattverschiebungen haben in der Regel steile Bewegungsflächen mit überwiegendem Horizontalversatz. Sie besitzen ein Spannungsellipsoid, dessen größte und kleinste Achse horizontal und die mittlere Achse vertikal ausgerichtet ist, d.h. sie bilden sich unter horizontaler Kompression (HATCHER 1995). Reine Blattverschiebungen sind jedoch verhältnismäßig selten. An vielen großen Blattverschiebungen kann beobachtet werden, daß an ihnen schräge Konvergenz einerseits in eine Lateralbewegung sowie andererseits eine Kompressions- oder Dehnungskomponente aufgespalten wird. Diese Deformationsaufteilung führt dazu, daß die Orientierung der Strukturen, die an der Störung gemessen werden, unter Umständen nicht mit dem generellen Spannungsfeld übereinstimmen kann, das die Bewegung an der Störung verursacht. Je nach Spannungsansatz bzw. mit der Blattverschiebung verbundener Kompressions- oder Dehnungskomponente werden drei Typen von Seitenverschiebungen unterschieden (MANDL 1988):

- 1) Blattverschiebungen: Die größte Hauptspannungsachse schließt mit der Scherzone einen Winkel von 45° ein. Synthetische und antithetische Riedelscherflächen (s.u.) entwickeln sich mit einem Winkel von ca. 30° zur größten Hauptspannungsachse.

- 2) Transpression: Die größte Hauptspannungsachse steht in einem Winkel größer als 45° zur Scherzone. Die scheidenden Bewegungen an der Störungsfläche werden von einer Verkürzung begleitet, es entstehen kompressive Strukturen parallel zur Störung. Synthetische und antithetische Riedelscherflächen schließen mit der größten Hauptspannungsachse einen Winkel größer als 30° ein.
- 3) Transtension: Die größte Hauptspannungsachse steht in einem Winkel kleiner als 45° zur Scherzone. Orthogonal zur Störung führt eine horizontale Extensionskomponente zur Entwicklung von Dehnungsstrukturen parallel zur Störung. Synthetische und antithetische Riedelscherflächen schließen mit der größten Hauptspannungsachse einen Winkel kleiner als 30° ein.

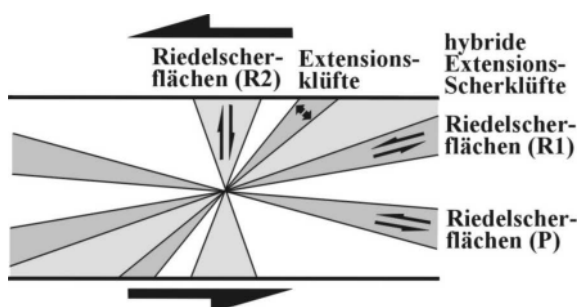


Abb. 6.8: Riedelscherflächen, Dehnungsklüfte und hybride Extensions-Scherklüfte an einer Blattverschiebungszone (MESCHEDE 1994).

Wenn die Bewegung an der Scherfläche nicht ausreicht, um die wirksame Span-

nung aufzunehmen, entwickeln sich sekundäre Scherflächen, die als Riedelscherflächen bezeichnet werden (Abb. 6.8). Synthetische Riedelscherflächen (R1) zweigen in einem Winkel zwischen 10° und 20° von der Hauptbewegungsfläche ab und besitzen mit dieser einen gleichsinnigen Relativversatz. Die antithetischen Riedelscherflächen (R2) sind in der Regel wesentlich schwächer ausgebildet und schneiden die Hauptbewegungsfläche unter verhältnismäßig steilen Winkeln. Ihr Relativversatz ist gegensinnig zu dem der Hauptbewegungsfläche (EISBACHER 1991). Synthetische und antithetische Riedelscherflächen werden auch als R- und R'-Flächen (MANDL 2000; PETIT 1987) oder RI- und RII-Flächen (EISBACHER 1991) bezeichnet. In der Winkelhalbierenden zwischen synthetischer und antithetischer Riedelscherfläche können Extensionsklüfte auftreten, die in Richtung auf die synthetischen Riedelscherflächen in hybride Extensions-Scherklüfte übergehen. Ebenfalls in kleinen Winkeln zur Hauptbewegungsfläche treten P-Flächen auf, die wie die synthetischen Riedelscherflächen einen gleichsinnigen Relativversatz mit der Hauptbewegungsfläche besitzen. Im Unterschied zu den R1-Flächen sind die P-Flächen, von der Hauptbewegungsfläche aus betrachtet, zur anderen Seite geneigt (MESCHEDE 1994).

Überschiebungen:

Überschiebungen entstehen, wenn die größte und mittlere Hauptspannungsachse horizontal und die kleinste Hauptspannungsachse vertikal orientiert sind (HATCHER 1995). In der Regel wird zwischen Aufschiebungen mit Einfallswinkeln größer 45° und flachen Überschiebungen mit Einfallswinkeln kleiner 45° unterschieden, wobei Überschiebungen allerdings auch listrisch sein können und flache Scherbahnen mit zunehmender Tiefe in steilstehende Störungen übergehen können. Oft treten Überschiebungen zusammen mit Blattverschiebungen auf, wenn während horizontaler Einengung die σ_3 -Achse die horizontale mit einer vertikalen Orientierung tauscht (MANDL 1988). Überschiebungen treten oft in Vorlandgürteln von Orogenen auf, in denen Deformation auch das Grundgebirge mit einbezieht. Da diese oft ein keilförmiges Profil besitzen, werden vereinfachende dynamische Modelle oft auf Überschiebungskeile bezogen (EISBACHER 1991). Im Verlauf horizontaler Einengung verändert sich die Geometrie dieser Keile in Abhängigkeit von den Materialeigenschaften des Gesteins und der Festigkeit von Abscherhorizonten. Bei geringen basalen Scherwiderständen und hohen internen Scherwiderständen breiten

sich relativ dünne Keile zur Spitze hin aus. Bei hohen basalen Scherwiderständen nimmt die Mächtigkeit der Überschiebungskeile rasch zu. Im Normalfall erfolgt der Spannungsansatz von hinten, d.h. an der breiten Seite des Überschiebungskeiles (Abb. 6.9).

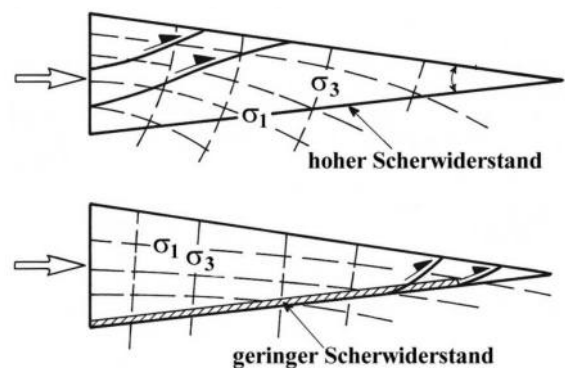


Abb. 6.9: Verlauf des Spannungstensors in einem keilförmigen Überschiebungsgürtel bei rückwärtigem Spannungsansatz und hohem bzw. niedrigem basalem Scherwiderstand (EISBACHER 1991).

Rückwärtiger Spannungsansatz in Überschiebungsgürteln führt bei hohen internen Scherwiderständen zunächst zur Entwicklung von Spannungen im hinteren Bereich des Überschiebungskeiles, wo es auch zum ersten mechanischen Versagen kommt. Bei geringen basalen Scherwiderständen kommt es zu einer mechanischen Entkopplung vom Substrat und einer Spannungs-konzentration sowie ersten Überschiebungen an der Spitze des Überschiebungskeiles (EISBACHER 1991; MANDL 1988).

6.1.5 Der Mohrsche Spannungskreis

Eine Methode zu Darstellung von Spannungszuständen an einer Fläche (vgl. Abb. 6.4) ist der Mohrsche Spannungskreis. An ihm können die Verhältnisse der Hauptspannungen (σ_1 , σ_2 , σ_3) zueinander sowie die Scherspannung (τ) direkt abgelesen werden (Abb. 6.10). Der Mittelpunkt des Kreises befindet sich auf der Abszisse eines Koordinatensystems, auf der die Normalspannungen abgetragen werden. Rechts von der Ordinate befinden sich kompressive Spannungen, links von der Ordinate Zugspannungen. An der Ordinate wird die Scherspannung abgetragen. Die größte Scherspannung tritt auf Flächen auf, die im Winkel von 45° zwischen den Hauptspannungen σ_1 und σ_3 liegen, da dann $2\theta = 90^\circ$ ist und der höchste Punkt am Spannungskreis erreicht ist. Die einhüllende Gerade am Mohrschen Spannungskreis, das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium, trennt stabile

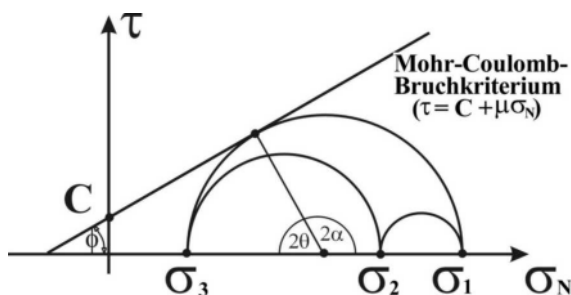


Abb. 6.10: Darstellung eines dreidimensionalen Spannungszustandes sowie eines Mohr-Coulomb-Bruchkriteriums im Mohrschen Spannungskreis. Dargestellt ist nur der obere Bereich des Spannungskreises (MANDL 2000).

von instabilen Spannungszuständen. Bereiche unterhalb der Geraden sind stabil, während es an und über der Geraden zum mechanischen Versagen des Gesteins kommt. Der Verlauf dieser Geraden wird neben der Normalspannung durch die Faktoren C (Kohäsion), μ (Reibungskoeffizient) und ϕ (innerer Reibungswinkel) bestimmt. Der Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate des Koordinatensystems, bei $\sigma_N = 0$, ergibt die Kohäsion, den Anteil des Scherwiderstandes, der unabhängig von Änderungen des Umlagerungsdruckes ist. Der innere Reibungswinkel ϕ beschreibt den Anteil des Scherwiderstandes, der durch Vergrößerung des Umlagerungsdruckes verändert wird. Er liegt in der Größenordnung von 10° bis 50° , mit durchschnittlichen Werten um 30° (MANDL 2000). Der Reibungskoeffizient μ ergibt sich aus dem Tangens des inneren Reibungswinkels ($\tan\phi$) (EISBACHER 1991).

Das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium gilt allerdings nicht für den tensilen Teil des Mohrschen Spannungskreises und auch nicht für Bereiche mit höherem Umlagerungsdruck bei spröde-duktiler und duktiler Deformation. Bei Vorkommen von Porenwässern verhält sich das Gestein wegen der Reduzierung der Rahmenspannung durch den Porenwasserdruck so, als ob der

Umlagerungsdruck herabgesetzt werden würde. Der Mohrsche Spannungskreis ist dann entlang der Normalspannungsachse um den Betrag des Porenwasserdruckes zu niedrigeren kompressiven Spannungen verschoben; damit können stabile Spannungszustände instabil werden (EISBACHER 1991).

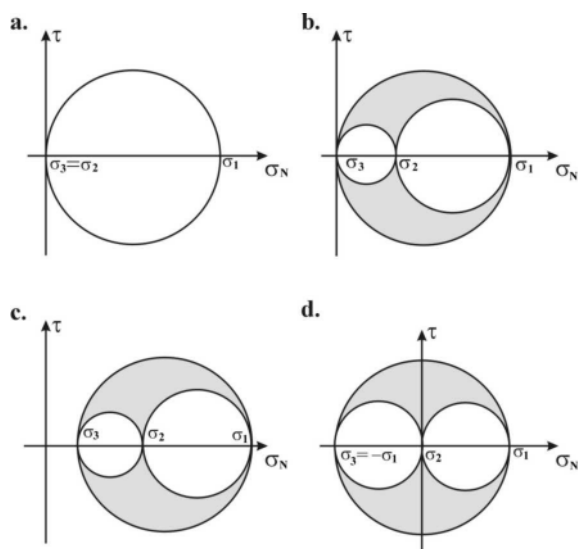


Abb. 6.11: Unterschiedliche Spannungszustände im Mohrschen Spannungskreis. a.: uniaxialer Spannungszustand, b.: biaxialer Spannungszustand, c.: triaxialer Spannungszustand, d.: reine Scherspannung – „Pure Shear“ (MESCHEDE 1994; MANDL 1988).

Jeweils nach der Größe der einzelnen Hauptspannungen, bzw. ihrer Lage auf der Normalspannungsachse, können mehrere Spannungszustände unterschieden werden (Abb. 6.11): Der **uniaxiale Spannungszustand** wird durch zwei Hauptspannungen beschrieben, deren Größe gleich Null ist. Die dritte Hauptspannung ist entweder größer oder kleiner Null. Ist $\sigma_3 \neq 0$, so liegt der Mohrsche Spannungskreis im Bereich der Zugspannung, ist $\sigma_1 \neq 0$ befindet er

sich im Bereich kompressiver Spannungen (MANDL 2000). Der uniaxiale Spannungszustand ist in der Natur nicht verwirklicht (MESCHEDE 1994). Im **biaxialen Spannungszustand** ist eine Hauptspannung gleich Null, zwei Hauptspannungen sind ungleich Null. Dieser Spannungszustand ist auf oberflächennahe Bereiche beschränkt, da er nur bei fehlender Auflast verwirklicht werden kann (MESCHEDE 1994). In der Natur führt er zur Bildung von Extensionsklüften (MANDL 2000). Der **triaxiale Spannungszustand** ist der Regelfall der Spannungszustände. Alle Hauptspannungen sind ungleich Null. Mechanisches Versagen von Gesteinen wird durch das Mohr-Coulomb-Bruchkriterium beschrieben. **Reine Scherspannung** entsteht, wenn die Beträge von σ_1 und σ_3 gleich sind, und sich beide Hauptspannungen durch ihr Vorzeichen unterscheiden. Auch muß σ_2 gleich Null sein. Auch dieser Spannungszustand ist in der Natur nur sehr selten verwirklicht (MESCHEDE 1994). In Abb. 6. 11 nicht dargestellt ist der lithostatische Spannungszustand, bei dem alle Hauptspannungen gleich einer beliebigen Hauptspannung sind ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_N$). Dies bedeutet, daß damit die Scherspannung gleich Null ist. Die Größe der lithostatischen Spannung wird als Punkt auf der Normalspannungsachse dargestellt (MESCHEDE 1994).

6.1.6 Berechnung der Paläospannung

Störungsflächen, die über eine Lineation verfügen, und deren Bewegungssinn bekannt ist, können zur Berechnung der Paläospannung genutzt werden. Zuvor müssen jedoch Verformungsereignisse unterschiedlicher Hauptspannungsrichtungen voneinander getrennt werden. Diese heterogenen Datensätze werden an Hand von stark abweichenden Linearen oder unterschiedlichem Schersinn voneinander getrennt, wobei allerdings die Gefahr der Verwechslung mit konjugierten Störungen besteht. Daher muß schon im Gelände auf konjugierte Scherflächen, bzw. Hinweise auf eine gleichzeitige Entstehung der Störungsflächen, geachtet werden. Eine Trennung von heterogenen Datensätzen kann graphisch erfolgen, in dem die Daten mit der Angelier-Methode dargestellt werden. Datensätze mit gleicher Hauptspannungsrichtung, d.h. homogene Flächenpopulationen, besitzen Linear Pfeile, die auf einen gemeinsamen Punkt zeigen (MESCHÉDE 1994). Homogene Flächenpopulationen können auch nach der Berechnung der Kompressions- (P-Achse) und Dehnungsachsen (T-Achse) abgetrennt werden, falls bei der Darstellung der Daten mehrere Punktmaxima von P- und T-Achsen auftreten.

Die Berechnung des Spannungstensors wurde mit der direkten Inversionsme-

thode nach ANGELIER & GOGUEL (1979) sowie SPANG (1972), beide verändert nach SPERNER et al. (1993) durchgeführt. Bei geringer Datendichte wurde auf die PT-Achsen Berechnung nach TURNER (1953) zurückgegriffen.

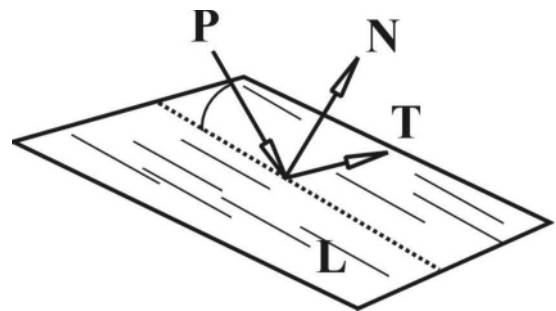


Abb. 6.12: Kompressions- und Dehnungsachse an einer Störungsfläche. P: Kompressionsachse, T: Dehnungsachse, N: Flächennormale, L: Lineation (MESCHÉDE 1994).

Für jede Störungsfläche kann eine theoretische Kompressions- und Dehnungsachse berechnet werden (TURNER 1953). Dazu wird vorausgesetzt, daß sich zwischen der Kompressionsachse (P) und dem Harnischlinear bzw. der Störungsfläche ein konstanter Scherwinkel von 30° befindet. Entsprechend steht die Dehnungsachse in einem Winkel von 60° zur Störungsfläche (Abb. 6.12). Die intermediäre Achse liegt im rechten Winkel zum Harnischlinear auf der Störungsfläche. Darüber hinaus wird angenommen, daß sich alle Flächen unabhängig voneinander und unabhängig von Anisotropien im Gestein entwickelt haben, und somit der Winkel zwischen der Kom-

pressionsachse und dem Linear konstant geblieben ist. Abweichungen sollen sich bei großen Datenmengen gegenseitig aufheben und somit zu einem guten Näherungswert der Hauptspannungsachsen des Paläospannungstensors führen. Da der Winkel zwischen der Kompressionsachse und der Störungsfläche lediglich empirisch festgelegt wurde, kann mit TectonicsFP 1.6 (REITER & ACS 2000) die Berechnung mit variierenden Scherwinkeln θ zwischen 10° und 85° durchgeführt werden (Abb. 6.13). Die dabei entstehenden Häufigkeitsmaxima der Hauptspannungsachsen bzw. deren Regelungsgrad $R\%$ (WALLBRECHER 1986) werden über den Winkelbereich von 10° bis 85° verglichen. Der Regelungsgrad $R\%$

gibt die Regelung eines Gefüges in Prozent an. Dabei bedeutet $R\% = 0$, daß die Gefügeelemente statistisch regellos verteilt sind, und $R\% = 100$, daß alle Gefügeelemente parallel orientiert sind, d.h. alle Daten treffen sich im Schmidt'schen Netz in einem Punkt. Der günstigste Scherwinkel θ wird in der Berechnung bei größtmöglichem Regelungsgrad erreicht. Die Berechnung der PT-Achsen nach TURNER (1953) hat allerdings den Nachteil, daß die Grundvoraussetzung - σ_1 und σ_3 liegen in der Ebene, die durch das Harnischlinear gebildet wird und senkrecht zur Störungsfläche liegt - nur für neugebildete, nicht jedoch für reaktivierte Flächen gilt.

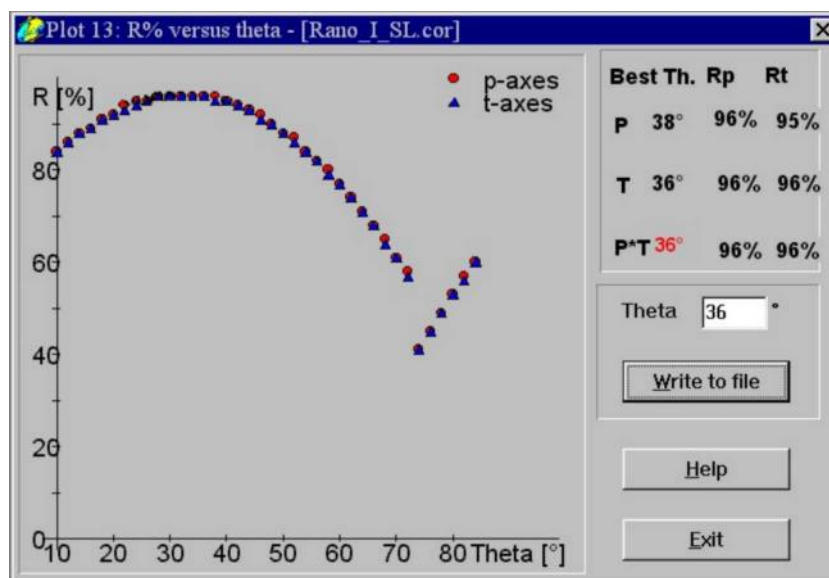


Abb. 6.13: Bestimmung des Scherwinkels θ für die PT-Achsen Berechnung bei variierenden Scherwinkeln θ zwischen Kompressionsachse und der Störungsfläche mit TectonicsFP 1.6. Datensatz Isalo I Gruppe - Region Ranohira, bester Winkel ist 36° .

Die Berechnung des Spannungstensors mit der direkten Inversionsmethode nach ANGELIER & GOGUEL (1979) ist im Gegen-

satz zur graphischen Methode nach TURNER (1953) eine mathematische Methode zur Berechnung der Hauptspan-

nungsachsen. Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist ein homogener Spannungszustand, ein sich isotrop verhaltendes Gestein sowie eine Verformung, die ohne Drehmoment oder Änderung des Volumens wirksam ist. Auch muß die durch das Harnischlinear belegte Bewegung parallel zur Scherspannung ablaufen (BOTT 1959). Mit der direkten Inversionsmethode wird der Spannungstensor bestimmt, dessen errechnete maximale Scherspannung (τ_{\max}) die geringsten Winkelabweichungen (α) von den im Gelände gemessenen Harnischlinearen (L) auf den Störungsflächen ergibt (Abb. 6.14). Zu diesem Zweck wird ein zufällig ausgewählter Spannungstensor zur Berechnung der Scherspannung genutzt und anschließend der Winkel zwischen Scherspannung und Linear bestimmt. Diese Berechnung wird so lange wiederholt, bis der Spannungstensor, der die geringste Winkelabweichung zur Folge hat, gefunden ist.

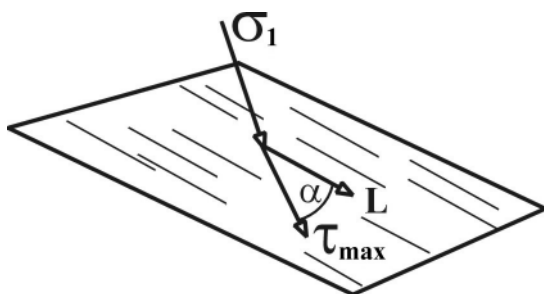


Abb. 6.14: Abweichung (α) der an einer Störungsfläche gemessenen Lineation (L) von der berechneten maximalen Scherspannung (τ_{\max}) bei Verwendung eines beliebigen Spannungstensors. Abbildung verändert nach (MESCHEDE 1994).

Die Berechnung der Paläospannungen ist allerdings nicht auf alle Störungen anwendbar. So ist sie nur für einzelne, nach dem Mohr-Coulomb-Bruchkriterium reagierende Störungen, d.h. Scherbrüche, konjugierte Störungen sowie für Störungsmuster mit orthorhombischer (Abb. 6.15) oder höherer Symmetrie zulässig (NIETO-SAMANIEGO 1999). Orthorhombische Symmetrie, also drei orthogonale Spiegelungsebenen und drei orthogonale Rotationsachsen, ist die niedrigste Symmetrie, die ein Spannungsellipsoid charakterisiert (TWISS & UNRUH 1998). Komplexe Störungsmuster (Abb. 6.15), mit mehr als zwei interagierenden Flächen, bewirken zweidimensionale oder dreidimensionale Verformung mit oder ohne Rotation. Wegen der hohen Asymmetrie und der Rotationskomponente sind die Bewegungen auf den Störungsflächen nicht ausschließlich eine Folge des regionalen Spannungstensors. Damit ist die Berechnung von Paläospannungen im Fall von komplexen Störungsmustern nicht möglich (NIETO-SAMANIEGO 1999). Da die für die Berechnung des Spannungstensors benötigten Harnischlinien kinematisch kontrolliert werden, der Spannungstensor jedoch eine dynamische Größe ist, kann eine Berechnung nur an unabhängig verformten Flächen erfolgen (NIETO-SAMANIEGO & ALANIZ-ALVAREZ 1997). Die Berechnung des Spannungstensors mit der

direkten Inversionsmethode ist also nur unter bestimmten Voraussetzungen möglich, da der Versatz an großräumigen Störungen in erster Linie durch die Kinematik bzw. Verformungsrate an der Störung nicht aber durch den Spannungstensor bestimmt wird. Die Bestimmung des Spannungstensors ist nur möglich, wenn keine Rotation auftritt, die Achsen der infinitesimalen Spannungs- und des Verformungsellipsoides homoaxial sind, und die Form von Spannungs- und Verformungsellipsoid gleich sind. Diese Bedingungen sind erfüllt, wenn die Störungsmuster mindestens orthorhombische oder höhere Symmetrie besitzen, und das Gestein mechanisch isotrop ist (TWISS & UNRUH 1998).

6.1.7 Das Verhältnis der Hauptspannungen

Die meisten Verformungen in der Natur werden vom Unterschied der Größe der Hauptspannungen bestimmt. Daher werden oft für die Hauptspannungen nur das dimensionslose Spannungsverhältnis R mit $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ angegeben (BOTT 1959). Das Spannungsverhältnis R bewegt sich in der Größenordnung zwischen 0 und 1. Wenn σ_1 und σ_2 gleich groß sind, ist das Spannungsverhältnis R gleich 1, wenn σ_2

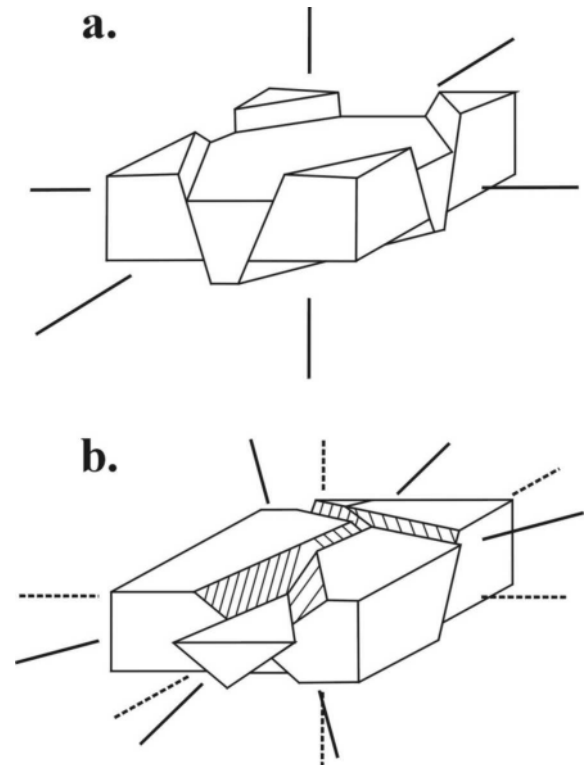


Abb. 6.15 a.: Störungsmuster mit orthorhombischer Symmetrie, b.: komplexes Störungsmuster (NIETO-SAMANIEGO 1999).

und σ_3 gleich groß sind ist R gleich 0. Das Verhältnis der Hauptspannungen gibt zusammen mit ihrer Orientierung die Art des dynamischen Systems der Deformation (Abb. 6.8) sowie die Form des Spannungsellipsoides an. $R = 0$ beschreibt ein gestrecktes, prolates Spannungsellipsoid, $R = 1$ ein flaches, oblates Spannungsellipsoid (WALLBRECHER & UNZOG 1996).

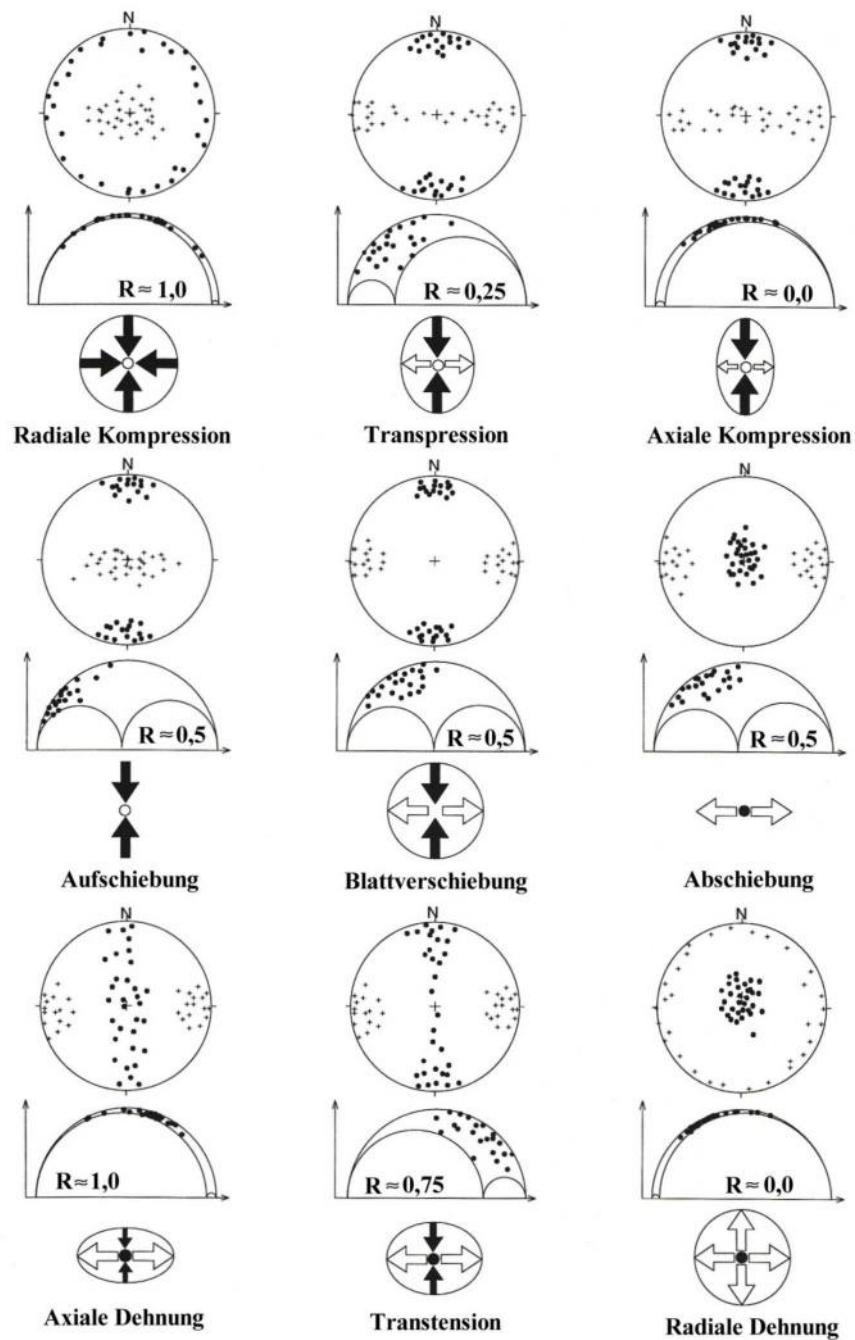


Abb. 6.16: Unterschiedliche Deformationsarten und Verteilung der zugehörigen Kompressions- und Dehnungsachsen im Schmidt'schen Netz sowie Darstellung der Daten im Mohrschen Spannungskreis. P-Achsen: Kreis, T-Achsen: Kreuz. (MESCHEDE 1994).

6.2 D1 Deformation – axiale Kompression

Störungsflächen mit Harnischlinearen und erkennbarem Bewegungssinn, die der ersten Deformationsphase zuzuordnen sind, wurden hauptsächlich an Grundgebirgsgesteinen, sowohl in der **Region Ianapera** (Abb. 6.17 b.) als auch in der **Region Iho-sy** (Abb. 6.17 c.) eingemessen. Die Störungsflächen in der **Region Ianapera** (Aufschluß 108) streichen NNE-SSW bis NE-SW. Mit maximal 10° flach nach NW einfallende Harnischlineare, Abrißkanten und Riedelscherflächen belegen sinistrale Scherung. Auch Störungsflächen von Grundgebirgsgesteinen der **Region Iho-sy** (Aufschlüsse 61 und 62) zeigen Abrißkanten und Riedelscherflächen, die sinistrale Scherung an spröden Scherflächen belegen. Die Störungsflächen streichen NNW-SSE bis NNE-SSW. In der **Region Sakoa** ist der Kontakt von diskordant auf Migmatiten auflagernden Diamiktiten der unteren Sakoa Gruppe aufgeschlossen (Abb. 6.17 a.). Der Kontakt beider lithologischer Einheiten wurde stellenweise tektonisch überprägt. Die Störungsflächen, bzw. der tektonisch überprägte Kontakt, streichen NNE-SSW bis ENE-WSW. Annähernd horizontale bis flach nach NE einfallende Harnischstriemungen auf den Störungsflächen belegen die Dominanz von horizontaler, sinistraler Scherung während der frühen Riftphase (Fototafel 5 - 3, 4).

Interpretation:

Für die erste Deformationsphase des Karoo Riftings wurde in allen Regionen nach der PT-Methode (TURNER 1953) ein horizontaler Spannungstensor errechnet. Dabei schwankt die Einfallrichtung der größten Hauptspannungsachse zwischen NNE, NE und SSE, die der kleinsten Hauptspannungsachse zwischen NE, ESE und WSW (Abb. 6.17). Der hohe Regelungsgrad $R\%$ ist ein Kennzeichen für eine sehr homogene Datenverteilung. Auch der Spannungstensor nach der direkten Inversionsmethode (ANGELIER & GOGUEL 1979) liegt horizontal, weicht aber geringfügig von dem nach der PT-Methode ermittelten Spannungstensor ab. Das aus der direkten Inversionsmethode abgeleitete Spannungsverhältnis R ergibt mit Werten von 0,22 bis 0,12 ein längliches, d.h. prolates Spannungsellipsoid. Daraus folgt für den Spannungsansatz axiale Kompression.

Die Paläospannungstensoren der **Regionen Ianapera und Iho-sy** bestätigen die etwa N-S gerichtete Kompression während der frühesten Phase der Beckenöffnung im unteren Perm (vgl. Kap. 5.4), beide Kompressionsachsen weichen lediglich um 10° von der N-S Richtung ab (Abb. 6.17 a. und b.). Die Parallelität zwischen den analysierten Störungsflächen und den Foliationsflächen der Grundgebirgsgesteine

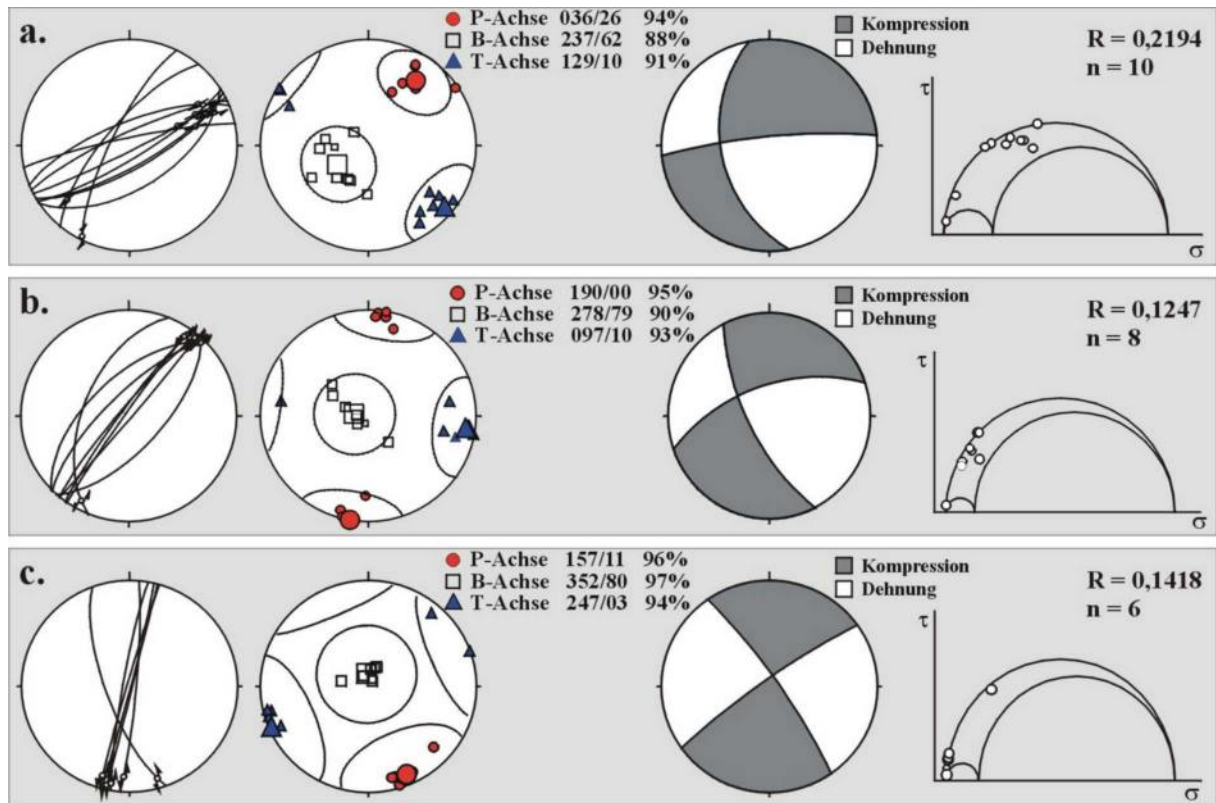


Abb. 6.17: Paläospannungsanalyse für Störungsflächen der D1-Deformationsphase. Dargestellt sind die Störungsflächen im Angelier-Diagramm, der Spannungstensor nach der PT-Methode mit Kompressions- (P-Achse), intermediärer (B-Achse) und Dehnungsachse (T-Achse) und dem jeweiligen Regelungsgrad R%, der Spannungstensor nach der direkten Inversionsmethode und der Mohr'sche Spannungskreis mit dem Spannungsverhältnis R. a.: Kontakt von Diamiktiten der unteren Sakoa Gruppe und Grundgebirgsgesteinen in der Region Sakoa, Aufschluß 81; b.: Grundgebirgsgesteine in der Region Ianapera, Aufschluß 108; c.: Grundgebirgsgesteine in der Region Ihosy, Aufschlüsse 61, 62.

steine sowohl in der **Region Ianapera** (Abb. 5.5 g.) als auch der **Region Ihosy** (Abb. 5.3 b.) ist eine weitere Bestätigung für die kontrollierende Funktion der duktilen Scherzonen. In beiden Regionen wurden duktile Strukturen unter N-S gerichteter axialer Kompression reaktiviert, was durch das niedrige Spannungsverhältnis R mit Werten von 0,12 und 0,14 sowie annähernd horizontale P- und T-Achsen belegt wird. Die Hauptspannungsrichtung des Paläospannungstensors der **Region Sakoa** ist im Gegensatz zu denen der **Regionen Ianapera und Ihosy** nach NE rotiert

(Abb. 6.17 a.). Da keine Störungs- oder Kluffflächen für das untere Perm eine NE-SW gerichtete Kompression anzeigen, wurden hier sekundäre Riedelscherflächen, bzw. P-Scherflächen, analysiert (vgl. Abb. 5.8 a.). Da P-Scherflächen mit der Hauptscherfläche Winkel zwischen 135° und 165° einnehmen (CLADOUHOS 1999), schließen sie folglich mit der größten Hauptspannung σ_1 größere Winkel θ als 45° ein. Daher gibt dieser Datensatz lediglich punktuelle Werte an einer sekundären Störungsfläche an und ist zur Analyse eines überregionalen Spannungstensors un-

geeignet. Die Störungen der **Regionen Ianapera und Ihosy** streichen im Gegensatz zu den Störungsdaten der **Region Sakoa** annähernd parallel zu der spröden Scherzone, die die Öffnung der unterpermischen Pull-Apart Becken kontrollierte (Abb. 6.17). Auch wenn die Geometrie der Scherzone durch das lokale Streichen der Foliationsflächen beeinflusst wurde, geben diese beiden Datensätze die überregionalen Spannungsverhältnisse zumindest näherungsweise wider.

Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der PT-Methode und der direkten Inversionsmethode beruhen auf dem abweichenden Rechenansatz beider Methoden. Während die PT-Methode die Kompressions- und Dehnungsachsen direkt aus Störungen und ihrem Versatz berechnet, wird mit der direkten Inversionsmethode ein virtueller Spannungstensor erzeugt. Die PT-Methode nutzt die Kinematik einer Störung, und beschreibt mit den P- und T-Achsen die Achsen des Verformungsellipsoides eines Deformationsinkrementes (MARRET & PEACOCK 1999; MARRETT & ALLMENDINGER 1990). Da die Deformation aber in vielen Fällen nicht koaxial ist, d.h. die Achsen des inkrementellen und des finiten Verformungsellipsoides nicht parallel sind bzw. die Bewegungsrichtung der Störung weder zu den Achsen des infinitesimalen noch des fini-

ten Verformungsellipsoides parallel sind (TIKOFF & WOJTAL 1999), können die Ergebnisse der PT-Methode nicht uneingeschränkt genutzt werden. Andererseits liegt der inkrementelle Veformungstensor in der Regel parallel zum Spannungstensor (TWISS & MOORES 1992), womit die PT-Methode zumindest einen ungefähren Anhaltspunkt zur Orientierung des Spannungstensors liefert. Während die PT-Methode nur einen ungefähren Anhaltspunkt liefert, ist die direkte Inversion uneingeschränkt anwendbar. Die Voraussetzung für diese Methode - ein homogenes Spannungsfeld, dynamische und kinematische Unabhängigkeit zwischen den Störungsflächen und Parallelität zwischen Scherspannung und Harnischlinear (NIETO-SAMANIEGO & ALANIZ-ALVAREZ 1997) - ist erfüllt, da wegen des einfachen Flächenmusters der Störungsflächen (Abb. 6.17) keine Interaktion zwischen einzelnen Flächen zu erwarten ist. Da die spröde Scherzone ungefähr dem Streichen der panafrikanischen Scherzone folgt, der deformierte Gesteinskörper also in vielen Fällen mechanisch nicht vollständig isotrop ist, sind somit die Achsen des Spannungs- und des Verformungsellipsoides nicht homoaxial. Daher ergeben die Berechnungen der Spannungstensoren mit der direkten Inversionsmethode geringfügig voneinander abweichende Ergebnisse.

6.3 D2 Deformation - Transtension

Störungsflächen der zweiten Deformationsphase mit Harnischlinearen und erkennbarem Bewegungssinn wurden an Grundgebirgsgesteinen der **Region Ranohira** (Abb.6.18 a.), Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe aus der **Region Ranohira** (Abb.6.18 b.), Grundgebirgsgesteinen der **Region Janjina** (Abb.6.18 c.) und Grundgebirgsgesteinen der **Region Miandrivazo** (Abb.6.18 d.), Aufschlüsse 1, 5 und 31, vorgefunden. Die Störungsflächen aus dem Granit der **Region Ranohira** (Aufschluß 34) besitzen mit Streichrichtungen von NW-SE bis NNE-SSW und E-W bis ESE-WNW sehr wechselnde Orientierungen. Die Harnischlineare zeigen mit maximal 12° Einfallen Blattverschiebungen an, auf denen Abrißkanten und Mineralfasern einen dextralen bzw. sinistralen Versatz belegen. In den Sedimenten der unteren Sakamena Gruppe aus der **Region Ranohira** (Aufschluß 39) streichen die Störungsflächen einheitlich E-W, ihre Harnischlineare fallen mit 60° nach SE ein. Auch in den Grundgebirgsgesteinen der **Region Janjina** (Aufschluß 20) sind schräge Abschiebungen aufgeschlossen. Die Störungsflächen streichen WNW-ESE, ihre Harnischlineare fallen nach WNW ein. An Hand von Abrißkanten konnte der relative Versatz bestimmt werden. Nach Trennung von heterogenen Datensätzen

aus den Grundgebirgsgesteinen der **Region Miandrivazo** wurde eine Störungsflächenpopulation abgetrennt, deren Flächen WNW-ESE bzw. WSW-ENE streichen (Aufschlüsse 1, 5 und 31). Auch diese Flächen zeigen mit Ausnahme einer sinistralen Blattverschiebung schräge Abschiebung an. Mineralfasern, Abrißkanten und der Versatz des metamorphen Lagenbaus sowie nach WNW bzw. WSW einfallende Harnischlineare belegen den relativen Versatz entlang der Störungsflächen.

Interpretation:

Die Störungsdaten der zweiten Deformationsphase des Karoo Riftings ergeben im Vergleich mit der ersten Phase wesentlich größere Abweichungen zwischen den Spannungstensoren (Abb. 6.18). Dabei treten sowohl lokale Unterschiede als auch größere Abweichungen zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Berechnungsmethoden auf. In der **Region Ranohira** treten darüber hinaus auch Unterschiede zwischen den Ergebnissen aus Messungen in Graniten (Abb. 6.18 a.) und Sedimenten (Abb. 6.18 b.) auf. In dieser Region variieren die Ergebnisse nach der PT-Methode zwischen einer horizontalen, NW-SE streichenden, annähernd vertikalen Kompressionsachse sowie NE-SW und N-S streichenden Dehnungsachse. Auch die mit der direkten Inversionsmethode be-

rechneten Spannungstensoren ergeben mit NNW-SSE Kompression und NE-SW Dehnung (Abb. 6.18 a.) bzw. WSW-ENE Kompression und NNW-SSE Dehnung (Abb. 6.18 b.) unterschiedliche Ergebnisse.

Die Störungsdaten aus den Sedimenten der Sakamena Gruppe der **Region**

Ranohira (Abb. 6.18 b.) und den Grundgebirgsgesteinen der **Region Janjina** (Abb. 6.18 c.) und **Miandrivazo** (Abb. 6.18 d.) ergeben sowohl nach Berechnung mit der PT-Methode als auch nach Berechnung mit der direkten Inversion wesentlich einheitlichere Ergebnisse.

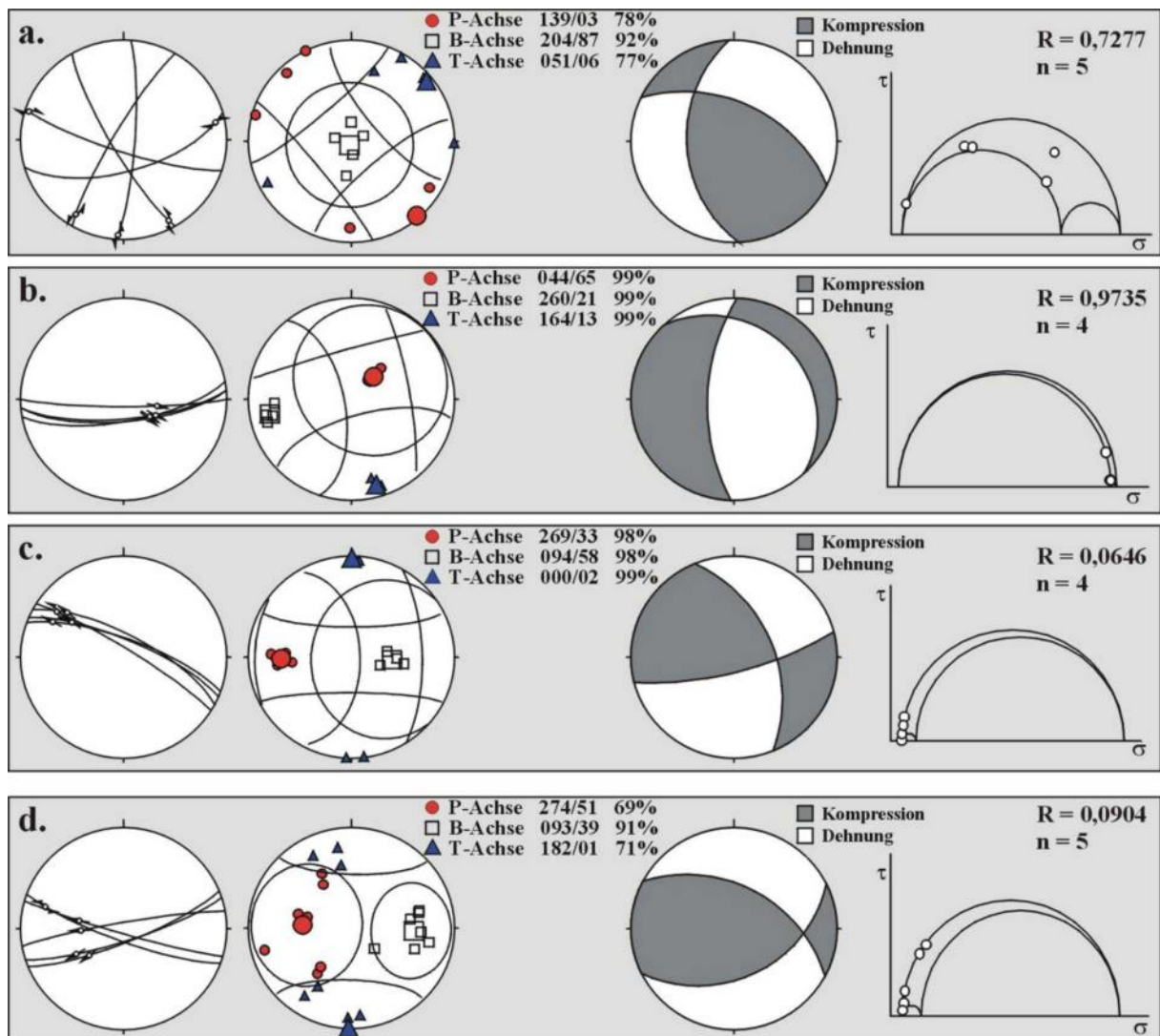


Abb. 6.18: Paläospannungsanalyse für Störungsflächen der D2-Deformationsphase. Dargestellt sind die Störungsflächen im Angelier-Diagramm, der Spannungstensor nach der PT-Methode mit Kompressions- (P-Achse), intermediärer (B-Achse) und Dehnungsachse (T-Achse) und dem jeweiligen Regelungsgrad R%, der Spannungstensor nach der direkten Inversionsmethode und der Mohr'sche Spannungskreis mit dem Spannungsverhältnis R. a.: Granit der Region Ranohira, Aufschluß 34; b.: Sedimente der unteren Sakamena Gruppe aus der Region Ranohira, Aufschluß 39; c.: Grundgebirgsgesteine in der Region Janjina, Aufschluß 20; d.: Grundgebirgsgesteine in der Region Miandrivazo, Aufschlüsse 1, 5 und 31.

Nach der PT-Methode wurde aus den Störungsdaten aller Regionen annähernd vertikale Kompressionsachsen sowie NNW-SSE bis N-S streichende Dehnungsachsen berechnet. Die mit der direkten Inversionsmethode ermittelten Spannungstensenoren ergeben eine etwa E-W streichende Kompressionsrichtung. Im einzelnen folgt aus den Störungsdaten der **Region Janjina** eine WNW-ESE streichende Kompressions- und eine SSW-NNE streichende Dehnungsachse (Abb. 6.18 c.) sowie aus den Störungsdaten der **Region Miandrivazo** eine WE streichende Kompressions- und

eine N-S streichende Dehnungsachse (Abb. 6.18 d.). Das aus der direkten Inversionsmethode abgeleitete Spannungsverhältnis R ergibt für die **Region Ranohira** mit Werten von 0,73 (Abb. 6.18 a.) bis 0,97 (Abb. 6.18 b.) ein oblates Spannungselipsoid und damit Transpression bzw. axiale Dehnung. Die Störungsdaten ergeben für die **Region Janjina** (Abb. 6.18 c.) ein Spannungsverhältnis von 0,06 und für die **Region Miandrivazo** (Abb. 6.18 d.) ein Spannungsverhältnis von 0,09 und damit ein längliches, d.h. prolates Spannungselipsoid.

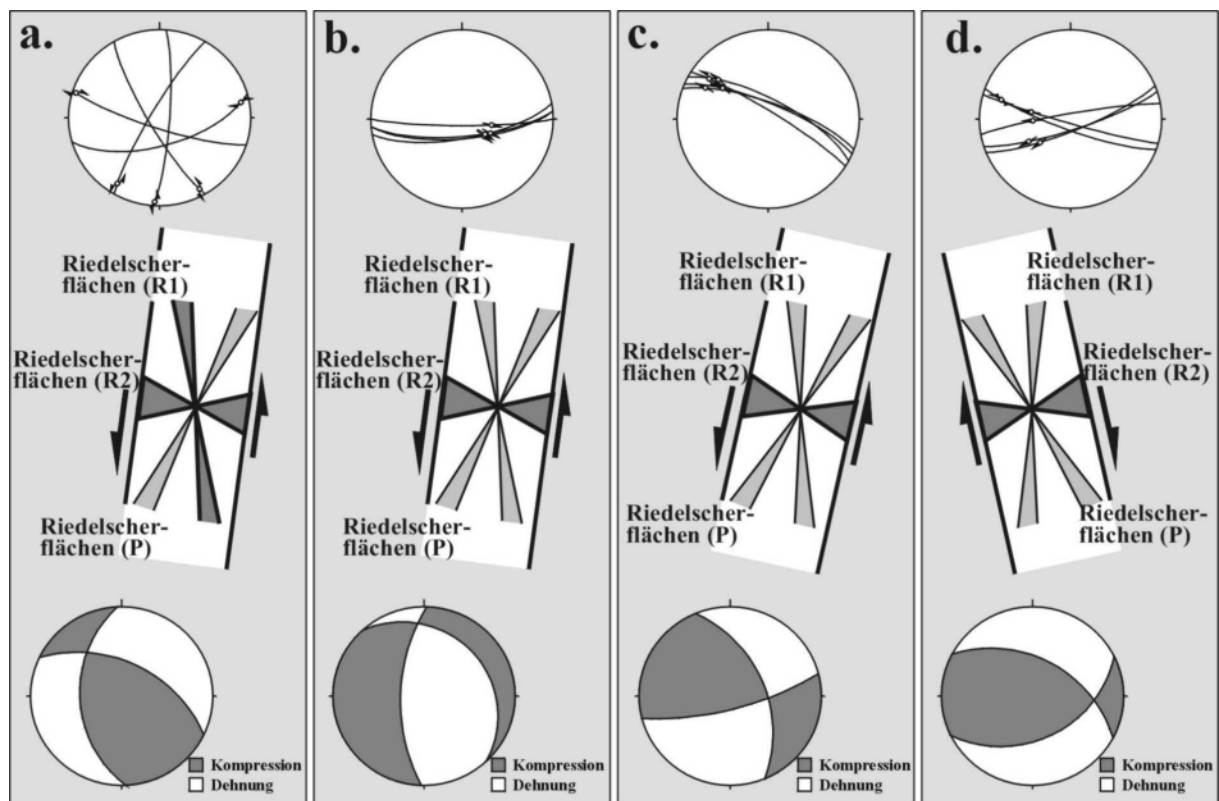


Abb. 6.19: Zur Paläospannungsanalyse genutzte Störungsdaten (dunkelgrau hinterlegt) sowie deren kinematische Einbindung in sinistrale (Abb. 6.11 a. bis c.) bzw. eine dextrale (Abb. 6.11 d.) Scherzone. Dargestellt sind auch die mit der direkten Inversionsmethode ermittelten Spannungstensenoren. a.: Region Ranohira - Granit, b.: Region Ranohira - Sedimente der unteren Sakamena Gruppe, c.: Region Janjina, d.: Region Miandrivazo.

Damit ergibt sich ein Spannungsansatz, der wegen des mittelsteilen Einfallens des Spannungstensors zwischen radialer Dehnung und axialer Kompression liegt.

Alle zur Berechnung des oberpermischen Spannungstensors genutzten Störungsflächen streichen im großen Winkel zu den regional aktiven Scherzonen (Abb. 6.19; Abb. 5.14). Diese Störungen repräsentieren kleinere sekundäre Störungen eines großen Störungssystems. Große Störungssysteme besitzen oft viele kleinere sekundäre Störungen mit synthetischer oder antithetischer Geometrie und diese wiederum synthetische oder antithetische Zweigstörungen. Unter der Annahme, daß sich Störungen mit einer spezifischen Orientierung zum Spannungstensor bilden, ergeben sich je nach gewählter Dimension unterschiedlichste Tensororientierungen (TIKOFF & WOJTAL 1999). Folglich repräsentieren die oberpermischen Spannungstensen lediglich die lokalen Spannungszustände an hauptsächlich antithetischen Riedelscherflächen einer Scherzone. Dabei wurde für den Norden des Morondava Beckens von einem dextralen Versatz und für den zentralen Bereich des Morondava Beckens von einem sinistralen Versatz ausgegangen. Der unterschiedliche Versatz der Störungssysteme wurde vermutlich durch unterschiedliche Orientierung der Grundgebirgsstrukturen und damit der oberpermischen Störungssysteme im zen-

tralen und nördlichen Morondava Becken verursacht. Da nur antithetische Riedelscherflächen aufgeschlossen waren, entsteht mit der ungefähr E-W orientierten Kompressionsrichtung (Abb. 6.19) ein falsches Bild der oberpermischen Spannungsverhältnisse im Morondava Becken. Wegen fehlender scherzonenparalleler Störungen kann der regionale oberpermische Spannungstensor nicht direkt ermittelt werden. Obgleich das finite Verformungsellipsoid der Scherzone bekannt ist (Abb. 5.14), kann damit der Spannungstensor daraus nicht ermittelt werden, da die finite Verformung innerhalb einer Scherzone eine Kombination aus einfacher Scherung (simple shear), reiner Scherung (pure shear) und Volumenveränderung ist (TIKOFF & FOSSEN 1993). Wegen der vielfältigen Deformationsmechanismen kann nicht angenommen werden, daß die Achsen des inkrementellen und des finiten Verformungsellipsoides parallel sind, was aber Grundvoraussetzung für die Abschätzung des Spannungstensors aus dem Verformungstensor ist. Zu erwarten ist aber ein N-S ansetzender Spannungstensor, da noch im oberen Perm N-S Einengung die Riftkinematik bestimmte (vgl. Kap. 5.5). Bei einem N-S orientierten Spannungstensor kann wegen des geringen Winkels zwischen Spannungsansatz und Scherzone ein transtensives System angenommen werden.

6.4 D3 Deformation – Transtension

Interpretierbare Störungsflächen der orthogonalen Extensionsphase wurden an Sedimenten der oberen Sakoa Gruppe in der **Region Sakoa** (Abb. 6.20 a.), an Sedimenten der Isalo I Gruppe in der **Region Ranohira** (Abb. 6.20 b.) sowie an Grundgebirgsgesteinen in der **Region Miandrivazo** (Abb. 6.20 c.) eingemessen. In Sedimenten der oberen Sakoa Gruppe der **Region Sakoa** (Aufschluß 123) sind NNE-SSW streichende Störungsflächen aufgeschlossen. Abrißkanten und Riedelscherflächen sowie mit 55° bis 65° mittelsteil nach WNW einfallende Harnischlineare zeigen abschiebenden Charakter. Die Störungsflächen in den Sedimenten der Isalo I Gruppe in der **Region Ranohira** (Aufschlüsse 46, 53 und 56) streichen NE-SW. Sie besitzen nach NW bzw. SSE einfallende Harnischlineare. Hier dienten Abrißkanten zur Bestimmung des Relativversatzes. Eine zweite Störungspopulation aus Grundgebirgsgesteinen der **Region Miandrivazo** (Aufschlüsse 1, 28 und 32) streicht einheitlich NNW-SSE. Sie besitzt nach W bis SW einfallende Harnischlineare die zusammen mit Mineralfasern und Abrißkanten die Bestimmung des relativen Versatzes ermöglichen.

Interpretation:

Aus den Störungsdaten der dritten Deformationsphase des Karoo Riftings wurde für

alle Regionen ein annähernd vertikaler Spannungstensor ermittelt. Lediglich die Streichrichtung der Dehnungskomponente variiert sowohl mit der lokalen Verbreitung als auch mit der Berechnungsmethode. Berechnungen mit der PT-Methode liefern für die **Region Sakoa** (Abb. 6.20 a.) und die **Region Ranohira** (Abb. 6.20 b.) eine NW-SE streichende Dehnungsrichtung und für die **Region Miandrivazo** (Abb. 6.20 c.) eine E-W streichende Dehnungsrichtung. Die direkte Inversionsmethode ergibt für die **Region Sakoa** eine annähernd E-W streichende und für die **Region Miandrivazo** eine WSW-ESE streichende Dehnungsrichtung. Das aus der direkten Inversionsmethode abgeleitete Spannungsverhältnis R ergibt für die **Region Sakoa** mit 0,75 (Abb. 6.20 a.) und für die **Region Miandrivazo** mit 0,61 (Abb. 6.20 c.) ein oblates Spannungsellipsoid und damit einen transtensiven Spannungsansatz.

In den Störungspopulationen der D3-Deformation steckt eine deutliche Diskrepanz zwischen der Kinematik mit NW-SE Extension (Kap. 5.6) und dem dynamischen Ansatz mit E-W Dehnung (Abb. 6.20). Als Erklärung kommen mehrere Faktoren in Frage: Oft sind Spannung und Verformung nicht immer durch ein direktes Ursache-Wirkungs-Prinzip verbunden

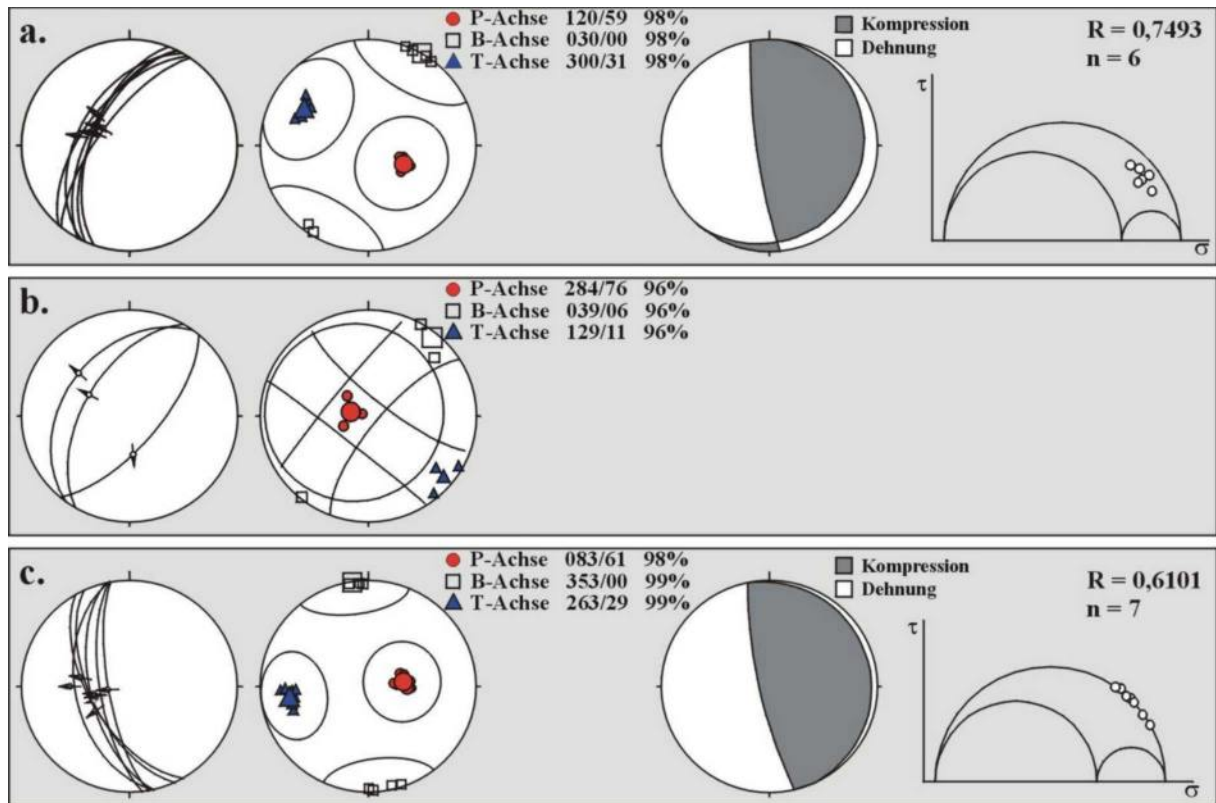


Abb. 6.20: Paläospannungsanalyse für Störungsflächen der D3-Deformationsphase. Dargestellt sind die Störungsflächen im Angelier-Diagramm, der Spannungstensor nach der PT-Methode mit Kompressions- (P-Achse), intermediärer (B-Achse) und Dehnungsachse (T-Achse) und dem jeweiligen Regelungsgrad R%, der Spannungstensor nach der direkten Inversionsmethode und der Mohr'sche Spannungskreis mit dem Spannungsverhältnis R. a.: Sedimente der oberen Sakoa Gruppe in der Region Sakoa, Aufschluß 123; b.: Sedimente der Isalo I Gruppe in der Region Ranohira, Aufschluß 108; c.: Grundgebirgsgesteine in der Region Miandrivazo, Aufschlüsse 1, 28 und 32.

(MARRETT & PEACOCK 1999; TIKOFF & WOJTAL 1999). Die finite Verformung ist häufig eine Kombination aus einfacher Scherung, reiner Scherung und Volumenveränderung und besitzt darüber hinaus einen Anteil an Rotationskomponente. Daher ist das finite Verformungsellipsoid in der Regel nicht mit dem Spannungstensor homoxial. Außerdem bezeichnet Transtension ein dynamisches, kein kinematisches Konzept (MARRETT & PEACOCK 1999) und beschreibt den Spannungsansatz im Verhältnis zu einer Störungsfläche. Auch für die D3-Deformation werden noch struktu-

relle Parallelen zwischen den Extensionsstrukturen (Abb. 6.20) und Grundgebirgsstrukturen (Abb. 5.5 a. und b.; Abb. 5.3 b.; Abb. 5.2 a.) deutlich. Selbst während der letzten Riftphase wird die Geometrie der spröden Strukturen noch stark vom Streichen der Foliationsflächen beeinflusst. Daher scheint die NW-SE Extension stärker durch ihre Kinematik als durch ihre Dynamik, also den regionalen Spannungstensor, kontrolliert zu sein. Vermutlich zeigt das Spannungsverhältnis wegen der dynamisch nicht optimalen Orientierung der Störungsfläche zum Spannungstensor

Transtension statt eines Abschiebungssystems an. Darüber hinaus ist der deformierte Gesteinskörper durch den Einfluß der Foliationsflächen mechanisch nicht vollständig isotrop. Damit treten einerseits Abweichungen zwischen einzelnen lokalen

Spannungsfeldern auf. Andererseits können, durch Anisotropien modifiziert, lokale Spannungsfelder entstehen, die sich deutlich vom regionalen Spannungsfeld unterscheiden (TIKOFF & WOJTAL 1999).

6.5 Zusammenfassung: Paläospannungsanalyse

Kaum eine Störung ist kinematisch unabhängig von präexistierenden Anisotropien entstanden. Die Foliationsflächen der Grundgebirgsgneise dienen vielfach neuen Bruchflächen als mechanische Vorgabe. Da der deformierte Gesteinskörper also in vielen Fällen mechanisch nicht isotrop ist, ergeben viele Berechnungen der Spannungstensoren einer Deformationsphase mit der direkten Inversionsmethode abweichende lokale Spannungsfelder. Diese lokalen Spannungsfelder unterscheiden sich vermutlich in vielen Fällen auch deutlich vom regionalen Spannungsfeld, da die Grundgebirgsanisotropien alle Ergebnisse der Paläospannungsanalyse beeinflussen. Gleiches gilt auch für die graphische PT-Methode. Die PT-Methode stellt allerdings lediglich die Achsen des Verformungselipsoides eines Deformationsinkrementes dar und liefert damit nur einen ungefähren Anhaltspunkt zur Orientierung des Spannungstensors.

Stärker noch als die präexistierenden Anisotropien können Sekundärstörun-

gen die Ergebnisse der Paläospannungsanalyse beeinflussen. So wurden sämtliche Störungsdaten der D2-Deformationsphase an Riedelscherflächen ermittelt, die keine überregionalen Korrelationen des Spannungsfeldes erlauben. Damit zeigt sich, daß keine dynamische Interpretation von Störungsflächen ohne vorherige Bestimmung der Kinematik erfolgen darf.

Auch wenn die Paläospannungsanalyse kein exaktes Abbild des regionalen Spannungsfeldes liefert, zeigt sich ein bemerkenswerter Trend in der räumlichen und zeitlichen Verteilung des regionalen Spannungstensors. Dabei muß allerdings auf eine dynamische Interpretation der D2-Deformationsphase wegen des starken Einflusses der Sekundärstörungen verzichtet werden. Werden die durch präexistierende Anisotropien verursachten Abweichungen der einzelnen Spannungstensoren vernachlässigt, so zeigt sich, daß die Orientierung des regionalen Spannungstensors über einen langen Zeitraum konstant geblieben ist. So sind die horizontalen Achsen des

Spannungstensors während des gesamten Riftinges etwa N-S und E-W ausgerichtet. Lediglich die relative Größe der Hauptspannungsachsen zueinander hat sich im Verlauf der Riftentwicklung verändert. Während der frühen D1-Deformationsphase im unteren Perm war die größte Hauptspannungsachse horizontal N-S orientiert. Die mittlere und kleinste Hauptspannungsachse waren im Verhältnis zur größten Hauptspannungsachse äußerst klein. Vermutlich war die größte Hauptspannungsachse auch noch während der D2-Deformationsphase im oberen Perm horizontal N-S orientiert. Die relative Größe der mittleren und kleinsten Hauptspan-

nungsachse hat zu dieser Zeit wahrscheinlich stark zugenommen. Die noch andauernden Blattverschiebungssysteme belegen die vertikale Orientierung der kleinsten Hauptspannungsachse. Verlässliche Daten fehlen hier allerdings. Mit dem Beginn der D3-Deformationsphase in der Trias war auch eine tiefgreifende Veränderung des regionalen Spannungstensors verbunden. Die größte Hauptspannungsachse rotierte nun in die vertikale Position, die mittlere Hauptspannungsachse rotierte von der E-W in die N-S Lage, und die kleinste Hauptspannungsachse rotierte von der Vertikalen in die E-W Achse.

7 TEKTONO-SEDIMENTÄRE ENTWICKLUNG DES KAROO RIFTINGS

Die Entwicklung des Morondava Beckens wurde vom unteren Perm bis zum Zerfall von Ost- und Westgondwana im mittleren Jura von unterschiedlichen Prozessen gesteuert. Dabei veränderte sich die zeitliche und räumliche Verteilung bzw. die Kinetik der einzelnen Riftphasen. Im Verlauf der Karoo Sedimentation, während der Ablagerung der unteren Sakoa Gruppe bis zur Isalo I Gruppe, d.h. während eines Zeitraumes von 65 Ma, nahm das Ausmaß und räumliche Verbreitung intrakontinentaler Extension kontinuierlich zu. Der Beginn des Rifting ist mit der Ablagerung der Seesedimente im unteren Perm, in der Assel Stufe, in räumlich sehr begrenzten Bereichen im südlichen Morondava Becken gleichzusetzen. Zeitlich entspricht der Beginn des Rifting dem Ende der Vereisungsphase im madagassischen Teil von Gondwana. In noch schwach ausgeprägten Senken wurden sowohl die See- als auch letzte periglaziale und Glazialsedimente abgelagert. Im Verlauf des unteren Perms dehnte sich die tektonisch aktive Zone auf das gesamte südliche Morondava Becken und Bereiche nördlich der Ranotsara Scherzone aus und wurde durch stetig wachsende Extensionsbeträge bestimmt. Die Riftphase im unteren Perm war durch N-S gerichtete Kompression bestimmt, die

zur sinistralen Reaktivierung proterozoischer Scherzonen führte. Entlang dieser Scherzonen wurde Ostgondwana gegenüber Westgondwana nach Norden versetzt. Seitlicher Versatz von aktiven Blattverschiebungen führte zur Öffnung zahlreicher Pull-Apart Becken im südlichen Morondava Becken (Abb. 7.1 a.). Diese Becken bildeten den sich kontinuierlich vergrößernden Sedimentationsraum für die mittlere und obere Sakoa Gruppe. In diesen Becken entstanden verflochtene Flußsysteme, deren Gradienten und Transportweiten verhältnismäßig stabil blieben. Unterschiede in der Sedimentfracht bzw. die ausschließliche Bildung von Kohlen in der mittleren Sakoa Gruppe sind daher auf klimatische Veränderungen zurückzuführen. Daher scheint das bisherige Konzept, Sedimentationszyklen mit Riftphasen gleichzusetzen und das madagassische Rifting im unteren Perm in drei Phasen aufzuteilen nicht schlüssig, zumal die Riftkinematik während des gesamten Zeitraumes konstant blieb. Im Norden des Morondava Beckens sind für das untere Perm, bedingt durch veränderte Orientierung der Grundgebirgsstrukturen, lediglich kompressive Strukturen nachweisbar. Die Sedimentation des Vohitola Kalkstein während der Ablagerung der oberen Sakoa

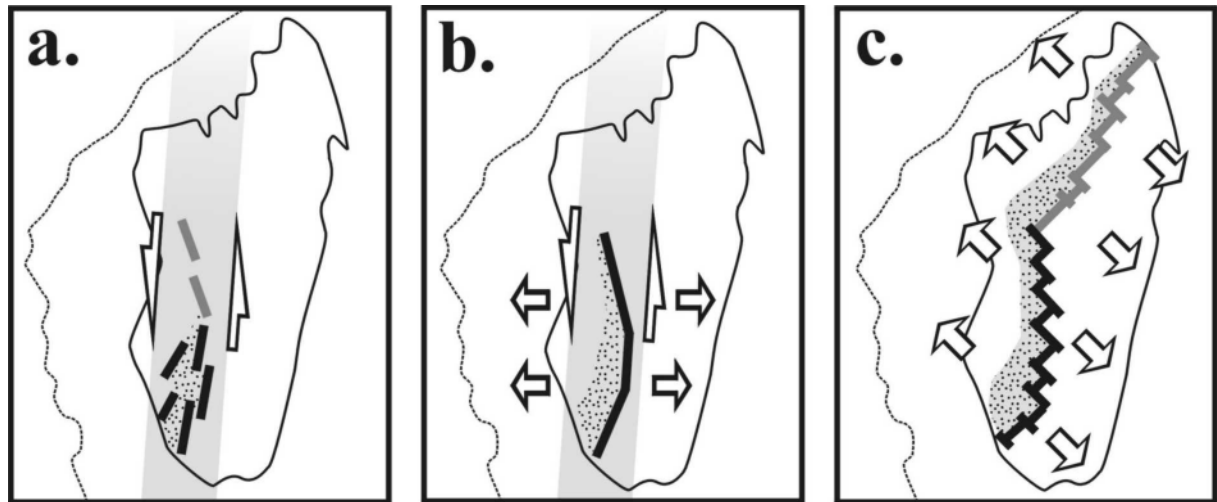


Abb. 7.1: Kinematische Entwicklung des Morondava Beckens während des Karoo Riftings. a.: sinistrale Reaktivierung von panafrikanischen Scherzonen und Öffnung von Pull-Apart Becken im unteren Perm. b.: transtensionelle Beckenöffnung entlang sinistraler Blattverschiebungszone im oberen Perm. c.: NW-Extension in der unteren bis mittleren Trias. Schwarze Linien: aktive Störungssysteme. Graue Linien: vermutete Störungssysteme des Morondava, Majunga und Diego Beckens. Paläoposition Madagaskars nach COFFIN & RABINOWITZ 1988.

Gruppe kennzeichnet den Höhepunkt der ersten Riftphase (D1) und den Zeitpunkt an dem das Gleichgewicht aus Hebung und Erosion an der Riftschulter sowie Grabenbildung und Sedimentation durch verstärkte Extension gestört wurde. Damit reichte die Sedimentfracht der Flüsse nicht aus, um im Senkungsgebiet einen ausgeglichenen Gradienten zu erhalten, und es erfolgte eine erste Transgression aus der Tethys.

Kurz vor der Wende vom unteren zum oberen Perm, im Capitan, erfolgten tief gehende Veränderungen der Riftkinematik. Subsidenz bzw. Hebung erfasste weite Bereiche des Morondava Beckens. Verstärkte E-W Extension führte in weiten Bereichen des Morondava Beckens zur Verbreiterung des Sedimentationsraumes und zur Ablagerung der unteren Sakamena

Gruppe. Nach wie vor waren panafrikanische Schwächezonen im Grundgebirge wichtige Kontrollfaktoren der Strukturbildung. Wie im unteren Perm ist auch im oberen Perm der Spannungstensor noch horizontal und N-S orientiert. Kompression und sinistrale Blattverschiebungen sowie ein zunehmender Betrag von E-W Extension resultierten in der Veränderung des Morondava Beckens vom Pull-Apart Becken zum transtensionellen Becken (Abb. 7.1 b.). Mit dem verstärkten Extensionsbetrag der zweiten Riftphase (D2) erfolgte auch eine intensivierte Sedimentation. Zunächst bildeten sich durch den erhöhten Gradienten noch Schwemmfächer, die im Verlauf der Riftentwicklung durch Anpassung des Gefälles, bedingt durch nachlassende tektonische Aktivität, in verflochtene Flüsse übergingen.

Ab der Wende von Perm zu Trias etablierte sich im gesamten Morondava Becken ein extensionelles Spannungsfeld. Damit wurde die Trias zu einer Periode intensiver Krustendehnung und Beckenbildung. Wieder wurden panafrikanische Scherzonen reaktiviert und bildeten die Randstörungen eines sich kontinuierlich nach Norden ausdehnenden Riftbeckens. Von der unteren zur mittleren Trias entwickelten sich unter NW-SE Extension Gräben und Halbgräben. Geringmächtige lakustrine und fluviatile Sedimente der unteren und mittleren Sakamena Gruppe belegen die geringen Extensionsraten während der dritten Riftphase (D3) in der unteren Trias. Im Ladin stieg der Extensionsbetrag zum Zeitpunkt der Sedimentation der Isalo I Gruppe sprunghaft an. Subsidenz in ausgedehnten Beckenbereichen und Hebung östlich der Riftschulter erfasste weite Bereiche im Südwesten Madagaskars und markiert den Höhepunkt der Riftbeckenentwicklung des Morondava Beckens (Abb. 7.1 c.). Ab der oberen Trias, mit der Wende vom Ladin zum Karn, war das mit der Karoo Sedimentation verbundene Rifting beendet, und das Morondava Becken entwickelte sich zu einem kontinentalen Sackungsbecken, in dem die Sedimente der Isalo II Gruppe abgelagert wurden.

Die heutige Position Madagaskars bildet den räumlichen Referenzrahmen für die Interpretation der Riftkinematik im

Zeitraum unteres Perm bis obere Trias. Da jedoch mit der Plattendrift vom mittleren Jura bis zur Unterkreide Madagaskar relativ zu Afrika rotierte, müssten die bisherigen Ergebnisse um einen bestimmten Winkel rückrotiert werden. So wie eine Vielzahl von Paläopositionen Madagaskars existieren (Abb. 2.3), werden auch unterschiedlichste Rotationswinkel angegeben:

Tab. 7.1: Rotationswinkel zur Rückrotation Madagaskars in die Paläoposition. (negativer Winkel bedeutet Rotation gegen den Uhrzeigersinn).

Winkel [°]	Zitat
- 20	MÜLLER et al. (1997)
21	WOPFNER (1993)
- 5	LOTES & ROWLEY (1990)
- 10	COFFIN & RABINOWITZ (1988)
12	LAWVER & SCOTESE (1987)
10	EMBLETON & MCELHINNY (1975)
5	SMITH & HALLAM (1970)
- 14	FLORES (1970)

Unter den verschiedenen Rotationswinkeln tritt eine Varianz von insgesamt 41° auf (Tab. 7.1). Da zur Zeit die exakte Paläoposition vor der heutigen Küste vor Tansania und Kenia noch nicht eindeutig geklärt ist, muß auf eine Rückrotation der jeweiligen Spannungstensoren verzichtet werden. Zur Darstellung der kinematischen Entwicklung wurde auf die Rekonstruktion von COFFIN & RABINOWITZ (1988) zurückgegriffen (Abb. 7.1).

Die Schließung der herzynischen Megasatur zwischen Gondwana und Laurussia im oberen Karbon und unteren Perm verstärkte die Subduktion am Paläo-

Pazifischen Kontinentalrand von Pangäa (GOLONKA & FORD 2000; ZIEGLER 1992). In der Folge entwickelte sich während der Permo-Trias entlang dieses Kontinentalrandes im Backarc-Bereich das Gondwaniden Orogen (STOREY et al. 1992; DALY et al. 1989), ausgelöst durch flache Subduktion (TROUW & DE WIT 1999; LOCK 1980). Sofern ein Orogen und das kontinentale Vorland mechanisch gekoppelt sind, können kompressive Spannungen im Intraplattenbereich über weite Entfernungen übertragen werden (ZIEGLER et al. 1995). Somit läßt sich die N-S Kompression in der kontinentalen Kruste des heutigen Madagaskars während des Perms auf verstärkte Deformationsprozesse am aktiven Kontinentalrand von Pangäa zurückführen. Im gesamten afrikanischen Bereich von Gondwana trat innerhalb dieses Zeitraumes NNE-SSW bis NW-SE gerichtete Kompression auf (DELVAUX 2001b; KLERKX et al. 1998). Dabei waren Auftreten und Orientierung von meso- und neoproterozoischen Scherzonen, insbesondere von der Mwembeshi Scherzone, kontrollierende Faktoren für die Kinematik und Sedimentation von Karoo Riftbecken (DALY et al. 1989). Diese bildeten im südlichen und östlichen Afrika ein konjugiertes System aus NW und NE streichenden Becken, in daß sich jetzt das Morondava Becken kinematisch einbinden läßt (Abb. 7.2).

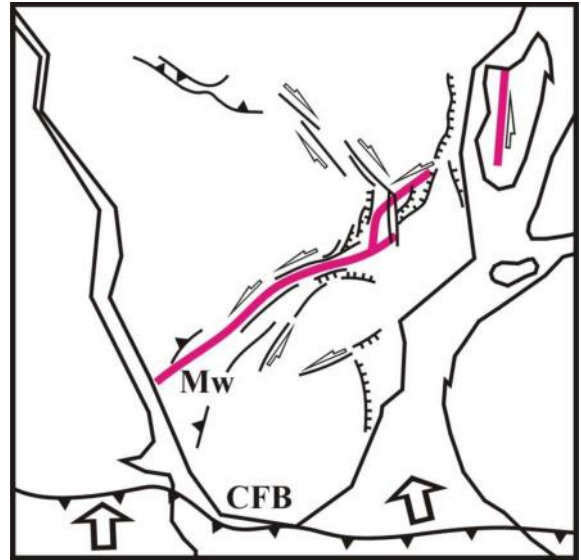


Abb. 7.2: Paläotektonik während der Permo-Trias für die afrikanischen und madagassischen Karoo Riftbecken. CFB: Kapketten der Gondwaniden, Mw (rote Linie): Mwembeshi Scherzone. Verändert nach VISSER & PRAEKELT (1996); DALY et al. (1991); DALY et al. (1989).

Während an den NE streichenden Riftbecken (Luangwa Becken, Sambia; Ruhuhu Becken und Metangula Becken, Tansania bzw. Malawi; Kilombero und Selous Becken, Tansania; Tanga Becken, Kenia) vom Karbon bis in die mittlere Trias bzw. den unteren Jura lückenlos sedimentiert wird (DELVAUX 2001b), führen in den NW streichenden Becken (Tanganyika Becken, Rukwa Becken, Malawi Becken) im unteren Perm dextrale Blattverschiebungszonen zur Öffnung von Pull-Apart Becken (DELVAUX 2001b; KLERKX et al. 1998; VISSER & PRAEKELT 1996). Vom oberen Perm bis in die untere Trias unterlagen diese Becken einer transpressiven Beckeninversion (DELVAUX 2001b; KLERKX et al. 1998). Die Veränderung der Riftkinematik sowohl des Morondava Beckens, als auch

der NW streichenden Karoo Becken Ostafrikas korreliert mit einem Wechsel der Geometrie der Subduktionszonen am Paläopazifischen Kontinentalrand von Pangäa. Während die Subduktion unter Südamerika im oberen Perm beendet ist, besteht sie weiterhin unter Antarktika (DELVAUX 2001b; VISSER & PRAEKELT 1996). Damit könnten dehnende Spannungen zur verstärkten Extension geführt haben. Unter Umständen kann auch der Beginn von Back-Arc Dehnung bzw. Rifting am Kontinentalrand der Paläotethys im Nordosten Gondwanas während des oberen Perms zur Veränderung der Riftkinematik

beigetragen haben (STOREY et al. 1992). Mit der oberen Trias müssen die durch die Subduktion generierten Spannungen stark nachgelassen haben, da nun zumindest im madagassischen Segment von Gondwana keine Extension kontinentaler Kruste mehr nachzuweisen ist. Folglich könnte der Übergang von flacher zu steiler Subduktion nicht im unteren Jura (STOREY et al. 1992) sondern bereits in der oberen Trias erfolgt sein. Diese Hypothese korreliert mit einer letzten nachweisbaren Deformation der Kapketten in der oberen Trias (VEEVES 1989).

8 LITERATUR

- ABDELSALAM, M., G.; STERN, R., J. (1996): Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield. *J. Afr. Earth Sci.*, 23, S. 289-310.
- ALLEN, J., R., L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, S. 93-114.
- ALLEN, M., B.; MACDONALD, D., M., I.; XUN, Z.; VINCENT, S., J.; BROUET-MENZINES, C. (1998): Transtensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China. In: HOLDSWORTH, R., E.; STRACHAN, R., A.; DEWEY, J., E. (eds.): *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 135, S. 215-229.
- ANDERSON, M., E. (1951): *The dynamics of faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 266 S.
- ANGELIER, J.; GOGUEL, J. (1979): Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C.R. Academie de la Sciences*, 288, Paris, S. 307-310.
- APPERT, O. (1977): Die Glossopterisflora der Sakoa in Südwest-Madagaskar. *Palaeontographica B*, 162, S. 1-50.
- BASILE, C.; BRUN, J., P. (1999): Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *J. Struct. Geol.*, 21, S. 23-37.
- BESAIRIE, H. (1972): Géologie de Madagascar, 1. Les terrains sédimentaires. *Ann. Geol. Madagascar*, 35, 463 S.
- BESAIRIE, H. (1964): Madagascar carte géologique, 1:1.000.000. Service Géologique de Madagascar. Antananarivo.
- BOAST, J.; NAIRN, A., E., M. (1982): An outline of the geology of madagascar. In: NAIRN, A., E., M.; STEHLI, F., G. (eds.): *The ocean basins and margins, Vol. 6, The Indian Ocean*. Plenum Press, New York, London, S. 649-696.
- BOTT, M., H., P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, S. 109-117.
- BRODZIKOWSKI, K.; VAN LOON, A., J. (1991): *Glacigenic sediments*. Elsevier, Amsterdam, 674 S.
- CHAMBERS, M., J., G. (1967): Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands. III: Miniature patterns, frost heaving and general conclusions. *Bull. British Antarctic Survey*, 12, S. 1-22.
- CHAMLEY, H. (1989): *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin, 623 S.

- CLADOUHOS, T., T. (1999): A kinematic model for deformation within brittle shear zones. *Journal of Structural Geology*, 21, S. 437-448.
- CLIFTON, A., E.; SCHLISCHE, R., W.; WITHJACK, M., O.; ACKERMANN, R., V. (2000): Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology*, 22, S. 1491-1509.
- CLIQUET, P., L. (1957): La tectonique profonde du sud Bassin de Morondava. - Rep. 2nd Meeting East-Central & Southern Reg. Comm. Geol. C. C. T. A., Tananarive 199 S.
- CLIQUET, P., L.; SPENGLER, A. DE (1957): Carte géologique de Ilemy-Ranohira. 1:100.000. Service Géologique de Madagaskar. Antananarivo.
- COFFIN, M., F. (1985): Evolution of the conjugate East African – Madagascan margins and the Western Somali Basin. Ph. D. Thesis, Columbia University, Michigan, 336 S.
- COFFIN, M., F.; RABINOWITZ, P., D. (1988): Evolution of the conjugate East African – Madagascan margins and the western Somali Basins. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 226, 78 S.
- COLLINS, A., S.; WINDLEY, B., F. (2002): The tectonic evolution of Central and Northern Madagascar and Its Place in the final Assembly of Gondwana. *Journal of Geology*, 110, S. 325-339.
- COLLINSON, J., D.; THOMPSON, D., B. (1984): *Sedimentary Structures*. Allan & Unwin, London, 194 S.
- COWAN, E., J. (1991): The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. In: MIAL, A., D.; TYLER, N. (eds.): *The three dimensional facies architecture terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. *Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Conc. Sedimentol. Geol.*, 85, S. 557-577.
- DALY, M., C.; LAWRENCE, S., R.; KIMUN'A, D.; BINGA, M. (1991): Late Palaeozoic deformation in central Africa: a result of distant collision? *Nature*, 350, S. 605-607.
- DALY, M., C.; CHOROWICZ, J.; FAIRHEAD, J., D. (1989): Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In: COOPER, M., A.; WILLIAMS, G., D. (eds.): *Inversion Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 44, S. 309-334.
- DELVAUX, D. (2001a): Tectonic and palaeostress evolution of the Tanganyika-Rukwa-Malawi rift segment, East African Rift System. In: ZIEGLER, P., A.; CAVAZZA, W.; ROBERTSON, A., H., F.; CRASQUIN-SOLEAU (eds.): *Peri-Thetys Memoir 6: Peri-Thetyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, 186, S-545-566.
- DELVAUX, D. (2001b): Karoo rifting in western Tanzania: precursor of Gondwana break-up? *Contributions to Geology and Palaeontology of Gondwana in honour of Helmut Wopfner*, S. 111-125, Geologisches Institut, Universität Köln.

- DENKLER, T.; FRANZ, G.; SCHANDELMEIER, H. (1994): Tectonometamorphic evolution of the Neoproterozoic Delgo suture zone, Northern Sudan. *Geol. Rundsch.*, 83, S. 578-590.
- DE WIT, M., J.; BOWRING, S., A.; ASHWAL, L., D.; RANDRIANASOLO, L., G.; MOREL, V., I.; RAMBELOSON, R., A. (2001): Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zones in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. *Tectonics*, 20, S. 1-45.
- DICKINSON, W., R.; BEARD, L., S.; BRAKENRIDGE, G., R.; ERJAVEC, J., L.; FERGUSON, R., C.; INMAN, K., F.; KNEPP, R., A.; LINDBERG, F., A.; RYBERG, P., T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, S. 222-235.
- DICKINSON, W., R. (1985): Provenance relations from detrital modes of Sandstones. In: ZUFFA, G., G. (ed.): *Provenance of arenites*. Reidel Publishing Co., Dordrecht, S. 333-361.
- DIETZ, V. (1973): Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. *Contrib. sediment.* 1 S. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S. 69-102.
- DREIMANIS, A. (1988): Tills: Their genetic terminology and classification. In: GOLDTHWAIT, R., P.; MATSCH, C., L. (eds.): *Genetic classification of glacial deposits*. Balkema, Rotterdam, S. 17-83.
- DSK DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland (2002)*.
- DU TOIT, A., L. (1937): *Our Wandering Continents*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 361 S.
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Enke Verlag, Stuttgart, 358 S.
- EINSELE, G. (2000): *Sedimentary Basins*. Springer Verlag, Berlin, 792 S.
- EISBACHER, G., H. (1991): *Einführung in die Tektonik*. Enke Verlag, Stuttgart, 310 S.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziale Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe Gebietes. *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen*, 1, 171 S.
- EMBLETON, B., J., J.; McELHINNY, M., W. (1982): Marine magnetic anomalies, palaeomagnetism and the drift history of Gondwanaland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, S. 141-150.
- EMBLETON, B., J., J.; McELHINNY, M., W. (1975): The Palaeoposition of Madagascar: Palaeomagnetic evidence from the Isalo Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, S. 329-341.
- EMBLETON, B., J., J.; VEEVES, J., J.; JOHNSON, B., D.; POWELL, C., M., A. (1980): Palaeomagnetic comparison of a new fit of east and west Gondwanaland with the Smith and Hallam fit. *Tectonophysics*, 61, S. 381-390.

- FLINT, R., F.; SANDERS, J., E.; RODGERS, J. (1960): Diamictite, a substitute term for symmictite. *Bull. geol. Soc. Am.*, 71, 1809 S.
- FLORES, G. (1970): Suggested origin of the Mozambique Channel. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 73, S. 1-16.
- FOLK, R., L. (1980): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 184 S.
- FORCE, E., R. (1991): Geology of Titanium-Mineral Deposits. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, 259, 112 S.
- FOSSON, H.; TIKOFF, B. (1998): Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: HOLDSWORTH, R., E.; STRACHAN, R., A.; DEWEY, J., E. (eds.): *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 135, S. 15-33.
- FOUCH, T., D.; DEAN, W., E. (1982): Lacustrine and Associated Clastic Depositional Environments. In: SCHOLLE, P., A.; SPEARING, D. (eds.): *Sandstone Depositional Environments*. AAPG Memoir 31, S. 87-114.
- FRAKES, L., A. (1981): Late Palaeozoic diamictites in Madagascar. In: HAMBREY, M., J.; HARLAND, W., B. (1981): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, S. 80-81.
- FRANZINELLI, E.; POTTER, P., E. (1983): Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon River system. *Journal of Geology*, 91, S. 23-39.
- FRENCH, H., M. (1976): *The periglacial environment*. Longman Group Ltd., London, 309 S.
- FRIEND, P., F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 6, S. 345-354.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine, Sedimentpetrologie Teil II*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1141 S.
- GNOS, E.; IMMENHAUSER, A.; PETERS, T. (1997): Late Cretaceous/early Tertiary convergence between the Indian and the Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments. *Tectonophysics*, 271, S. 1-19.
- GOLONKA, J.; FORD, D. (2000): Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, S. 1–34.
- GRUJIC, D.; MANCKTELOW, N., S. (1998): Melt-bearing shear zones: Analogues experiments and comparison with examples from southern Madagascar. *Journal Struct. Geol.*, 20, S. 673-680.

- GUIRAUD, R.; BOSWORTH, W. (1997): Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282, S. 39-82.
- HAMBREY, M., J.; HARLAND, W., B. (1981): Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge University Press, 1004 S.
- HANKEL, O. (1994): Early Permian to Middle Jurassic rifting and sedimentation in East Africa and Madagascar. *Geol. Rundsch*, 83, S. 703-710.
- HANKEL, O. (1993): Phytogeographic evidence for the palaeoposition of Madagascar. In: FINDLAY, R., H.; UNRUG, R.; BANKS, M., R.; VEEVES, J., J. (eds.): *Gondwana eight: Assembly, Evolution and Dispersal*. Balkema, Rotterdam, S. 201-209.
- HATCHER, D., R. (1995): *Structural geology: principles, concepts and problems*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 525 S.
- HAWKESWORTH, C.; KELLEY, S.; TURNER, S.; LE ROEX, A.; STOREY, B. (1999): Mantle processes during Gondwana Break-up and dispersal. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, S. 239-261.
- HEIM, D. (1990): *Tone und Tominerale*. Enke Verlag, Stuttgart, 157 S.
- HOUREQ, V. (1934): *Essai de carte géologique de la partie moyenne du bassin de Morondava*, 1: 500.000. Service Géologique de Madagaskar. Antananarivo.
- JHONAS, G. (1956): *Carte géologique de Sakoa-Benenitra*. 1:200.000. Service Géologique de Madagaskar. Antananarivo.
- KENT, P., E. (1974): Continental margin of East Africa – a region of vertical movements. In: BURK, C., A.; DRAKE, C., L. (eds.): *The geology of continental margins*. Springer Verlag, Berlin, S. 313-320.
- KLERKX, J.; THEUNISSEN, K.; DELVAUX, D. (1998): persistent fault controlled basin formation since the Proterozoic along the Western branch of the East African Rift. *J. Afr. Earth Sci.*, 26, S. 347-361.
- KRÖNER, A.; HEGNER, E.; COLLINS, A., S.; WINDLEY, B., F.; BREWER, T., S.; RAZAKAMANANA, T.; PIDGEON, R., T. (2000): Age and magmatic history of the Antananarivo Block, central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotopic systematics. *Am. J. Sci.*, 300, S. 251-288.
- KRÖNER, A.; WINDLEY, B., F.; JAECKEL, P.; BREWER, T., S.; NEMCHIN, A.; RAZAKAMANANA, T. (1999): New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. *J. Geol. Soc.*, 156, S. 1125-1135.
- LAMBIASE, J., J. (1989): The framework of African Rifting during the Phanerozoic. *J. Afr. Earth Sci.*, 8, S. 183-190.

- LAWVER, L., A.; SCOTese, C., R. (1987): A revised reconstruction of Gondwanaland. In: MCKENZIE, G., R. (ed.): Gondwana six: Stratigraphy, Sedimentology and Palaeontology. Geophysical Monograph., 41, S. 17-23.
- LEEDER, M. (1999): Sedimentology and Sedimentary Basins. Blackwell Science, London, 592 S.
- LEOPOLD, L., B.; WOLMAN, M., G. (1957): River channel patterns: braided, meandering and straight. Prof. Pap. U. S. geol. Surv., 282B, S. 39-85.
- LOCK, B., E. (1980): Flat plate subduction and the Cape Fold Belt of south Africa. *Geology*, 8, S. 35-39.
- LOTTEs, A., L.; ROWLEY, D., B. (1990): Reconstruction of the Laurasian and Gondwana segments of Permian Pangaea. In: McKERROW, W., S.; SCOTese, C., R. (eds): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geological Society London Memoir, 12, S. 383-395.
- LUGER, P.; GRÖSCHKE, M.; BUSSMANN, M.; DINA, A.; METTE, W.; UHMANN, A.; KALLENBACH, H. (1994): Comparison of the Jurassic and Cretaceous sedimentary cycles of Somalia and Madagascar: implications for the Gondwana breakup. *Geol. Rundsch.*, 83, S. 711-727.
- MALOD, J., A.; MOUGENOT, D.; RAILLARD, S.; MAILLARD, A. (1991): Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar: les structures de la chaîne de Davie. *C. R. Acad. Sci*, 312, S. 1639-1646.
- MANDL, G. (2000): Faulting in Brittle Rocks. An Introduction to the Mechanics of Tectonic Faults. Springer Verlag, Berlin, 434 S.
- MANDL, G. (1988): Mechanics of Tectonic Faulting. Elsevier, Amsterdam, 407 S.
- MARKL G.; BÄUERLE, J.; GRUJIC, D. (2000): Metamorphic evolution of Pan-African granulite facies metapelites from Southern Madagascar. *Precambrian Research*, 102, S. 47-68.
- MARRETT, R.; ALLMENDINGER, R., W. (1990): Kinematic analysis of fault slip data. *J. Struct. Geol.*, 12, S. 973-389.
- MARRETT, R.; PEACOCK, D., C., P. (1999): Strain and stress. *J. Struct. Geol.*, 21, S. 1057-1063.
- MART, Y.; DAUTEUIL, O. (2000): Analogue experiments of propagation of oblique rifts. *Tectonophysics*, 316, S. 121-132.
- MARTELAT, J.-E.; LARDEAUX, J.-M.; NICOLLET, C.; RAKOTONDRAZAFY, R. (2000): Strain pattern and late Precambrian deformation history in southern Madagascar. *Precambrian Research*, 102, S. 1-20.
- MARTELAT, J.-E.; SCHULMANN, K.; LARDEAUX, J.-M.; NICOLLET, C.; CARDON, H. (1999): Granulite microfabrics and deformation mechanism in southern Madagascar. *Journal Struct. Geol.*, 21, S. 671-687.
- MATTHES, S. (1993): Mineralogie. Springer Verlag, Berlin, 461 S.

- McELHINNY, M., W.; EMBLETON, B., J., J.; DALY, L.; POZZI, J.-P. (1976): Palaeomagnetic evidence for the location of Madagascar in Gondwanaland. *Geology*, 4, S. 455-457.
- MEERT, J., G.; NÉDÉLEC, A.; HALL, C (2002): The stratoid granites of central Madagascar: paleomagnetism and further age constraints on neoproterozoic deformation. *Precambrian Research*, uncorrected proof, S. 1-27.
- MEERT, J., G.; NÉDÉLEC, A.; HALL, C.; WINGATEE, M., T., D.; RAKOTONDRAZAFY, M. (2001): Paleomagnetism, geochronology and tectonic implications of the Cambrian-age Carion granite, Central Madagascar. *Tectonophysics*, 340, S. 1-21.
- MESCHÉDE, M. (1994): *Methoden der Stratigraphie*. Enke Verlag, Stuttgart, 169 S.
- MIALL, A., D. (2000): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag, Berlin, 582 S.
- MIALL, A., D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, Berlin, 582 S.
- MIALL, A., D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22, S. 261-308.
- MIALL, A., D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIAL, A., D. (ed.): *Fluvial deposits*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, S. 597-604.
- MONTENAT, C.; RAMAHAVORY, L.; CROISILE, M. (1996): Tectonic and sedimentary evolution of the Western Madagascan margin during the Jurassic in the Morondava basin, Madagascar. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20, S. 323-340.
- MORA, C., I.; DRIESE, S., G. (1999): Palaeoenvironment, palaeoclimate and stable carbon isotopes of Palaeozoic red-bed palaeosols, Appalachian Basin, USA and Canada. In: THIRY, M.; SIMON-COINCON, R. (eds.): *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 27, Blackwell Science, London, S. 61-84.
- MORTON, A., C. (1985): Heavy minerals in provenance studies. In: ZUFFA, G., G. (ed.): *Provenance of Arenites*. Reidel Publishing Co., Dordrecht, S. 249-277.
- MOUNT, V., S.; SUPPE, J. (1993): Present-day stress orientation adjacent to active strike-slip faults: California and Sumatra. *J. Geophys. Res.*, 97, S. 11995-12013.
- MÜLLER, R., D.; ROEST, W., R.; ROYER, J.-Y.; GAHAM, C., M.; SCLATER, J., G. (1997): Digital isochrons of the world's sea floor. *J. Geophys. Res.*, 102, S. 3211-3214.
- NAIRN, A., E., M. (1978): Northern and Eastern Africa. In: MOULLADE, M.; NAIRN, A., E., M. (eds.): *The Phanerozoic Geology of the world. The Mesozoic*. Elsevier, Amsterdam, S. 329-370.

- NÉDÉLEC, A.; PAQUETTE, J.-L.; BOUCHEZ, J.-L.; OLIVIER, P.; RALISON, B. (1994): Stratoid granites of Madagascar: structure and position in the Panafrican orogeny. *Geod. Acta*, 7, S. 48-56.
- NICHOLS, G., J.; DALY, M. (1989): Sedimentation in an intracratonic extensional basin: the Karoo of the Central Morondava Basin; Madagascar. *Geol. Mag.*, 126, S. 339-354.
- NIETO-SAMANIEGO, A., F. (1999): Stress, Strain and fault patterns. *J. Struct. Geol.*, 21, S. 1065-1070.
- NIETO-SAMANIEGO, A., F.; ALANIZ-ALVAREZ, S., A. (1997): Origin and tectonic interpretation of multiple fault pattern. *Tectonophysics*, 270, S. 197-206.
- OLSEN, K., H.; MORGAN, P. (1995): Progress in understanding continental rifts. In: OLSEN, K., H. (ed.): *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, S. 3-26.
- PAQUETTE, J.-L.; NÉDÉLEC, A. (1998): A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155, S.45-56.
- PAQUETTE, J.-L.; NÉDÉLEC, A.; MOINE, B.; RAKOTONDRAZAFY, M. (1993): U-Pb, single zircon Pb-evaporation and Sm-Nd dating of the S.E. Madagascar domain: a prevailing Panafrika event. *Terra Abstr.*, 5, S. 393.
- PETIT, J., P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol.*, 9, S. 597-608.
- PETTJOHN, F., J.; POTTER, P., E.; SIEVER, R. (1987): *Sand and Sandstone*. Springer Verlag, Berlin, 553 S.
- PILI, É.; RICARD, Y.; LARDEAUX, J.-M.; SHEPPARD, S., M., F. (1997): Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, 280, S. 15-29.
- PIQUÉ, A. (1999): L'évolution géologique de Madagascar et la dislocation du Gondwana: une introduction. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, S. 919-930.
- PIQUÉ, A.; LAVILLE, E.; BIGNOT, G.; RABARIMANANA, M.; THOUIN, C. (1999a): L'ouverture et le développement du bassin de Morondava (Madagascar) du Carbonifère supérieur au Jurassique moyen. Données stratigraphiques sédimentaires, paléontologiques et structurales. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, S. 931-948.
- PIQUÉ, A.; LAVILLE, E.; CHOTIN, P.; CHOROWITZ, J.; RAKOTONDRAOMPIANA, S.; THOUIN, C. (1999b): L'extension à Madagascar du Néogène à l'Actuel: arguments structuraux et géophysiques. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, S. 975-983.
- PLUMMER, P., S. (1996): The Amirante ridge/trough complex: response to rotational transform rift/drift between Seychelles and Madagascar. *Terra Nova*, 8, S. 34-47.

- PLUMMER, P., S.; BELLE, E., R. (1995): Mesozoic tectono-stratigraphic evolution of the Seychelles microcontinent. *Sedimentary Geology*, 96, S. 73-91.
- RABINOWITZ, P., D.; COFFIN, M., F.; FALVEY, D. (1983): The separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220, S. 67-69.
- RAKOTOSOLOFO, N., A.; TORSVIK, T., H.; ASHWAL, L., D.; EIDE, E., A.; DE WIT, M., J. (1999): The Karoo Supergroup revisited and Madagascar-Africa fits. *J. Afr. Earth Sci.*, 29, S. 135-151.
- RAMSAY, J., G.; HUBER, M., I. (1987): The techniques of modern structural Geology. Vol. 2, Folds and Fractures. Academic Press, London, 700 S.
- RAMSAY, J., G.; HUBER, M., I. (1983): The techniques of modern structural Geology. Vol. 1, Strain Analysis. Academic Press, London, 307 S.
- RAMSAY, J., G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. Mc-Graw-Hill, New York 567 S.
- REINECK, H.-E.; SINGH, I., B. (1980): Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag, Berlin, 549 S.
- REITER, F.; ACS, P. (2000): TectonicsFP 1.6. Computer Software for Structural Geology.
- RICHARDS, J., A. (1994): Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Springer Verlag, Berlin, 340 S.
- ROLIN, P., (1991): Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar: implications structurales et géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, S. 625-629.
- SCHEURS, G.; COLETTA, B. (1998): Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In: HOLDSWORTH, R., E.; STRACHAN, R., A.; DEWEY, J., E. (eds.): Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 135, S. 59-79.
- SCHUMM, S., A. (1968): Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 79, S. 1573-1588.
- SCOTESE, C., R. (1991): Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87, S. 493-501.
- SCOTESE, C., R.; GAHAGAN, L., M.; LARSON, R., L. (1988): Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155, S. 27-48.
- SCRUTTON, R.; HEPTONSTALL, W.; PEACOCK, J. (1981): Constrains on the motion of Madagascar with respect to Africa. *Geology*, 43, S. 1-20.
- SHACKLETON, R., M. (1996): The final collision zone between East and West Gondwana: where is it? *J. Afr. Earth Sci.*, 23, S. 271-287.

- SMITH, A.; HALLAM, A. (1970): The fit of the southern continents. *Nature*, 225, S. 139-144.
- SPANG, J., H. (1972): Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, S. 467-472.
- SPERNER, B.; OTT, R.; RATSCHBACHER, L. (1993): Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation. *Computers & Geosciences*, 19, S. 467-472.
- STERN, R., J. (1994): Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the Consolidation of Gondwanaland. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, S. 319-351.
- STERN, R., J. (1993): Tectonic evolution of the late Proterozoic East African Orogen: Constrains from crustal evolution in the Arabian-Nubian Shield. In: THORWEIHE, U.; SCHANDELMEIER, H. (eds.): *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema, Rotterdam, S. 73-74.
- STOREY, B., C. (1995): The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature*, 377, S. 301-308.
- STOREY, M.; MAHONEY, J., J.; SAUNDERS, D., D.; DUNCAN, R., A.; KELLEY, S., P.; COFFIN, M., F. (1995): Timing of hot-spot related volcanism and break-up of Madagascar and India. *Science*, 267, S. 852-855.
- STOREY, B., C.; ALABASTER, T.; HOLE, M., J.; PANKHURST, R., J.; WEVER, H., E. (1992): Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. In: Storey, B., C.; Alabaster, T.; Pankhurst, R., J. (eds.): *Magmatism and the Causes of continental break-up*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 68, S. 149-163.
- TIKOFF, B.; FOSSEN, H. (1993): Simultaneous pure and simple shear: the unified deformation matrix. *Tectonophysics*, 217, S. 267-283.
- TIKOFF, B.; WOJTAL, S., F. (1999): Displacement control of geologic structures. *J. Struct. Geol.*, 21, S. 959-967.
- TORSVIK, T., H.; TUCKER, R., D.; ASHWAL, L., D.; CARTER, L., M.; JAMTVEIT, B.; VIDYADHARAN, K., T.; VENKATARAMANA, P. (2000): Late Cretaceous India-Madagascar fit and timing of break-up related magmatism. *Terra Nova*, 12, S. 220-224.
- TRON, V.; BRUN, J., P. (1991): Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics*, 188; S. 71-84.
- TROUW, R., A., J.; DE WIT, M., J. (1999): Relation between the Gondwanide Orogen and contemporaneous intracratonic deformation. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, S. 203-213.

- TUCKER, M., E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. Enke Verlag, Stuttgart, 265 S.
- TURNER, B., R. (1999): Tectonostratigraphical development of the upper Karoo foreland basins: orogenic unloading versus thermally-induced Gondwana rifting. *J. Afr. Earth Sci.*, 28, S. 215-238.
- TURNER, F., J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science*, 251, S. 276-298.
- TURNER, P. (1980): *Continental Red Beds*. Elsevier, Amsterdam, 567 S.
- TWISS, R., J.; UNRUH, J., R. (1998): Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103, S. 12205-12222.
- TWISS, R., J.; MOORES, E., M. (1992): *Structural Geology*. Freeman, New York, 532 S.
- UHMANN, A. (1996): Sedimentologische und fazielle Entwicklung in Jura und Kreide im Morondava Becken (Südwest-Madagaskar): Untersuchungen zur Mikrofazies, Tongeologie und Schwermineralogie. Verlag für Wissenschaft und Bildung, Berlin, 129 S.
- VEEVES, J., J. (1989): Middle/Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magnetic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*, 17, S. 784-787.
- VISSER, J., N., J. (1993): A reconstruction of the late Palaeozoic ice sheet on southwestern Gondwana. In: FINDLAY, R., H.; UNRUG, R.; BANKS, M., R.; VEEVES, J., J. (eds.): *Gondwana eight: Assembly, Evolution and Dispersal*. Balkema, Rotterdam, S. 449-458.
- VISSER, J., N., J.; PRAEKELT, H., E. (1996): Subduction, mega-shear systems and Late Palaeozoic basin development in the African segment of Gondwana. *Geol. Rundsch.*, 85, S. 632-646.
- WALLBRECHER, E. (1986): *Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen*. Enke-Verlag, Stuttgart, 244 S.
- WALLBRECHER, E.; UNZOG, H., F., W. (1996): Estimation of the shape factor of a palaeostress ellipsoid by the comparison with theoretical slickenline pattern and application of an eigenvalue method. *Tectonophysics*, 255, S. 177-187.
- WESCOTT, W., A. (1988): A late Permian fan-delta system in the southern Morondava Basin, Madagascar. In: NEMEC, W.; STEEL, R., J. (eds.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Sons, Glasgow, S. 226-238.
- WESCOTT, W., A.; DIGGENS, J., N. (1998): Depositional history and stratigraphical evolution of the Sakamena Group (Lower Karoo Supergroup) in the southern Morondava Basin, Madagascar. *J. Afr. Earth Sci.*, 27, S. 461-479.
- WESCOTT, W., A.; DIGGENS, J., N. (1997): Depositional history and stratigraphical evolution of the Sakoa Group (Lower Karoo Supergroup) in the southern Morondava Basin, Madagascar. *J. Afr. Earth Sci.*, 24, S. 585-601.

-
- WINDLEY, B., F.; RAZAFINIPARANY, A.; RAZAKAMANANA, T.; ACKERMAN, D. (1994): Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Geol. Rundsch.*, 83, S. 642-659.
- WOPFNER, H. (1993): Structural development of Tanzanian Karoo Basins and the break-up of Gondwana. In: FINDLAY, R., H.; UNRUG, R.; BANKS, M., R.; VEEVES, J., J. (eds.): *Gondwana eight: Assembly, Evolution and Dispersal*. Balkema, Rotterdam, S. 531-539.
- WOPFNER, H.; DIEKMANN, B. (1996): The Late Palaeozoic Idusi Formation of southwestern Tanzania: a record of change from glacial to postglacial condition. *J. Afr. Earth Sci.*, 22, S. 575-595.
- WRIGHT, R., P.; ASKIN, R., A. (1987): The Permian-Triassic boundary in the southern Morondava Basin of Madagascar as defined by plant microfossils. In: MCKENZIE, G., R. (ed.): *Gondwana six: Stratigraphy, Sedimentology and Palaeontology*. Geophysical Monograph., 41, S. 157-166.
- YARDIMCILAR, C.; REEVES, C., V. (1998): Evidence from aeromagnetic anomalies for the pre-drift fit of Madagascar against East Africa (abstract). *J. Afr. Earth Sci.*, 27, S. 215-216.
- ZIEGLER, P., A. (1992): Plate tectonics, plate moving mechanism and rifting. *Tectonophysics*, 215, S. 9-34.
- ZIEGLER, P., A.; CLOETHINGH, S.; VAN WEES, J.-D. (1995): Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, S. 7-59.

9 ANHANG

9.1 Aufschlußliste

Aufschluß	Formation	Lithologie	Position		Lokalität
			S	E	
1	Grundgebirge	Orthogneis	19°36'570	45°36'301	E Miandrivazo
2	Grundgebirge	Amphibolit	19°36'558	45°35'715	E Miandrivazo
3	Grundgebirge	Amphibolit			E Miandrivazo
4	Grundgebirge	Amphibolit	19°36'986	45°35'225	E Miandrivazo
5	Grundgebirge	Amphibolit			E Miandrivazo
6	Grundgebirge	Glimmergneis			E Miandrivazo
7	Grundgebirge	Orthogneis	19°37'228	45°34'327	E Miandrivazo
8	Grundgebirge	Augengneis			E Miandrivazo
9	Grundgebirge	Glimmergneis	19°35'009	45°30'510	E Miandrivazo
10	Grundgebirge	Amphibolit			E Miandrivazo
11	Grundgebirge	Granit, Glimmergneis	19°33'298	45°28'395	E Miandrivazo
12	Isalo	Sandstein			Miandrivazo
13	Isalo	Sandstein			Miandrivazo
14	Sakoa/Sakamena	Sandstein, Konglomerat			SW Janjina
15	Sakamena	Sandstein			S Janjina
16	Grundgebirge	Amphibolit, Glimmerschiefer			SE Janjina
17	Sakoa/Sakamena	Sandstein	20°30'440	45°49'974	S Janjina
18	Sakamena	Sandstein	20°27'837	45°46'932	NW Janjina
19	Sakamena	Sandstein			NW Janjina
20	Grundgebirge	Orthogneis	20°27'805	45°45'891	NW Janjina
21	Sakamena	Sandstein	20°26'660	45°43'987	NW Janjina
22	Sakamena	Sandstein	20°25'600	45°42'671	NW Janjina
23	Sakamena	Sandstein	20°21'119	45°39'392	E Malaimbandy
24	Sakamena	Sandstein	20°20'648	45°38'989	E Malaimbandy
25	Isalo	Sandstein			Ambatolahy
26	Isalo	Sandstein	19°59'534	45°32'209	N Ambatolahy
27	Grundgebirge/Isalo	Muskowitgneis, Sandstein	19°43'511	45°28'642	NE Ankotrofotsy
28	Grundgebirge	Muskowitgneis	19°47'292	45°31'838	SE Ankotrofotsy
29	Isalo	Sandstein	19°46'693	45°31'221	E Ankotrofotsy
30	Grundgebirge	Muskowitgneis	19°40'751	45°28'018	N Ankotrofotsy
31	Grundgebirge	Orthogneis, Amphibolit	19°32'506	45°27'070	S Miandrivazo
32	Grundgebirge	Orthogneis, migmatitische Gneise	19°31'540	45°29'318	E Miandrivazo
33	Isalo	Sandstein	19°31'301	45°27'959	N Miandrivazo
34	Grundgebirge	Alkaligranit	22°31'051	45°32'365	NE Ranohira
35	Grundgebirge	Bändergneise	22°30'912	45°30'667	NE Ranohira
36	Sakamena	Sandstein	22°30'656	45°30'075	NE Ranohira
37	Sakamena	Sandstein	22°31'308	45°28'652	NE Ranohira
38	Sakamena	Sandstein	22°31'897	45°27'848	NE Ranohira
39	Sakamena	Sandstein	22°31'923	45°27'790	NE Ranohira
40	Sakamena	Sandstein	22°32'240	45°27'314	NE Ranohira
41	Sakamena	Sandstein	22°35'945	45°23'553	S Ranohira
42	Isalo	Sandstein	22°39'244	45°18'592	SW Ranohira
43	Isalo	Sandstein	22°38'413	45°19'783	SW Ranohira
44	Isalo	Sandstein			SW Ranohira
45	Isalo	Sandstein	22°38'653	45°20'250	SW Ranohira
46	Isalo	Sandstein	22°37'780	45°20'671	SW Ranohira
47	Isalo	Sandstein	22°37'088	45°21'736	SW Ranohira

48	Isalo	Sandstein	22°38'468	45°18'520	SW Ranohira
49	Isalo	Sandstein	22°40'924	45°14'662	NE Ilakaka
50	Isalo	Sandstein	22°43'782	45°10'586	SW Ilakaka
51	Isalo II	Sandstein	22°46'922	45°02'716	SW Ilakaka
52	Isalo II	Sandstein	22°46'499	45°59'398	SW Ilakaka
53	Isalo	Sandstein			NW Ranohira
54	Sakamena	Sandstein	22°29'880	45°25'713	N Ranohira
55	Isalo	Sandstein	22°33'791	45°22'167	W Ranohira
56	Isalo	Sandstein			SW Ranohira
57	Isalo	Sandstein	22°32'792	45°22'623	W Ranohira
58	Grundgebirge	migmatitischer Orthogneis	22°24'664	46°02'674	W Ihosy
59	Grundgebirge	Orthogneis	22°24'707	46°03'002	W Ihosy
60	Grundgebirge	granulitische Gneise	22°24'707	46°03'558	W Ihosy
61	Grundgebirge	granulitische Gneise	22°23'469	46°04'795	W Ihosy
62	Grundgebirge	granulitische Gneise, Orthogneis	22°24'328	46°08'820	NE Ihosy
63	Isalo	Sandstein	16°37'706	47°05'361	N Ambalanjanakomby
64	Isalo	Sandstein	16°35'689	47°05'180	N Ambalanjanakomby
65	Isalo	Sandstein	16°39'024	47°05'104	N Ambalanjanakomby
66	Isalo	Sandstein	16°39'748	47°04'576	N Ambalanjanakomby
67	Isalo	Sandstein	16°43'434	47°04'046	S Ambalanjanakomby
68	Grundgebirge	migmatitische Gneise	16°45'926	47°01'983	S Ambalanjanakomby
69	Grundgebirge	Orthogneis	16°48'200	47°00'444	S Ambalanjanakomby
70	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	16°48'990	47°00'005	S Ambalanjanakomby
71	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	16°49'271	46°59'835	S Ambalanjanakomby
72	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	16°50'344	46°58'825	S Ambalanjanakomby
73	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	16°51'475	46°57'854	S Ambalanjanakomby
74	Grundgebirge	granitischer Orthogneis			S Ambalanjanakomby
75	Sakamena	Sandstein	23°51'340	44°30'467	W Soamanonga
76	Sakamena	Sandstein	23°51'609	44°31'160	W Soamanonga
77	Sakamena	Sandstein	23°52'226	44°32'920	W Soamanonga
78	Sakoa	Sandstein	23°52'729	44°38'556	W Soamanonga
79	Grundgebirge	Amphibolit	23°52'693	44°38'692	W Soamanonga
80	Grundgebirge	amphibolreicher Migmatit	23°50'038	44°44'898	W Soamanonga
81	Grundgebirge/Sakoa	Sandstein, Konglomerat, Gneis	23°50'008	44°44'882	W Soamanonga
82	U. Sakoa	Sandstein, Ton, Konglomerat	23°49'986	44°44'862	W Soamanonga
83	U. Sakoa	Sandstein	23°49'856	44°44'770	W Soamanonga
84	Grundgebirge	amphibolreicher Migmatit	23°52'443	44°40'948	W Soamanonga
85	U. Sakoa	Sand-Tonstein Wechsellagerung	23°52'280	44°39'300	W Soamanonga
86	Sakamena	Sandstein	23°52'947	44°35'846	W Soamanonga
87	Sakamena	Sandstein	23°52'971	44°34'572	W Soamanonga
88	Grundgebirge	leukokrate Gneise	24°21'123	44°30'359	S Ejeda
89	Grundgebirge	Gneis	24°21'198	44°30'884	S Ejeda
90	Grundgebirge	Amphibol-Bändergneis	24°22'566	44°32'660	S Ejeda
91	Grundgebirge	granitischer Orthogneis, Granat-Amphibolit	24°28'116	44°35'686	S Ejeda
92	Grundgebirge	Granat-Amphibolit	24°31'078	44°37'229	S Ejeda
93	Grundgebirge	Quarz-Schotter	24°39'904	44°42'798	N Ampanihy
94	Grundgebirge	granitischer Orthogneis, Leptinit	24°40'589	44°43'269	N Ampanihy
95	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	24°41'441	44°46'995	S Ampanihy
96	Grundgebirge	Migmatit	24°41'274	44°52'889	E Ampanihy
97	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	24°36'543	44°57'354	E Ampanihy
98	Grundgebirge	Amphibol-Bändergneis	24°33'009	44°57'201	E Ampanihy
99	Grundgebirge	Amphibol-Bändergneis	24°31'560	44°57'255	E Ampanihy
100	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	24°27'300	44°58'169	E Ampanihy
101	Grundgebirge	granitischer Orthogneis	24°15'836	45°04'032	S Bekily

102	Grundgebirge	Amphibol-Bändergneis, Quarz-Feldspat-Gneis	24°06'344	45°15'693	W Bekily
103	Grundgebirge	graphitführender Gneis	23°55'791	45°15'648	S Ianapera
104	Sakoa auf Grundgebirge	granitischer Orthogneis, konglomeratischer Sandstein	23°52'26?	45°14'404	S Ianapera
105	Grundgebirge	Biotit-Plagioklas-Granat-Gneis	23°48'399	45°13'373	S Ianapera
106	Grundgebirge	Amphibolit, Hornblende-Biotit-Gneis	23°46'530	45°12'829	S Ianapera
107	Grundgebirge	granitischer Gneis	23°44'258	45°10'557	S Ianapera
108	Grundgebirge	granitischer Gneis	23°39'945	45°09'453	S Ianapera
109	Sakamena auf Grundgebirge	konglomeratischer Sandstein	23°34'009	45°07'799	N Ianapera
110	Grundgebirge	Granat-Amphibolit, Marmor	23°33'997	45°07'877	N Ianapera
111	Grundgebirge	Granat-Amphibolit, Marmor	23°34'213	45°08'024	N Ianapera
112	Sakoa	konglomeratischer Sandstein	23°40'126	45°05'521	S Ianapera
113	Sakoa	Sandstein	23°40'144	45°05'601	S Ianapera
114	Grundgebirge	Granat-Amphibolit, Marmor	23°40'180	45°05'772	S Ianapera
115	Grundgebirge/Sakoa	Schwarzschiefer, Amphibolit	23°48'138	44°96'330	W Soamanonga
116	Sakoa	Sandstein	23°47'765	44°46'007	W Soamanonga
117	Sakoa	Sandstein-Tonschiefer-Wechselagerung	23°47'679	44°45'561	W Soamanonga, nahe Bergwerk
118	Sakoa	Sandstein-Tonschiefer-Wechselagerung	23°47'677	044°45'525	W Soamanonga
119	Sakoa	Sandstein	23°48'380	44°45'808	W Soamanonga
120	Sakoa	Sandstein	23°48'364	44°45'608	W Soamanonga
121	Grundgebirge	Granit	23°52'318	44°45'268	W Soamanonga
122	Sakoa	Sandstein	23°51'291	44°44'431	W Soamanonga
123	Sakoa	Sandstein	23°50'713	44°44'192	W Soamanonga
124	Sakoa	Sandstein	23°50'607	44°44'129	W Soamanonga

9.2 Mineralbestand – Dünnschliffuntersuchung

Sakoa Gruppe

Probe	78b	78c	81	81b	82	82b	85	112	117b	119	120
Qz m	148	145	132	135	147	130	106	138	133	138	141
Qz p	23	27	22	23	15	23	30	64	33	30	26
GF	24	23	18	30	30	25	23	28	32	25	10
Fsp	0	0	30	41	0	16	4	6	5	0	5
Mik	5	7	4	5	6	0	4	8	7	5	6
Pl	45	43	19	9	43	26	15	25	46	46	34
Ton	2	3	28	43	35	43	12	0	5	1	40
Kao	4	3	7	1	18	4	24	25	9	3	22
FeOx	0	1	0	1	0	6	4	0	0	0	1
Cc	41	45	18	0	0	0	78	1	18	48	0
Pore	0	0	0	0	0	0	0	5	0	2	0
Hgl	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bio	2	2	4	0	1	0	0	0	9	0	13
Am	0	0	0	5	2	21	0	0	0	1	0
Ru	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
Zr	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
Grt	3	1	16	6	3	6	0	0	3	1	0
Chl	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Epi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Summe	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300
Feldspat (%)	0,20	0,20	0,24	0,23	0,20	0,19	0,13	0,14	0,23	0,21	0,2
Quarz (%)	0,60	0,59	0,59	0,56	0,61	0,59	0,58	0,51	0,52	0,57	0,64
Gestein (%)	0,19	0,20	0,18	0,22	0,19	0,22	0,29	0,34	0,25	0,23	0,16

Sakamena Gruppe

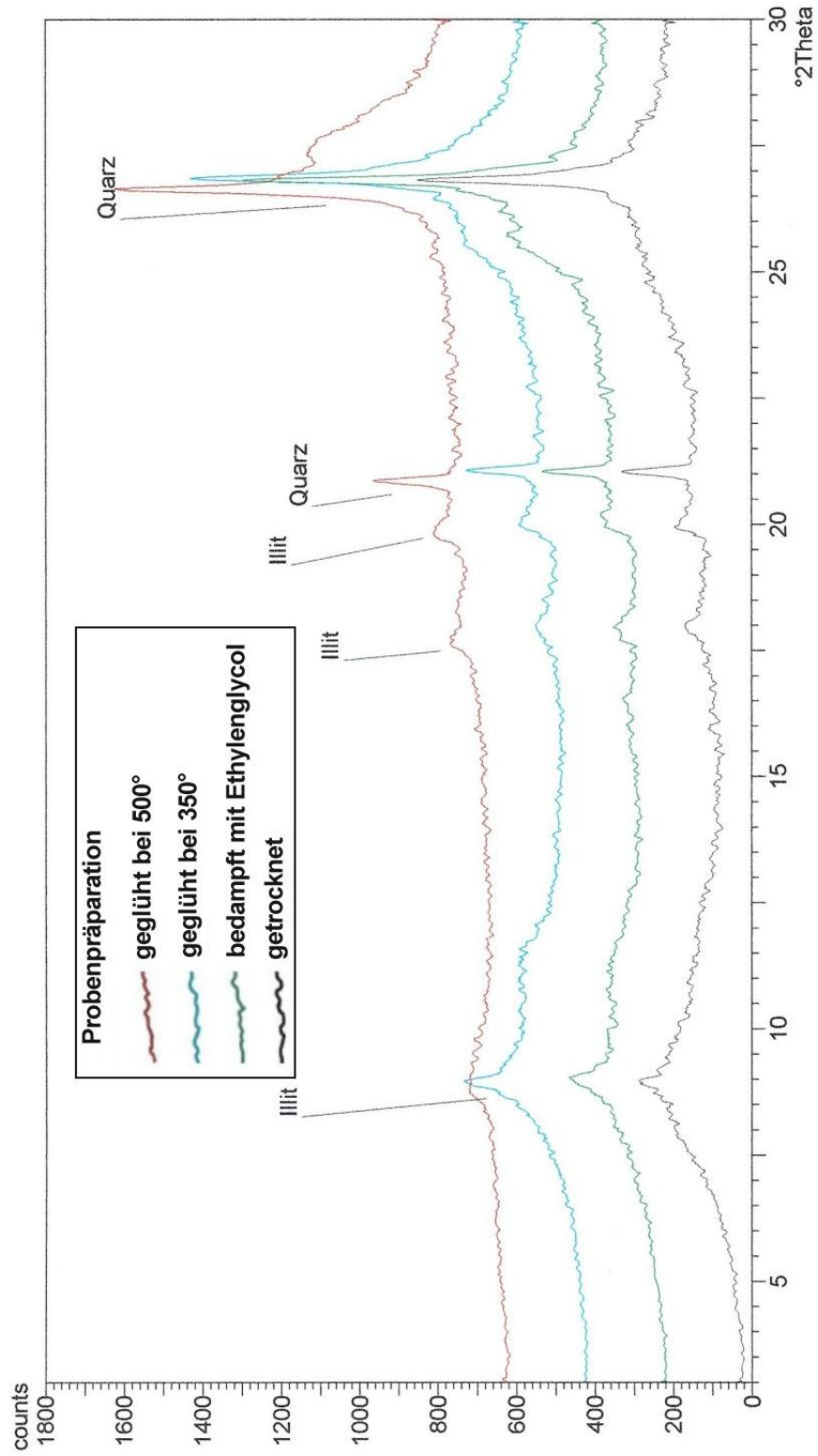
Probe	17a1	17a2	23a1	23a2	23b	24b	24c	24d	36a1	36a2	36b	39a	75a	75b	109a	109b
Qz m	148	122	166	157	128	166	141	133	155	169	159	158	181	165	151	147
Qz p	9	8	12	28	1	4	5	1	32	12	10	14	29	21	20	16
GF	1	0	10	14	15	2	9	11	28	19	10	21	0	9	22	0
Fsp	34	40	13	7	12	3	1	15	12	23	10	5	0	0	0	0
Mik	0	0	17	16	3	10	22	6	3	1	10	7	0	3	3	3
Pl	0	0	31	23	12	30	24	4	20	30	4	19	14	22	21	44
Ton	41	62	10	4	22	25	2	9	8	5	57	24	33	0	0	0
Kao	16	21	13	18	9	14	11	18	0	2	1	1	10	0	2	0
FeOx	5	8	0	0	0	5	0	2	2	1	1	0	6	1	5	5
Cc	0	0	0	0	72	17	77	77	35	29	0	0	22	70	73	77
Pore	37	30	25	28	1	18	5	5	1	5	32	46	0	0	0	0
Hgl	6	7	0	2	1	0	0	5	0	0	2	0	2	0	0	0
Bio	0	0	3	2	23	5	2	13	1	0	3	3	2	0	1	5
Am	2	1	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0
Ru	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0
Zr	1	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1
Grt	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	0	2	1	2
Chl	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	4	1	0
Epi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0
Summe	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300
Feldspat (%)	0,18	0,24	0,24	0,19	0,16	0,2	0,23	0,15	0,14	0,21	0,12	0,14	0,11	0,11	0,11	0,22
Quarz (%)	0,77	0,72	0,67	0,64	0,75	0,77	0,7	0,78	0,62	0,67	0,78	0,71	0,79	0,75	0,7	0,7
Gestein (%)	0,05	0,05	0,09	0,17	0,09	0,03	0,07	0,07	0,24	0,12	0,1	0,16	0,11	0,14	0,19	0,08

Isalo Gruppe

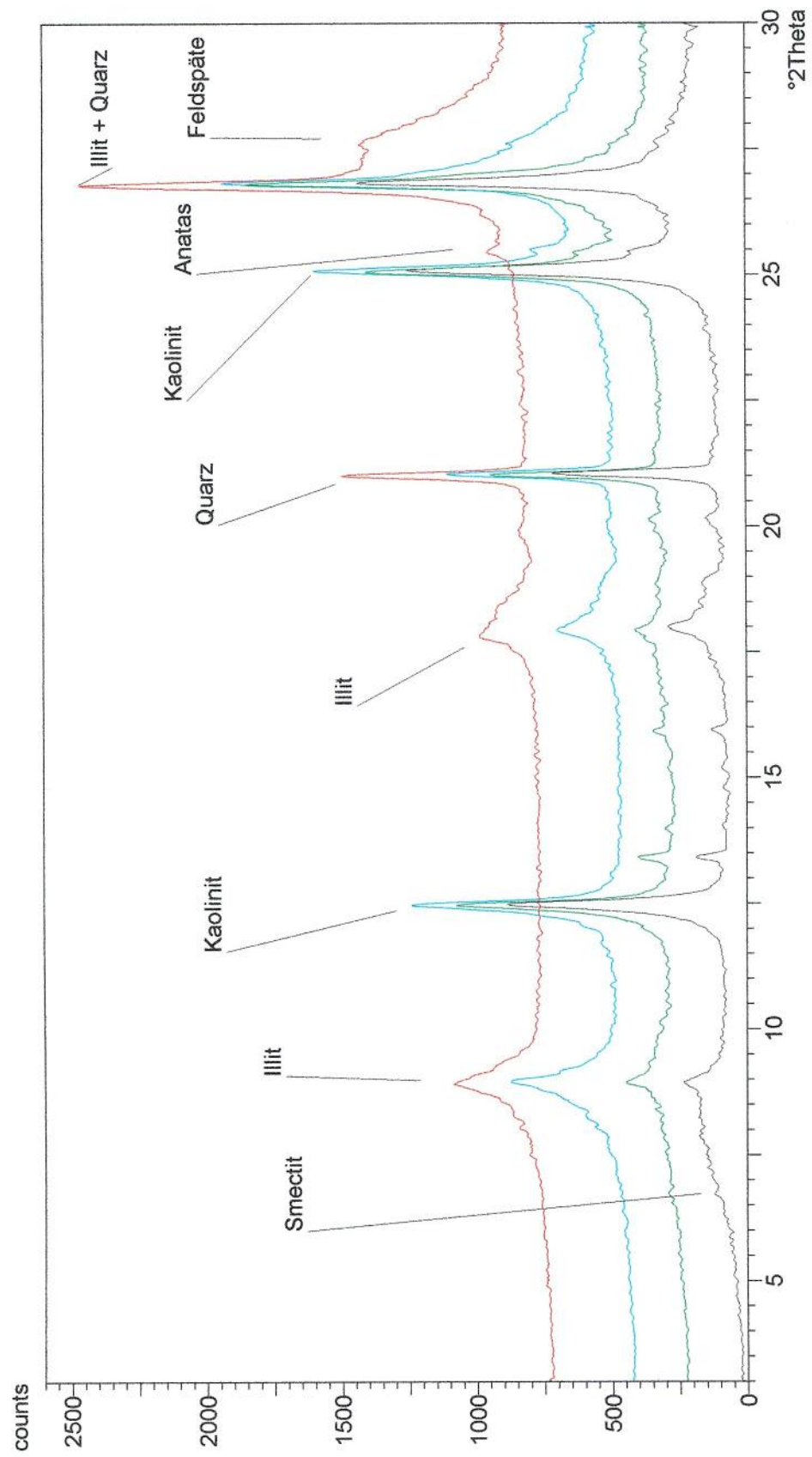
Probe	33	45b1	45b2	46	47a	47b	47c	47d	47e	48	50
Qz m	186	193	189	201	210	188	176	199	172	237	212
Qz p	29	28	29	23	14	34	35	12	5	13	21
GF	11	3	1	0	0	0	0	0	0	0	1
Fsp	3	5	11	9	0	0	0	5	0	0	0
Mik	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pl	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ton	23	2	2	0	0	0	22	4	95	0	41
Kao	1	1	0	0	46	46	27	1	5	10	0
FeOx	5	52	53	34	0	0	3	58	0	0	9
Cc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pore	31	16	15	33	30	32	37	21	22	40	16
Hgl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Bio	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Am	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ru	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zr	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Grt	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Epi	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Summe	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300
Feldspat (%)	0,05	0,02	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Quarz (%)	0,78	0,84	0,82	0,86	0,94	0,85	0,83	0,92	0,97	0,95	0,91
Gestein (%)	0,17	0,14	0,13	0,10	0,06	0,15	0,17	0,06	0,03	0,05	0,09

9.3 Tonmineralogie - RDA-Messungen

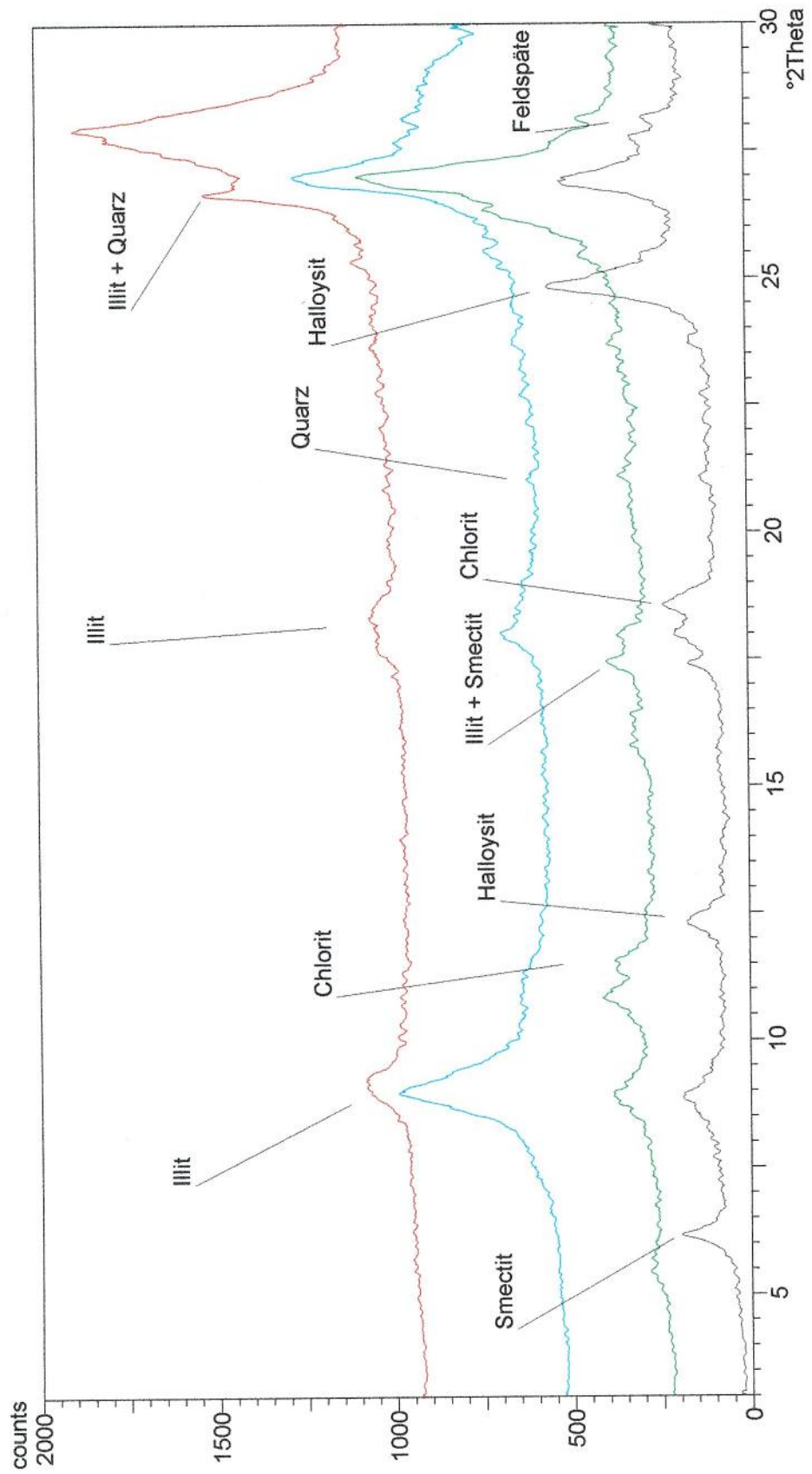
Probe 17b (Sakamena Gruppe)



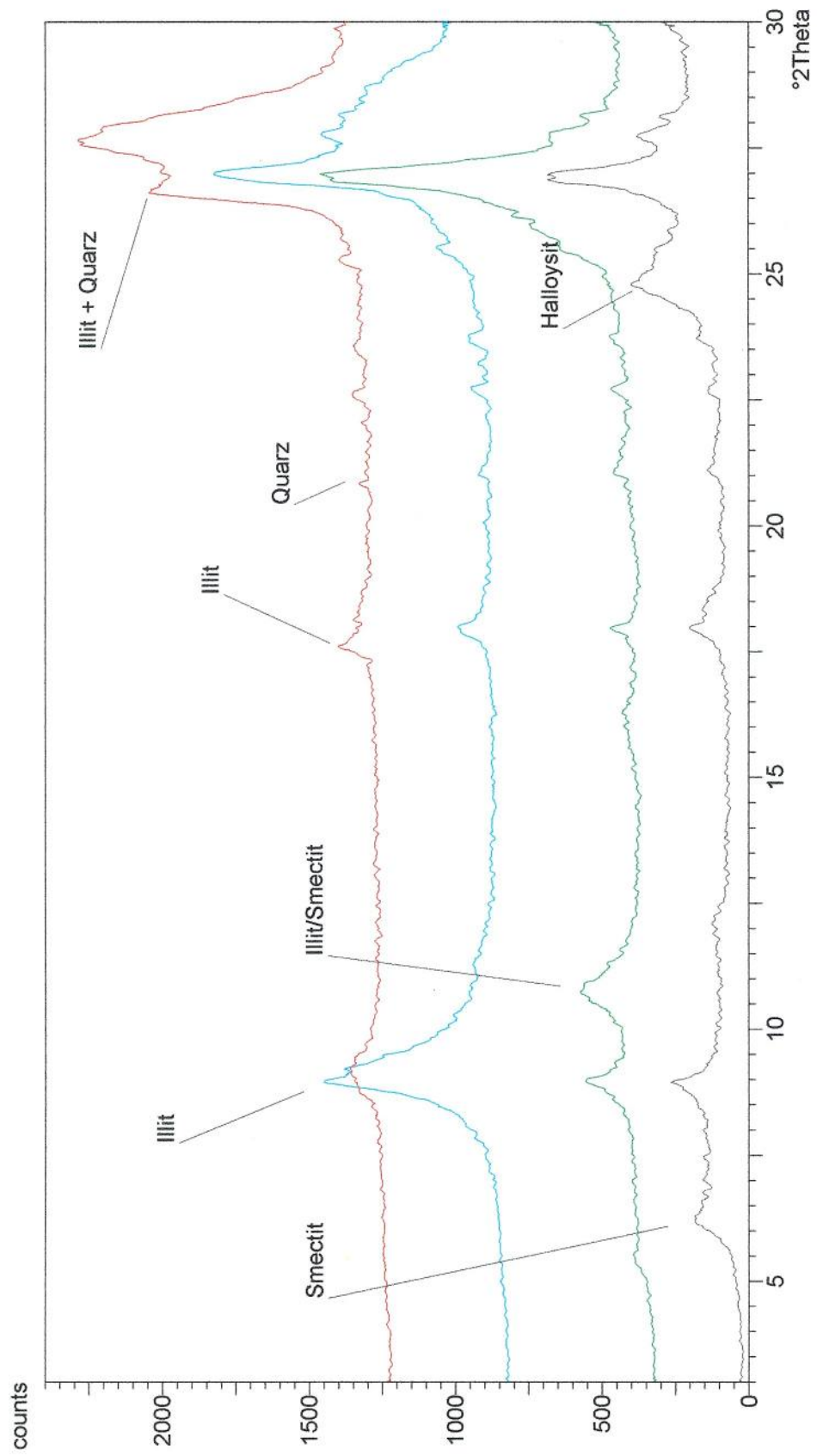
Probe 24a (Sakamena Gruppe)



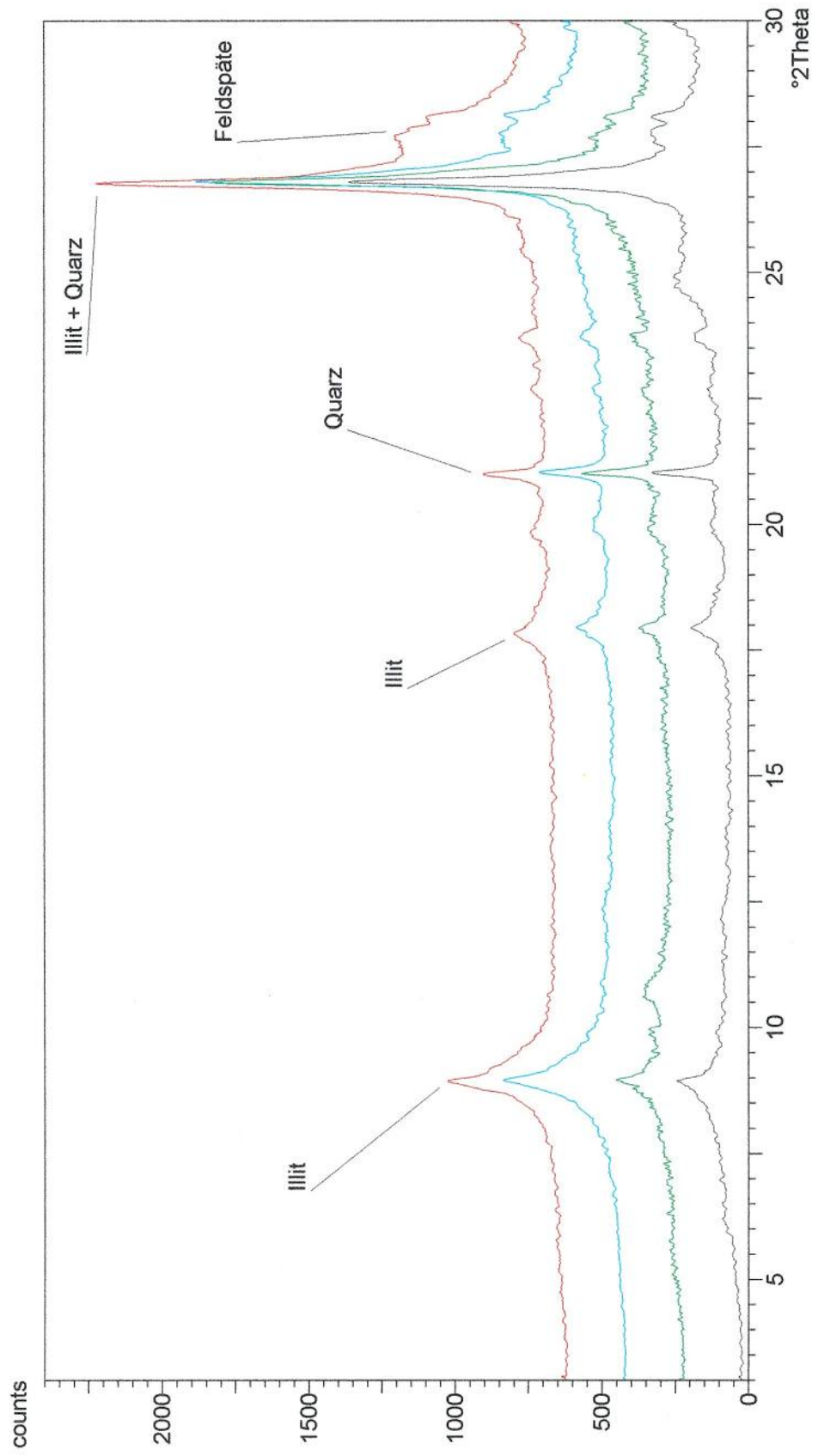
Probe 36c (Sakamena Gruppe)



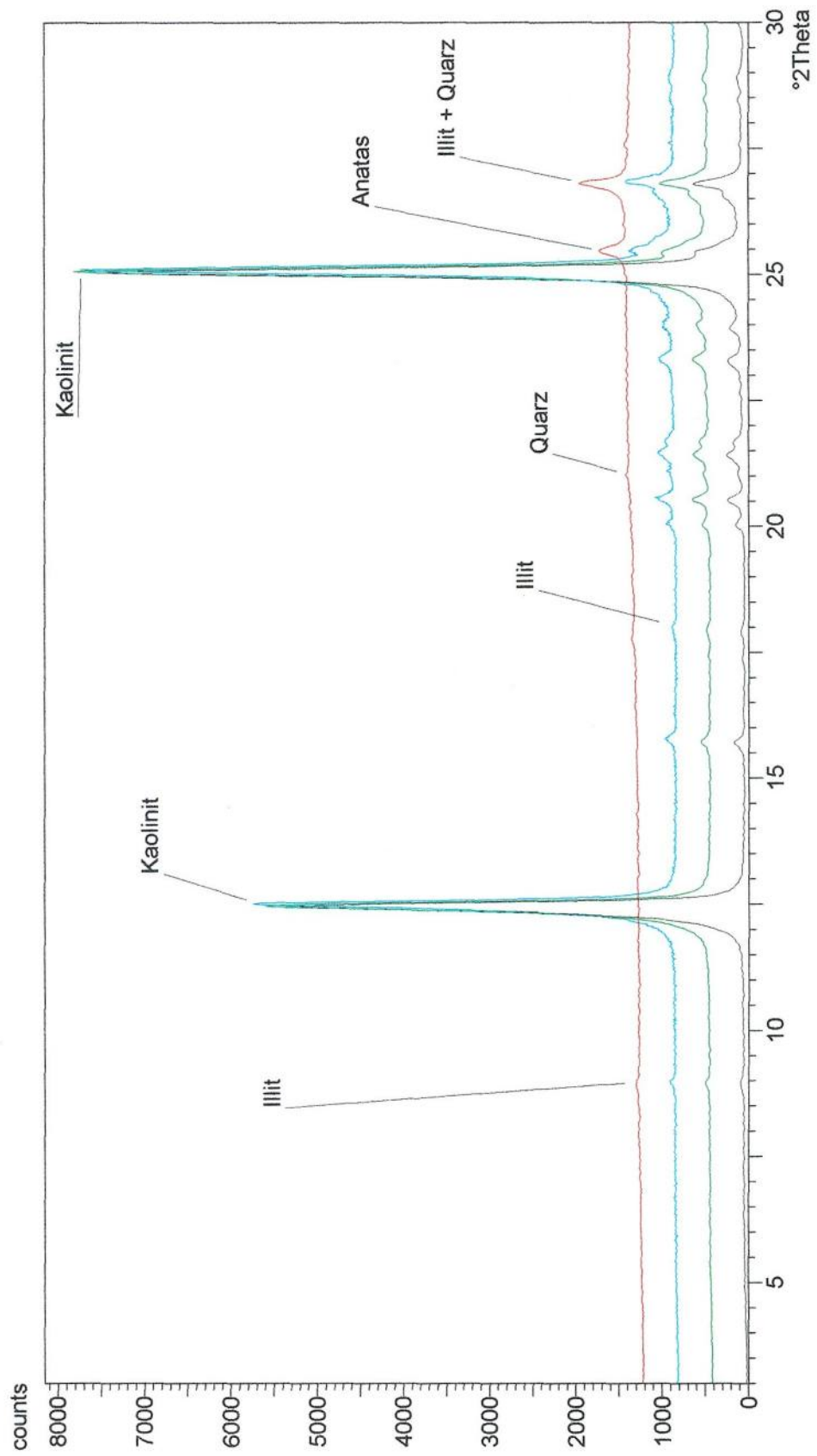
Probe 36d (Sakamena Gruppe)



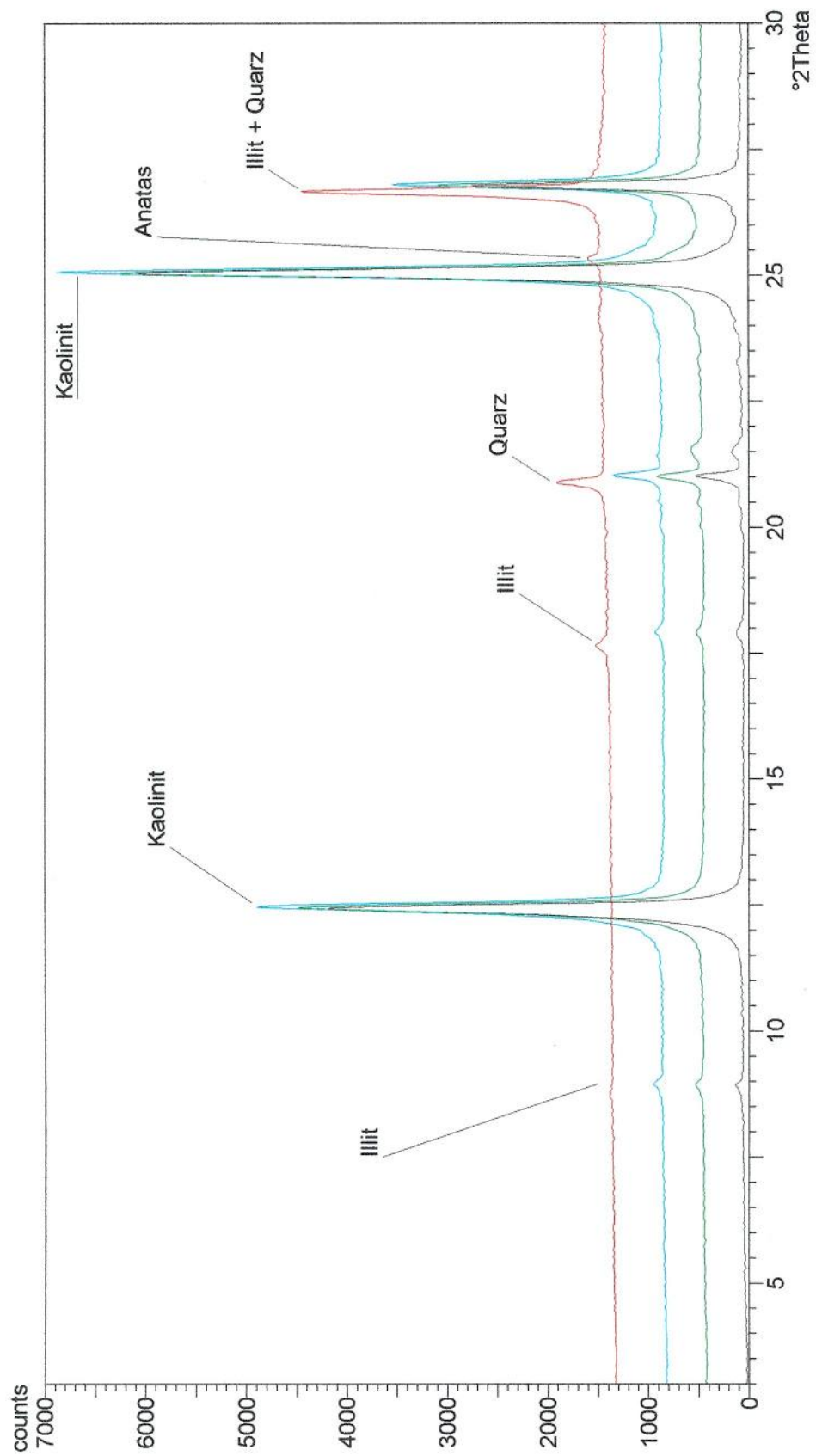
Probe 39b (Sakamena Gruppe)



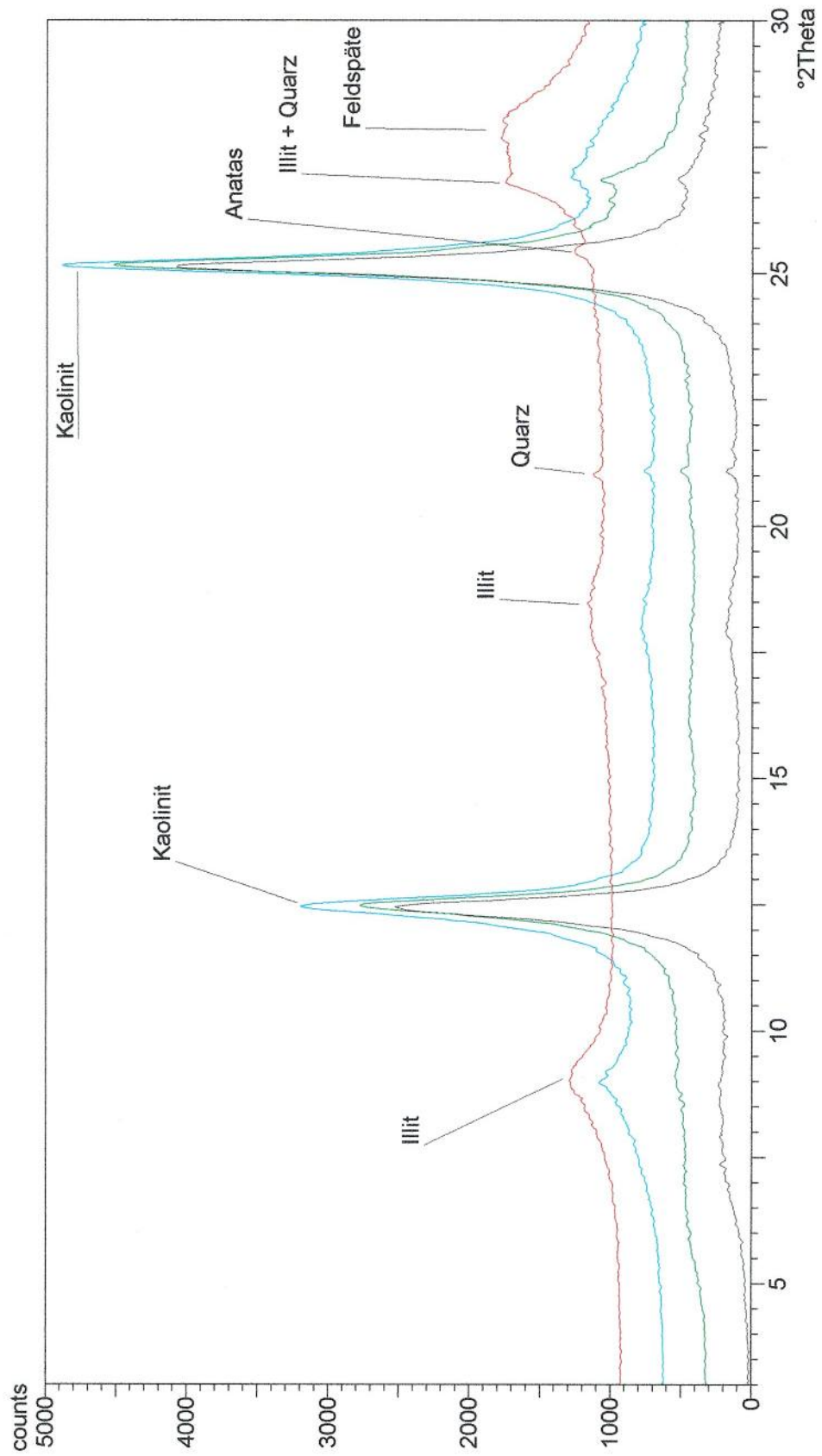
Probe 43 (Isalo Gruppe)



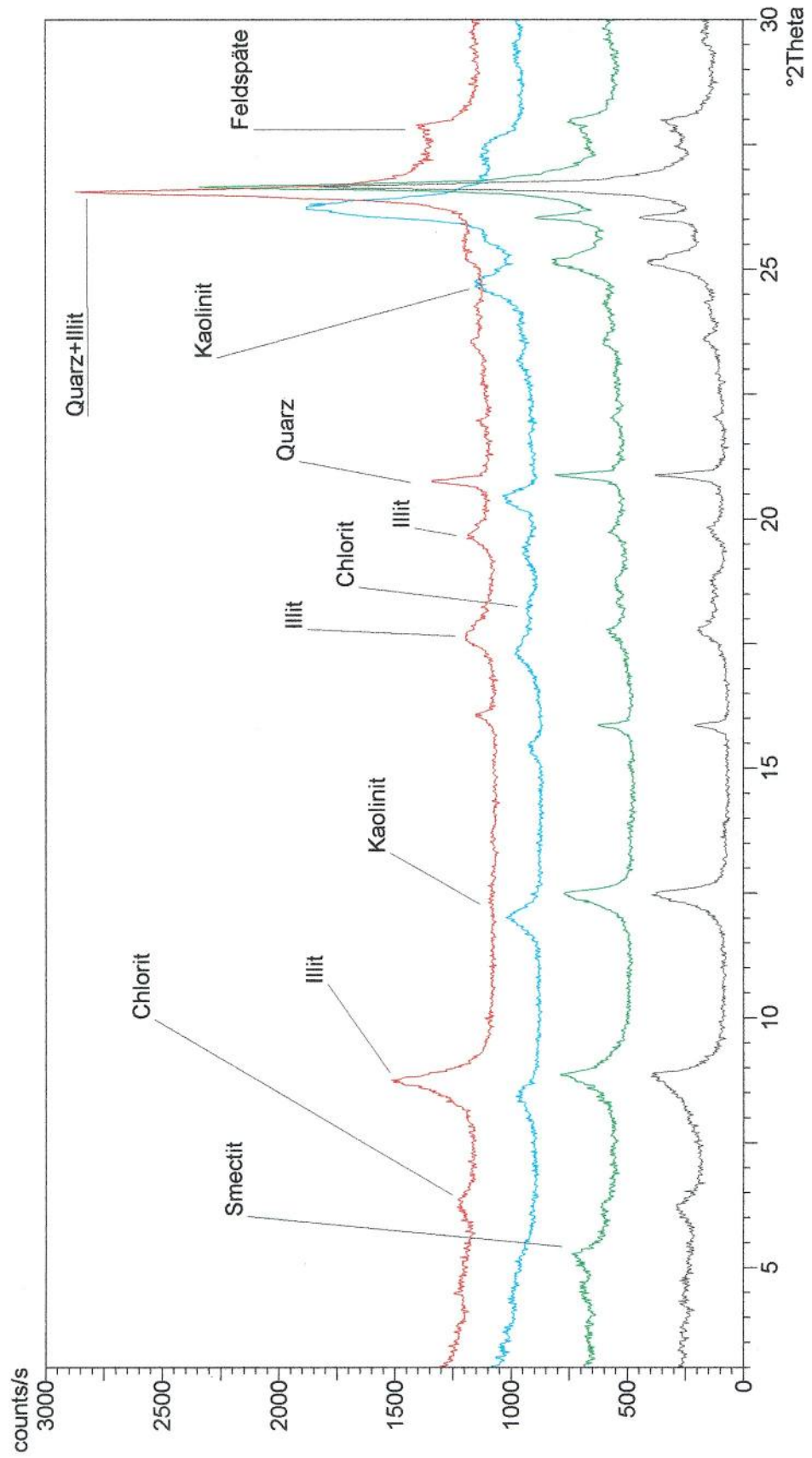
Probe 45a (Isalo Gruppe)



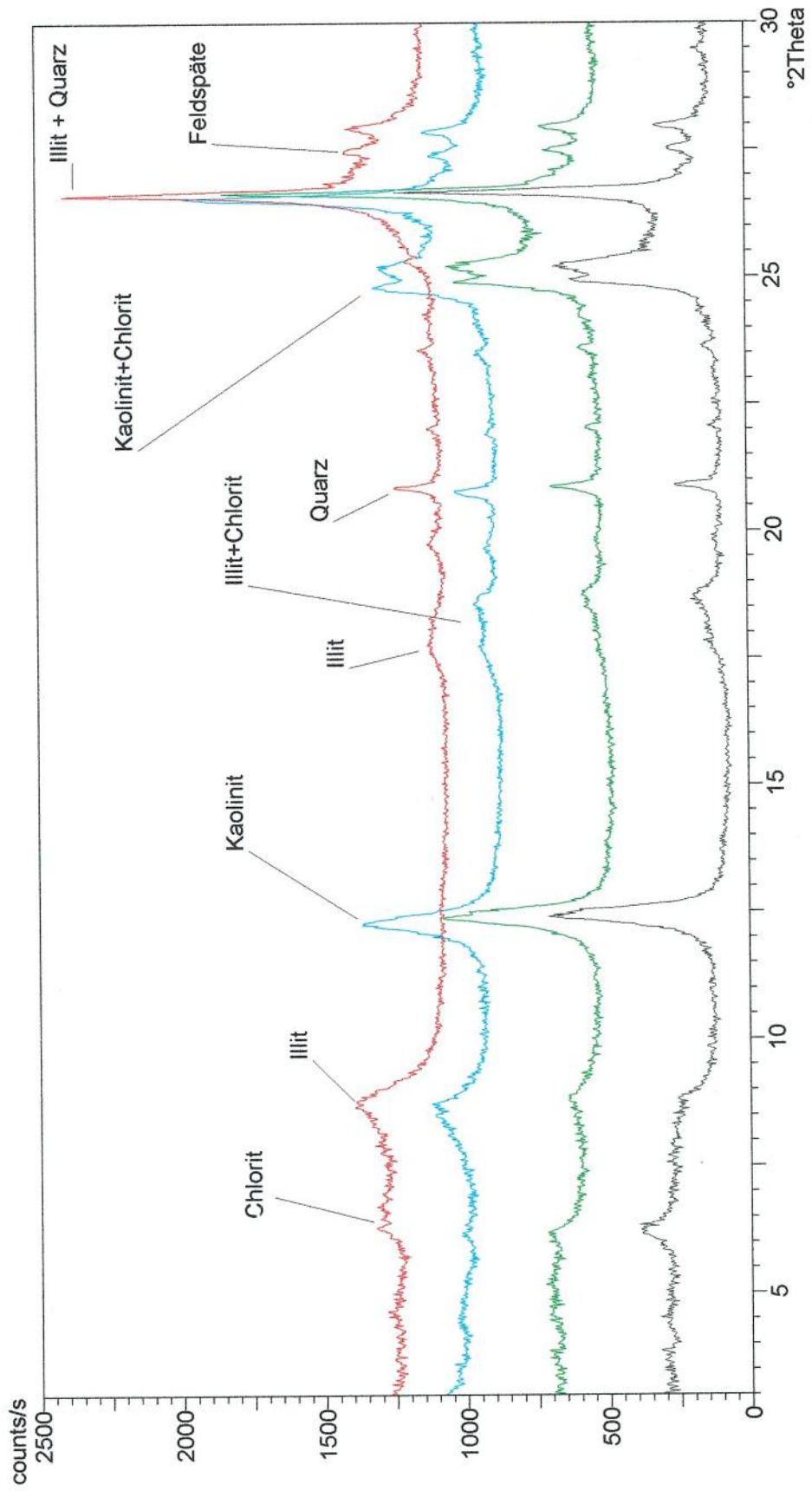
Probe 47 (Isalo Gruppe)



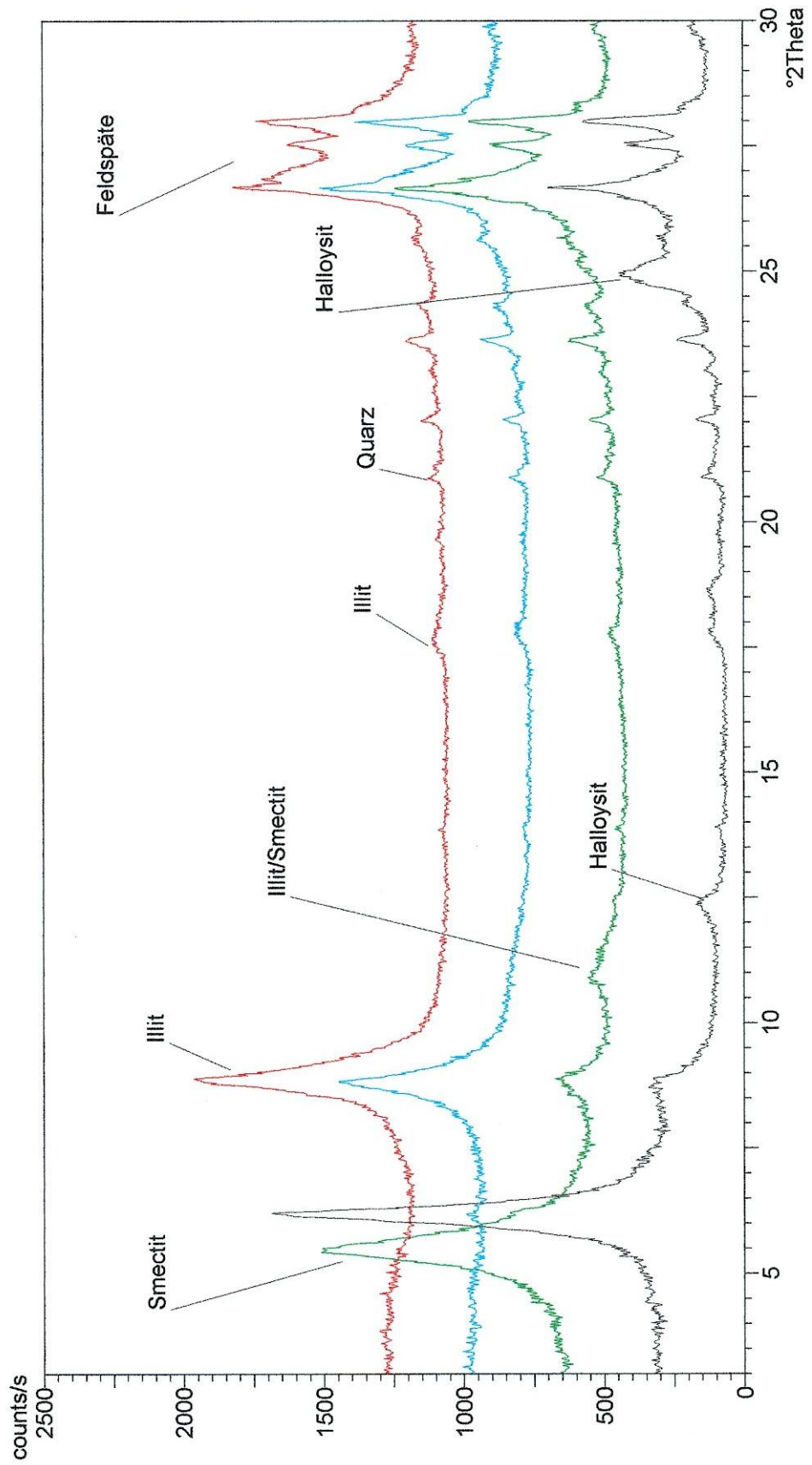
Probe 78a (Sakoa Gruppe)



Probe 83 (Sakoa Gruppe)



Probe 115 (Sakoa Gruppe)



9.4 Tektonische Meßwerte - Paläospannungsanalyse

D1-Deformation

Region Sakoa - Sakoa Gruppe			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
148/80	64/33	sin.	81
335/80	60/23	sin.	81
153/86	70/40	sin.	81
150/72	70/24	sin.	81
338/72	64/28	sin.	81
147/57	60/22	sin.	81
348/84	70/36	sin.	81
150/74	67/25	sin.	81
296/76	200/06	dex.	81
310/72	217/27	sin.	81

Region Ihosy - Grundgebirge			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
105/89	194/15	sin.	61
103/88	202/05	sin.	61
95/85	178/15	sin.	61
286/88	200/13	sin.	61
250/72	164/10	sin.	62

Region Ianapera- Sakoa Gruppe			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
130/88	38/06	sin.	108
316/60	42/07	sin.	108
306/84	37/07	sin.	108
315/73	43/07	sin.	108
310/83	40/05	sin.	108
132/65	38/07	sin.	108
305/87	34/10	sin.	108
292/55	205/12	sin.	108

D2-Deformation

Region Ranohira - Grundgebirge			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
187/75	202/08	sin.	34
240/80	150/09	sin.	34
300/82	219/12	dex.	34
198/80	291/05	dex.	34
94/81	184/05	sin.	34
164/64	75/12	sin.	34

Region Janjina- Grundgebirge			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
23/76	28/72	Ab.	20
28/72	310/30	Ab.	20
20/75	296/24	Ab.	20
32/83	300/23	Ab.	20

Region Ranohira – Sakamena Gruppe			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
175/74	120/60	sin.	39
175/72	126/66	sin.	39
170/72	124/65	sin.	39
180/84	114/61	sin.	39

Region Miandrivazo - Grundgebirge			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
186/80	255/63	Ab.	1
162/80	241/46	Ab.	1
158/79	231/55	Ab.	1
010/80	294/55	Ab.	5
350/85	267/56	Ab.	5
196/86	280/54	Ab.	5
200/80	285/22	sin.	31

D3-Deformation

Region Sakoa – Sakoa Gruppe			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
301/66	305/65	Ab.	123
302/56	314/55	Ab.	123
296/62	290/62	Ab.	123
303/61	300/61	Ab.	123
291/58	287/58	Ab.	123
308/63	300/63	Ab.	123

Region Miandrivazo - Grundgebirge			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
267/52	269/67	Ab	1
270/65	261/74	Ab.	28
268/61	261/76	Ab.	28
262/63	259/73	Ab.	28
255/60	261/76	Ab.	32
250/59	252/67	Ab.	32
267/55	272/68	Ab.	32

Region Ranohira – Isalo I Gruppe			
Störung	Linear	Bewegungssinn	Aufschluß
300/55	298/55	Ab.	46
130/68	174/60	Ab.	53
306/38	310/38	Ab.	56

Aufschluß 21b	Aufschluß 28a	196	35	St	208	87	St					
340	80	St	321	78	S1	198	82	St				
62	82	St	50	56	St	Aufschluß 31	300	82	St			
			290	75	St	168	90	St	17	83	St	
Aufschluß 22	32	55	St	189	86	St	198	80	St			
250	07	So	318	80	St	264	45	St	210	84	St	
230	10	So	320	85	St	200	80	St	08	89	St	
0	90	St				177	88	St	20	90	St	
90	90	St	Aufschluß 28b			110	85	St	19	82	St	
			260	74	St				10	83	St	
Aufschluß 23	238	80	St	Aufschluß 32a		310	75	St	310	75	St	
320	20	So	263	74	St	267	40	S1	94	81	St	
327	12	So	156	53	St	260	60	S1	15	86	St	
			309	86	St	63	62	St	23	85	St	
Aufschluß 24	55	85	St	54	68	St	194	89	St			
21	08	So		220	52	St	164	64	St			
162	87	St	Aufschluß 28c	81	65	St						
160	82	St	190	35	St	258	55	St	Aufschluß 35			
154	73	St	320	90	St	73	62	St	303	35	S1	
113	82	St	319	82	St	103	62	St	16	82	St	
21	08	St	253	88	St	333	75	St	147	83	St	
			65	85	St	208	72	St	19	88	St	
Aufschluß 25	300	80	St	307	89	St	66	58	St	13	60	St
130	80	St				71	86	St				
120	90	St	Aufschluß 28d			146	61	St	Aufschluß 36			
			242	73	St	60	82	St	46	05	So	
Aufschluß 26	15	75	St	63	86	St	245	60	St	52	06	So
196	12	So	01	75	St	240	59	St				
266	88	St	256	83	St	257	45	St	Aufschluß 37			
262	60	St							116	07	So	
69	78	St	Aufschluß 29			Aufschluß 32b			28	88	St	
221	80	St	268	21	So	258	45	S1	294	80	St	
			34	68	St	72	63	St				
Aufschluß 27	34	68	St	36	73	St	131	77	St	Aufschluß 38		
212	17	So				75	85	St	60	05	So	
140	52	St	Aufschluß 30			152	78	St	140	60	St	
200	90	St	65	18	S1	70	78	St	152	50	st	
55	85	St	190	76	St	344	88	St	20	90	St	
40	90	St	310	60	St	74	78	St	126	63	St	
21	35	St	298	68	St				183	72	St	
41	58	St	186	80	St	Aufschluß 33						
10	60	St	298	70	St	174	76	St	Aufschluß 39			
40	44	St				180	82	St	136	14	So	
52	80	St	Aufschluß 30b						110	20	So	
354	83	St	70	85	St	Aufschluß 34			175	74	St	
66	64	St	68	88	St	18	82	St	175	72	St	
318	15	St	275	83	St	200	85	St	110	80	St	
194	62	St	280	67	St	197	86	St	170	72	St	
246	85	St				187	75	St	180	84	St	
70	78	St				240	80	St	310	77	St	

314	73	St	Aufschluß 43	336	85	St	112	85	St
320	80	St	320 Schüttung	298	16	St	287	55	St
				106	68	St			
Aufschluß 40			Aufschluß 44	336	65	St	Aufschluß 58		
210	76	St	280 13 So	288	57	St	268	70	S1
201	79	St	302 Schüttung	300	55	St	270	60	S1
206	75	St	282 Schüttung	106	72	St	145	90	St
207	75	St	302 Schüttung	125	57	St	07	84	St
280	60	St	284 Schüttung	108	57	St	22	90	St
276	58	St	330 Schüttung				01	82	St
282	56	St	317 72 St	Aufschluß 47			146	90	St
120	60	St	304 68 St	286	10	So	13	85	St
118	73	St	132 50 St				312	86	St
302	80	St	108 83 St	Aufschluß 48			310	83	St
			90 80 St	250	33	So	138	90	St
Aufschluß 41			290 70 St	280	30	So	206	85	St
344	15	So	120 74 St	295	Schüttung		149	76	St
118	80	St	286 76 St	288	83	St	136	90	St
102	86	St	320 68 St	292	79	St	125	89	St
104	65	St	116 64 St	299	70	St	258	64	St
			312 65 St				354	84	St
Aufschluß 42			314 66 St	Aufschluß 49			128	85	St
25	23	So	110 51 St	344	Schüttung				
284	10	So	125 47 St	335	Schüttung		Aufschluß 59		
108	71	St	116 38 St	330	Schüttung		79	66	S1
148	80	St	127 47 St				252	57	S1
40	90	St	225 85 St	Aufschluß 50			288	58	S1
20	86	St	230 88 St	284	12	So	264	52	S1
142	73	St					237	40	S1
130	83	St	Aufschluß 45	Aufschluß 53			263	49	S1
313	85	St	320 Schüttung	77	08	So	214	42	S1
116	73	St	312 Schüttung	132	72	St	286	47	S1
135	60	St	335 Schüttung	216	62	St	260	50	S1
118	81	St	276 Schüttung	136	70	St	247	54	S1
272	73	St	312 Schüttung	300	90	St	331	82	St
129	68	St	302 Schüttung	130	68	St	150	82	St
46	88	St		306	55	St	133	69	St
244	88	St	Aufschluß 46				135	81	St
298	74	St	336 Schüttung	Aufschluß 54			57	55	St
126	45	St	326 Schüttung	240	15	So	339	85	St
140	80	St	340 Schüttung				90	60	St
160	70	St	322 Schüttung	Aufschluß 55			15	73	St
322	56	St	334 Schüttung	302	75	St	18	71	St
146	72	St	286 Schüttung	240	86	St	21	76	St
310	74	St	300 Schüttung				135	80	St
220	85	St	292 Schüttung	Aufschluß 56			141	88	St
324	62	St	302 Schüttung	306	38	St	150	83	St
306	74	St	342 Schüttung				19	60	St
			329 66 St	Aufschluß 57			13	80	St
			314 69 St	252	21	So	153	82	St

30	70	St	Aufschluß 65	68	62	St	60	90	St	
318	77	St	231 75 St				50	87	St	
			133 81 St				Aufschluß 71	82	85	St
Aufschluß 60							169 66 St	28	90	St
245	46	S1	Aufschluß 66	167	74	St	82	86	St	
266	80	S1	190 82 St	180	80	St	160	90	St	
328	68	St	195 80 St	149	89	St	80	90	St	
327	74	St	210 88 St	190	80	St	144	90	St	
331	75	St	314 85 St	186	81	St	76	86	St	
265	85	St		167	86	St	248	84	St	
271	84	St	Aufschluß 67				110	82	St	
335	71	St	356 78 St	Aufschluß 72			135	90	St	
148	76	St	357 79 St	307 85 St			130	83	St	
			130 85 St	53 85 St			83	90	St	
Aufschluß 61			325 80 St	136 85 St			170	90	St	
290	90	S1	110 87 St	356 87 St			118	86	St	
95	80	S1	346 70 St				60	86	St	
87	75	S1	123 75 St	Aufschluß 73			116	90	St	
155	85	St	138 76 St	238 63 St			74	90	St	
105	90	St		191 89 St			130	79	St	
103	88	St	Aufschluß 68	22 85 St			326	84	St	
194	90	St	77 75 St	12 90 St			205	88	St	
95	85	St	75 65 St	193 87 St			25	90	St	
286	88	St	41 88 St	250 56 St			320	90	St	
280	85	St	80 70 St	230 54 St			130	82	St	
			170 85 St	234 50 St			242	87	St	
Aufschluß 62			354 90 St	252 55 St			244	90	St	
272	86	S1	82 77 St	142 21 St			126	90	St	
350	85	St	164 85 St	252 49 St			60	90	St	
186	80	St		68 14 St			125	90	St	
196	85	St	Aufschluß 69	248 52 St			340	90	St	
250	72	St	284 67 S1	70 08 St			110	82	St	
183	78	St	95 85 St	90 27 St			245	90	St	
174	79	St	176 88 St	258 50 St			304	86	St	
149	15	St	164 78 St	24 76 St			138	83	St	
			215 82 St	126 60 St			39	86	St	
Aufschluß 63a			175 85 St	45 85 St			168	90	St	
302	08	So					30	90	St	
353	82	St	Aufschluß 70	Aufschluß 75			Aufschluß 76			
251	85	St	86 71 S1	155 08 So			334 08 So			
13	80	St	272 90 S1	315 10 So			120 70 St			
326	80	St	41 85 St	354 11 So			25 90 St			
			224 73 St	220 Schüttung			130 82 St			
Aufschluß 64			187 72 St	240 Schüttung						
133	72	St	85 64 St	280 Schüttung						
285	85	St	80 60 St	252 Schüttung			Aufschluß 77			
137	76	St	278 86 St	256 Schüttung			220 11 So			
138	82	St	192 72 St	260 Schüttung			40 75 St			
245	78	St	324 90 St	310 Schüttung			130 70 St			
122	70	St	333 85 St	304 90 St			320 64 St			

Aufschluß 78	210	84	St	Aufschluß 91	40	65	St						
115	12	So	34	86	St	205	73	S1					
220	Schüttung	328	25	St	294	70	S1	38	80	St			
142	72	St	44	87	St	260	54	S1	Aufschluß 100				
50	84	St	200	90	St	262	62	S1	294	85	S1		
50	90	St	206	85	St	294	76	S1	25	83	St		
114	85	St	120	77	St	288	71	S1	Aufschluß 101				
			144	66	St	294	66	S1	140	70	S1		
Aufschluß 79	146	50	St	30	85	St	208	83	St	56	90	St	
115	80	S1	210	90	St	195	90	St	Aufschluß 102				
120	53	S1	145	42	St	110	90	St	110	70	S1		
190	80	St	322	45	St	120	49	St	170	60	St		
210	86	St	205	35	St	70	45	St	Aufschluß 103				
195	80	St	220	82	St	124	60	St	242	38	S1		
270	70	St	196	77	St	133	58	St	Aufschluß 104				
190	82	St	116	86	St	200	85	St	40	13	So		
250	86	St	Aufschluß 83	315	33	So	Aufschluß 92	40	Schüttung				
200	87	St	315	32	So	304	90	S1	280	50	S1		
195	84	St	150	30	St	Aufschluß 93	170	82	S1	284	56	S1	
Aufschluß 80	306	83	S1	Aufschluß 84	130	80	S1	252	86	St	170	87	St
270	74	S1	Aufschluß 85	315	16	So	Aufschluß 94	0	90	S1	45	68	St
Aufschluß 81	290	77	S1	110	90	St	Aufschluß 95	114	80	S1	Aufschluß 105		
318	57	S1	220	83	St	112	83	S1	280	50	S1		
310	45	S1	Aufschluß 86	190	10	So	140	82	S1	176	81	St	
148	80	St	Aufschluß 87	340	08	So	254	86	St	Aufschluß 106			
335	80	St	340	90	St	Aufschluß 96	308	81	S1	270	56	S1	
153	86	St	218	90	St	36	87	St	182	84	St		
150	72	St	Aufschluß 88	322	90	S1	30	78	St	Aufschluß 107			
338	72	St	312	84	S1	0	90	St	314	58	S1		
147	57	St	Aufschluß 89	322	74	S1	Aufschluß 97	308	82	S1	220	80	St
348	84	St	Aufschluß 90	302	80	S1	40	87	St	316	60	St	
150	74	St	304	90	S1	Aufschluß 98	330	77	S1	306	84	St	
296	76	St	Aufschluß 91	125	83	S1	240	70	St	315	73	St	
310	72	St	Aufschluß 92	308	82	S1	Aufschluß 99	310	83	St			
310	60	St	Aufschluß 93	240	70	St	132	65	St				
120	44	St	Aufschluß 94	305	87	St	305	87	St				
284	37	St	Aufschluß 95	Aufschluß 95	114	80	S1						
300	35	St	Aufschluß 96	Aufschluß 96	112	83	S1						
Aufschluß 82	326	24	So	Aufschluß 97	140	82	S1						
315	16	So	315	16	So	254	86	St					
320	31	So	110	90	St	Aufschluß 98	308	81	S1				
318	33	So	220	83	St	36	87	St					
124	32	So	Aufschluß 83	315	33	So	30	78	St				
70	90	St	315	32	So	0	90	St					
			150	30	St	Aufschluß 99							
			Aufschluß 84	130	80	S1							
			Aufschluß 85	315	16	So							
			Aufschluß 86	190	10	So							
			Aufschluß 87	340	08	So							
			Aufschluß 88	322	90	S1							
			Aufschluß 89	322	74	S1							
			Aufschluß 90	302	80	S1							
			Aufschluß 91	304	90	S1							
			Aufschluß 92	125	83	S1							
			Aufschluß 93	205	73	S1							
			Aufschluß 94	294	70	S1							
			Aufschluß 95	260	54	S1							
			Aufschluß 96	262	62	S1							
			Aufschluß 97	294	76	S1							
			Aufschluß 98	288	71	S1							
			Aufschluß 99	294	66	S1							
				30	85	St							
				208	83	St							
				195	90	St							
				110	90	St							
				120	49	St							
				70	45	St							
				124	60	St							
				133	58	St							
				200	85	St							
				Aufschluß 100	294	85	S1						
				Aufschluß 101	140	70	S1						
				Aufschluß 102	110	70	S1						
				Aufschluß 103	170	60	St						
				Aufschluß 104	40	13	So						
				Aufschluß 105	280	50	S1						
				Aufschluß 106	284	56	S1						
				Aufschluß 107	170	87	St						
				Aufschluß 108	45	68	St						
				Aufschluß 109	280	50	S1						
				Aufschluß 110	284	56	S1						
				Aufschluß 111	170	87	St						
				Aufschluß 112	45	68	St						

Aufschluß 109
 308 16 So
 65 12 So

Aufschluß 110
 285 80 St
 292 55 St
 22 80 St

Aufschluß 111
 280 88 S1

Aufschluß 112
 90 43 So
 98 30 So
 84 Schüttung
 300 56 St
 222 60 St
 245 60 St
 250 60 St
 0 75 St

Aufschluß 113
 86 45 So

Aufschluß 114
 280 84 S1
 102 86 S1
 15 85 St
 12 80 St

Aufschluß 115
 320 35 So
 300 87 S1
 40 80 St

Aufschluß 116
 336 22 So
 330 69 St
 290 56 St
 190 80 St

Aufschluß 117
 290 25 So
 318 30 So
 325 27 So
 215 73 St
 180 60 St
 130 65 St
 213 86 St

Aufschluß 118
 333 34 So
 110 84 St

Aufschluß 119
 326 30 So
 334 35 So

Aufschluß 120
 310 25 So
 322 29 So
 100 64 St

Aufschluß 121
 320 80 S1
 334 83 S1

Aufschluß 122
 350 40 So

Aufschluß 123
 266 28 So
 310 80 St
 302 72 St
 290 82 St
 293 72 St
 290 73 St
 285 81 St

Aufschluß 124
 318 40 So