

Die klastischen Sedimente von Süd-Elfenbeinküste:

Provenanz, Umlagerungsprozesse und
Entwicklung des Goldvorkommens „Belle Ville“

Von der Fakultät Geo- und Biowissenschaften
der Universität Stuttgart
zur Erlangung der Würde eines Doktors der
Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von

Stefan Wozazek

aus Stuttgart

Hauptberichter: PD Dr. H. Krawinkel
Mitberichter: Prof. Dr. H. Seyfried

Tag der mündlichen Prüfung: 27.09.2001

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart

2001

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe.

Stuttgart, den 25. Mai 2001



Diese Arbeit ist
meinem lieben Freund
Benoît Djeboh,
Chef du Village von Cocody-Village,
gewidmet, den mein Dank nicht mehr erreicht.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	1
Abridged english version	4
1. Einleitung	12
1.1 Zielsetzung.....	12
1.2 Geographie der Republik Elfenbeinküste.....	12
1.2.1 Klima und Vegetation	13
1.2.2 Geomorphologie.....	15
1.2.3 Hydrographie.....	16
1.3 Bibliographische Übersicht.....	18
2. Geologischer Rahmen	18
2.1 Die kristalline Suite	19
2.1.1 Der Westafrikanische Kraton.....	19
2.1.2 Der südliche Westafrikanische Kraton (Guinea-Erhebung)	20
2.1.3 Die paläoproterozoische Baoulé-Mossi-Region (Eburnische Provinz)	20
2.1.4 Strukturelle Entwicklung der paläoproterozoischen Baoulé-Mossi-Region	21
2.1.5 Die Gesteine im Hinterland des „Côte d’Ivoire“-Beckens.....	25
2.2 Geologie des „Côte d’Ivoire“-Beckens	25
2.2.1 Morphologie des Kontinentalrands.....	25
2.2.2 Strukturelle Entwicklung des Beckens	28
2.2.3 Sedimente des Beckenbereichs südlich der Hauptverwerfung „Faille des Lagunes“	30
2.2.4 Sedimente des Beckenbereichs nördlich der Hauptverwerfung „Faille des Lagunes“	31
2.3 Paläoklima und Morphogenese	31
2.3.1 Paläogeographie und Klimaentwicklung von Westafrika	32
2.3.2 Morphogenese in Westafrika	34
2.3.3 Bodenbildung und Eisenanreicherung in warm-humiden Klimaten	35
3. Methodik	37
3.1 Vorgehensweise bei der Geländearbeit	37
3.2 Rekonstruktion des Ablagerungsraums.....	37
3.3 Schwermineralanalyse.....	38
3.4 Untersuchungen an goldführenden Gesteinen.....	42
 <i>Teil 1: Die Sedimente des randlichen „Côte d’Ivoire“-Beckens</i>	
4. Ergebnisse	43
4.1 Sedimentologie der landfesten Ablagerungen des „Côte d’Ivoire“-Beckens.....	43
4.1.1 Lithofaziestypen	43
4.1.2 Profilbeschreibungen.....	51
4.2 Schwermineralanalyse.....	67
4.2.1 Beschreibung der Schwerminerale	67
4.2.2 Die Gesteine des Hinterlandes und ihre Schwermineralführung	71
4.2.3 Die Schwermineralführung der kretazischen bis paläogenen Sedimente: Die Bohrung südlich von Grand-Lahou	79
4.2.4 Die Schwermineralführung der neogenen Sedimente: Die landfesten Ablagerungen („Continental Terminal“)	82
4.2.5 Die Schwermineralführung quartärer Sedimente: Die goldführenden Ablagerungen von „Belle Ville“	85
4.2.6 Die Schwermineralführung der rezenten Sedimente: Litorale und fluviale Sande.....	85
4.3 Stabilität der Gesteinskomponenten unter den Verwitterungsbedingungen des tropischen Klimas von Süd-Elfenbeinküste.....	88
4.3.1 Stabilität der Leichtminerale (Quarz, Feldspat) und der Lithoklasten	88
4.3.2 Stabilität der Schwerminerale: Die Veränderung des Mineralbestands vom Muttergestein bis zum Sediment.....	90

4.4 Geochemische Varietätenanalyse der Schwerminerale	96
4.4.1 Geochemie der Turmaline.....	96
4.4.2 Geochemie der Staurolithe.....	100
4.4.3 Geochemie der Granate.....	101
4.4.4 Geochemie der Pyroxene.....	103
5. Diskussion und Interpretation	103
5.1 Kurzer Abriss der rezenten Sedimentation in Süd-Elfenbeinküste: Der Schlüssel zur Vergangenheit?	103
5.1.1 Dynamik der Küste	103
5.1.2 Die Abbildung von Erosions- und Transportprozessen in rezenten litoralen Sedimenten	107
5.1.3 Die rezente Sedimentation auf dem Schelf.....	107
5.2 Die Aussagekraft der Schwerminerale und ihrer Varietäten für die Provenanz	108
5.2.1 Charakteristische Merkmale der Turmalinvarietäten	108
5.2.2 Der Rundungsgrad: Indikatoren für den Transportweg.....	109
5.2.3 Hydrothermaler Turmalin: Werkzeug für die Provenanzanalyse	110
5.3 Die Provenanz der kretazischen Sedimente bei Grand-Lahou	111
5.4 Die Geometrie des Beckenrands	114
5.5 Die tertiäre Sedimentation am Beckenrand des „Côte d'Ivoire“-Beckens	115
5.5.1 Oberkreide bis Paläogen.....	115
5.5.2 Neogen („Continental Terminal“).....	121
5.5.3 Die Form des Beckenrands.....	125
5.6 Die Schwermineralassoziation der neogenen Sedimente: Aussagen über laterale Verteilungsmuster	127
5.7 Plattentektonik und Provenanz. Variabilität der Verteilungsmuster der Sedimente und der Strömungssysteme von der Kreide bis heute	132
Teil 2: Die Goldvorkommen nördlich des Beckenrands	
6. Die Goldvorkommen von Grand-Lahou	134
6.1 Einleitung: Klassifikation der Goldlagerstätten	134
6.1.1 Goldvorkommen in paläoproterozoischen Gesteinen von Westafrika	134
6.1.2 Goldvorkommen in Elfenbeinküste	137
6.2 Ergebnisse: Die Goldvorkommen „Belle Ville“ und „Dioulabougou“	139
6.2.1 Geologie der Goldvorkommen	139
6.2.2 Das Gold: Gewinnung, Vorkommen und Eigenschaften.....	147
6.2.3 Fluideinschlüsse der goldführenden Quarzgänge	151
6.3 Diskussion und Interpretation: Entstehung der Goldvorkommen	155
6.3.1 Die primäre Goldmineralisation	155
6.3.2 Modell für die Entstehung der primären Goldvorkommen von Grand-Lahou	161
6.3.3 Die Ausbildung des sedimentären Goldvorkommens	163
6.3.4 Modell für die Entstehung der sedimentären Goldvorkommen von Grand-Lahou.....	168
6.4 Korrelation der goldführenden Sedimente mit den Ablagerungen des „Côte d'Ivoire“-Beckens	169
7. Danksagung	171
8. Literaturverzeichnis	172
Lebenslauf	184
Anhang	185

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit untersuche ich die Prozesse, die im Gebiet des randlichen Beckens „Côte d'Ivoire“ (Süd-Elfenbeinküste) die Ausbildung der klastischen Sedimente bestimmten. Die Provenanz der Ablagerungen steht im Vordergrund der Analyse. Den Sedimenten ordne ich Liefergesteine zu. Ich bilde die Erosions- und Transportbedingungen des Detritus nach und rekonstruiere den Ablagerungsraum der Sedimente. Paläoklima, Paläogeographie und Plattentektonik sind in die Rekonstruktion mit einbezogen.

Mit der sedimentologischen Faziesanalyse zeige ich Verteilungsmuster und Ablagerungsräume der Sedimente auf. Da die Abtragungsprodukte durch humid-tropische Verwitterungsbedingungen stark alteriert sind, müssen Modifikationen der ursprünglichen Zusammensetzung mit berücksichtigt werden. Mit Hilfe der Schwermineralanalyse lassen sich die alterierten Sedimente auf ihre Liefergesteine zurückführen. Bei bekannter Zusammensetzung des Liefergebiets geben die Verteilungsmuster der Sedimente wiederum Rückschlüsse auf Erosions- und Transportprozesse.

Für die Untersuchung wählte ich oberkretazische bis tertiäre, überwiegend weit transportierte Sedimente des Beckens und quartäre, gering transportierte Ablagerungen nördlich des Beckenrands aus. Die Analyse der Beckensedimente zeigt Änderungen in der Herkunft und den Transportbedingungen über die zeitliche, wie auch über die laterale Erstreckung an. Die quartären Sedimente im Untersuchungsgebiet sind goldführend. Den sedimentären Goldvorkommen ordne ich eine primäre Mineralisation zu. Ich bearbeite und klassifiziere die Entstehung dieses bisher nicht bekannten Goldvorkommens.

Das „Côte d'Ivoire“-Becken liegt am Rande des südlichen Westafrikanischen Kratons. Es bildete sich während der frühen Kreide als ein „Mega-Keilbecken“ im Zuge der Öffnung des Südatlantiks. Aufgrund der Geometrie des Keilbeckens ist der Beckenrand in ein östliches, transtensives und ein westliches, transpressives Segment unterteilt. Im östlichen Segment herrschen listrische Abschiebungen vor. Es kam zur Aufnahme großer Sedimentmächtigkeiten. Im westlichen Segment führte eine kontinuierlichen Flexur des reifen, passiven Kontinentalrands zu reduzierten Sedimentmächtigkeiten.

Im Süden des Beckens ist die sedimentäre Füllung in grobklastische, überwiegend terrestrische Ablagerungen der Syn-Rift-Phase (Apt - Alb) und eine, bis heute reichende, feinklastische, marine Sedimentabfolge der Drift-Phase unterteilt. Im nördlichen Bereich des Beckens überlagern sandige Sedimente des sogenannten „Continental Terminal“ (Neogen – (?)Quartär) diskordant die feinklastischen Serien.

Die Sedimente, die in oberflächennahen Aufschlüssen stark alteriert sind, bestehen überwiegend aus unverfestigten, mehr oder weniger groben Quarzsanden und eisenreichen Komponenten (Ooide, Peloide, Pisolite, Eisenkrusten). Seltener sind sie durch sekundäre Eisenanreicherungen zementiert. Diese sogenannten Sandeisensteine zeigen zum Teil noch primäre Sedimentstrukturen und Bioturbation. Sedimentpetrographische Untersuchungen der Sandeisensteine lassen auf starke postsedimentäre Veränderungen des Mineralbestands und des Korngrößenspektrums durch Lösungsvorgänge und Kornsprengung schließen. Dies reicht bis zur vollständigen Zerstörung von Feldspat und Quarz.

Um die Herkunft dieser Sedimente zu bestimmen, vergleiche ich die Schwerminerale der Sedimente mit der Schwermineralführung paläoproterozoischer Gesteine des Hinterlands. Das Basement des Beckens ist im Osten von der Provinz Comoé mit Metasedimenten, untergeordnet Metavulkaniten und granitischen Intrusionen sowie im Westen von einem Granit-Gneis-Komplex aufgebaut. Der östliche Granit-Gneis-Komplex besteht überwiegend aus Graniten. Im westlichen Bereich treten Gneise, Migmatite und Glimmerschiefer auf. Das Hinterland des Beckens unterlag während der paläoproterozoischen Eburnischen Orogenese im wesentlichen einer niedriggradigen Metamorphose. Amphibolithfazielle Metamorphose wurde im östlichen und westlichen Bereich erreicht. In den Gesteinen dieser mittelgradig metamorphen Einheiten treten die Indexminerale Staurolith, Disthen und Sillimanit zu geringen Anteilen auf. In der Schwermineralführung frischer Metasedimente herrschen die instabilen Schwerminerale Epidot und Amphibol, in Plutoniten auch Apatit und Titanit, vor. In alterierten Gesteinen sind die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil, sowie Staurolith, Disthen und Sillimanit relativ angereichert.

Das Liefergebiet der Sedimente des Alb bis späten Cenomans, die im zentralen Bereich des nördlichen Beckens erbohrt sind, liegt aufgrund der Schwermineralführung in den direkt nördlich angrenzenden, niedrig metamorphen Metasedimenten. Eine Schlüsselstellung zur Zuordnung der Muttergesteine dieser Sedimente nimmt roter, Mg-reicher Turmalin ein, der sich hydrothermal in den Metasedimenten bildete. Das Auftreten von akzessorischem, im tropischen Verwitterungsmilieu sehr instabilem Granat zeigt eine Erosion von frischen, an Steilküsten exponierten Liefergesteinen an. Ab dem späten Cenoman ändert sich die Zusammensetzung des Liefergebiets. Ein hoher Staurolithanteil und das Auftreten anderer Turmalin- und Granatvarietäten zeigt ein zusätzliches, amphibolithfazielles Liefergebiet an. Zunehmende Rundung der Schwerminerale lassen auf längere Transportwege schließen. Aufgrund von Stabilitätskriterien des auftretenden Granats ist dieser Detritus ebenfalls auf Produkte einer

Küstenerosion zurückzuführen. Es ist ein Sedimenttransport durch küstenparallelen Strandversatz ab dem späten Cenoman angezeigt. Dies lässt eine Entwicklung von einer störungsgebundenen Kliffküste zu einem schmalen Schelf mit einer Ausgleichsküste erkennen. Durch diesen Übergang ist der Beginn der Drift-Phase im späten Cenoman markiert. Der küstenparallele Sedimenttransport hält bis in das Paläogen hinein an.

Die paläogenen Sedimente, die am nördlichen Beckenrand als ältestes Schichtglied aufgeschlossen sind, stellen Ablagerungen eines Schlamm-dominierten Schelfs dar. Im Bereich der Schelfkante sind die Sedimente glaukonitisiert. Randmarin bildeten sich autochthone, eisenreiche Ooide. Auf den oolithischen Sedimenten siedelten Korallen. Eine Regression führte zur Freilegung des Schelfbereichs. Dadurch kam es zu einer lateritischen Bodenbildung am Top der paläogenen Sedimente. Durch eine anschließende Transgression wurden die lateritisierten Sedimente wieder überflutet und aufgearbeitet. Die lateritderivaten Klasten lagerten sich in den Sedimenten der unteren Einheit des „Continental Terminal“ ab. Am Beckenrand bildete sich durch die rückschreitende Küstenerosion ein Kliff mit einer Kiesküste in den Gesteinen des Basements aus. Ein relativer Meeresspiegelabfall legte abermals den nördlichen Beckenbereich frei. Die untere Einheit wurde während anhaltendem, humid-tropischen Klima unter Ausbildung von pisoidischen Eisenanreicherungen lateritisiert. Zahlreiche Austrocknungsrisse in der verhärteten, lateritischen Kruste weisen auf einen darauf folgenden klimatischen Wandel zu arideren Verhältnissen hin. Ein gering mächtiges Transgressionskonglomerat, das Bruchstücke der lateritisierten Sedimente führt, zeigt einen erneuten Meeresspiegelanstieg an. Während eines generellen Meeresspiegelabfalls bildeten sich die homogenen Sande der oberen Einheit des „Continental Terminal“ als progradierende Strandrückensedimente aus. Sie bedecken fast den gesamten nördlichen Beckenbereich.

Anhaltender lateraler Strandversatz ist auch während des Neogens der vorherrschende Transportmechanismus im randlichen Beckenbereich. Die gleichmäßige, Stauolith-dominierte Schwermineralführung der neogenen „Continental Terminal“-Sedimente an jedem Punkt des Beckens zeigt weit entfernte, amphibolithfazielle Liefergebiete an. Der sandige Detritus wurde dabei überwiegend durch Küstenerosion in das Becken eingetragen.

Neogene und rezente, litorale Sedimente sind aufgrund der Verteilungsmuster ihrer Schwerminerale auf das Vorherrschen gleicher Transportprozesse und -richtungen zurückzuführen. Heute ist der laterale Strandversatz durch Wellen, die aus südwestlicher Richtung auf die ungefähr West-Ost gerichtete Küste treffen, verursacht. An westlich des Beckens gelegenen Steilküsten kommt es zur Erosion frischer Gesteine. Die Erosionsprodukte werden nach Osten transportiert und in Küstenabschnitten, die senkrecht zu den auftreffenden Wellen ausgerichtet sind, abgelagert. Der Südwest-Monsun, der in Süd-Elfenbeinküste das ganze Jahr über weht, ist der Antrieb für den ostwärts gerichteten, lateralen Sedimenttransport. Daher ist ab dem Neogen von einer „Monsun-dominierten“ Ausgleichsküste auszugehen. Die Schwermineralführungen der Sedimente des späten Cenoman bis Paläogen lassen dagegen auf einen westwärts gerichteten, lateralen Sedimenttransport schließen. Die Küste lag dabei paläogeographischen Rekonstruktionen zufolge südlich des Äquators. Dies deutet auf das Vorherrschen eines Südost-Passats an einer oberkretazischen bis paläogenen, „Passat-dominierten“ Ausgleichsküste hin.

Die Entwicklungsgeschichte des randlichen Bereichs des „Côte d'Ivoire“-Beckens ist somit in vier Abschnitte gegliedert:

- Während der Syn-Rift Phase (Apt/Alb bis in das späte Cenoman) ist der Beckenrand als eine störungsgebundene Kliffküste ausgebildet. Der Sedimenteintrag erfolgte über dem Ablagerungsraum nahegelegenen Punktquellen (z.B. durch Kliffkollaps an Steilufern oder aus eingeschnittenen Tälern des Kontinentalrands).
- Der Übergang zur Drift-Phase (spätes Cenoman) ist durch die Ausbildung eines schmalen Schelfs repräsentiert. Ab dem späten Cenoman führte ein küstenparalleler Strandversatz an der „Passat-dominierten“ Ausgleichsküste zur Erosion des Sediments im Osten des Beckens und zum Transport nach Westen.
- Während des Paläogens kam es, bedingt durch einen hohen Meeresspiegel, zum weitgehenden Aussetzen der grobklastischen Sedimentation. Es entwickelte sich ein Schlamm-dominierter Schelf.
- Nach einer oligozänen Regression setzte der sandige, laterale Strandversatz wieder ein. Die Änderung der Strömungsverhältnisse, bedingt durch die fortdauernde Drift von Afrika nach Norden, bewirkt nun an einer „Monsun-dominierten“ Ausgleichsküste einen Sedimenttransport in östliche Richtung. Der ostwärts gerichtete, laterale Strandversatz dauert bis heute an.

Wenige Kilometer nördlich des Beckenrands befinden sich über schwach metamorphen, alterierten Metasedimenten der Provinz Comoé quartäre, sedimentäre Goldvorkommen. An den jungen, goldführenden Ablagerungen zeige ich Erosions- und Sedimentationsprozesse während des Quartärs

auf. Damit lässt sich die klimatische Entwicklung im Bereich des Beckenrands rekonstruieren. Da sich Methodik, Argumentationsweg und zeitliche Einteilung bei der Bearbeitung der Entstehung der primären und sedimentären Goldvorkommen von der Untersuchung der Sedimente des Beckens unterscheidet, behandle ich diesen Themenbereich in einem zweiten Teil der vorliegenden Arbeit gesondert.

Die Primärmineralisation der Goldvorkommen findet sich in strukturell kontrollierten Quarzgängen. Die Protore des hydrothermalen Freigolds waren vermutlich turmalinisierte Schiefer oder karbonatreiche, „chemische“ Sedimente mit feinstverteilter Goldmineralisation. Die Quarzgänge treten parallel steil stehender Schieferungsflächen auf. Diese sind auf eine frühe Schieferung parallel der Schichtung der Metasedimente und nachfolgender Faltung während der Eburnischen Orogenese zurückzuführen. Die verstärkte Quarzgangführung der Metasedimente über spätorogenen, granodioritischen Plutonen zeigt die Ausbildung eines konvektiven, hydrothermalen Systems während der Platznahme der Intrusion an. Während der hydrothermalen Bildung die primären Quarzgänge kam es zu einer intensiven Pyritisierung des Nebengesteins. Die Goldmineralisation dieser ersten hydrothermalen Phase war gering. Die Goldmineralisation ereignete sich während einer späteren Phase, die durch eine Nebengesteinsalteration unter Ausbildung von „Karbonat-gesprenkelten“ Schiefem angezeigt ist. Reliktische Karbonateinschlüsse in Goldkörnern und auf Rissen goldführender Gangquarze weisen auf einen Goldtransport durch CO₂-reiche Fluide hin. Sekundäre, CO₂-reiche Fluideinschlüsse in unreifen Kavitäten mit hohen Füllgraden zeigen eine späte und kühle Bildung an. Die Goldmineralisation fand daher während einer späten bruchhaften Deformationsphase der Eburnischen Orogenese statt. Das Goldvorkommen lässt sich in den Typ 5 westafrikanischer Goldvorkommen nach Milesi et al. (1989) einordnen.

Stetige Tieferlegung der paläoproterozoischen Landfläche brachte die goldführenden Quarzgänge in Oberflächennähe. Ab dem Alb ist von einer Denudation der Geländeoberfläche unter einem humitropischen Klima auszugehen. Durch supergene Alteration wandelte sich im Nebengestein Pyrit und Karbonat zu Eisenoxihydrat-Pseudomorphosen um. Das Gold unterlag starker Verwitterung. Im lateritischen Bodenhorizont kam es zur fast vollständigen Befreiung des Goldes von den Gangmineralen und zur Bildung von chemisch ausgefälltem Gold.

Während anhaltender Denudation der Geländeoberfläche bildete sich ein residualer Hügel im Bereich verstärkten Auftretens von Quarzgängen aus. An den Hügelflanken des Saprolithügels kam es zur residualen Anreicherung von Quarzgangblöcken. Daraus resultierte eine Versteilung der sanften Topographie der Rumpffläche. Rutschungen an den Hängen führten an dem Hügel Fuß zur Ausbildung einer kolluvialen Fazies. Den Hügel umgebende, nicht kanalisierte, kiesige Talfüllungen sind auf Umlagerung der kolluvialen Sedimente durch Schichtfluten zurückzuführen. Durch diese Umlagerungsprozesse wurde das Gold mechanisch von den Hügelflanken ins Umland transportiert. Es zeigt dabei eine zunehmende Rundung proportional zur Transportdistanz. Das Einsetzen der mechanischen Erosion und die damit einhergehende Zerschneidung der Rumpffläche spiegelt einen klimatischen Wechsel zu arideren Verhältnissen im Pleistozän unter Ausbildung einer Savannenähnlichen Vegetation wider. Auf dem Hügel schützte die lateritische Bodenbildung, die durch Austrocknung in eine verhärtete Eisenkruste umgewandelt wurde, das eingeebnete Top vor der physikalischen Abtragung. Das Hügeltop stellt somit ein Relikt der Rumpffläche dar. Dabei handelt es sich um eine im Neogen gebildete, lateritische Einebnungsfläche.

Sandige Ablagerungen, die auf den kiesigen, goldführenden Sedimenten liegen, zeigen ebenfalls Schichtflutereignisse an. Die sandigen Sedimente stammen aus der Auswaschung von feinem Material aus den kiesigen, residualen und kolluvialen Ablagerungen. Das Nachlassen grobklastischer Sedimentation deutet auf eine zunehmende Versiegelung des Reliefs hin. Der Rückgang mechanischer Erosion ist auf eine Panzerung der Hügelhänge durch Bildung einer geschlossenen Schicht von residualen Blöcken („harte Panzerung“) oder auf eine dichte Vegetationsbedeckung („weiche Panzerung“) zurückzuführen. Eine anschließende Podsolisierung des gesamten Sedimentpakets lässt auf die Rückkehr zu einem humitropischen Klima schließen.

Die Korrelation von Flächenbildungs- und Einschneidungsphasen zeigt, dass die jüngsten Ablagerungen des „Continental Terminal“ älter als die goldführenden Sedimente sind. Die randliche Zertalung des, von den Beckensedimenten gebildeten Plateaus und die nachfolgende Verfüllung der Täler mit Abtragungsprodukten der lateritischen Kruste entwickelte sich vermutlich gleichzeitig mit dem sedimentären Goldvorkommen. Beide Prozesse fanden wohl während einer interpluvialen Phase im Pleistozän statt.

Abridged english version

Abstract

Onshore sediments of the Côte d'Ivoire basin and neighboring areas were examined to study the processes of erosion, transportation and sedimentation with respect to paleoclimate, paleogeography and plate tectonics. Heavy mineral analysis was used to trace highly altered sediments back to mother rocks. Particular interest was given to the question of what modifications were occurring to detritus from source rock to depocenter. The investigation is divided in two parts. Cretaceous to Neogene sediments of the basin, predominately transported over long distances are investigated in the first part. Gold-bearing Quaternary sediments, which have undergone subordinate transportation, are analyzed in the second part.

The Côte d'Ivoire basin developed during the opening of the South Atlantic. The combined approach of conventional and varietal heavy mineral analysis was applied to constrain changes in source rock area, dispersal routes of detritus, and geodynamic setting of the Cretaceous to Neogene basin. The heavy mineral assemblage of Albian to late Cenomanian sediments reflect a narrow source rock area and short transport distances. During that time the basin geometry was mainly controlled by steep slopes, and sediments were transported directly to the depocenter. The situation changed during the late Cenomanian. A prominent change in the heavy mineral association indicates enlargement of source area and longer storage of sediment within the littoral energy fence. A narrow shelf area developed. Sediments from different sources were mixed and reworked by an east to west directed longshore drift. The sudden change within the heavy mineral associations marks therefore the transition from the late syn-rift stage to the early passive margin stage of the Southern Atlantic.

During the Paleogene, longshore drift of coarse detritus interrupted. Paleogene sediments are the oldest exposed units of the basin margin. They consist of predominately fine-grained siliciclastics, deposited on a mud-dominated shelf during a high sea-level. A tropical-humid climate with intense chemical weathering caused development of a peneplain in the hinterland. The weathering affected also the top of the Paleogene sediments during a sea level fall and exposure of the shelf.

The lateritized strata is overlain by coarse-grained Neogene sediments, deposited on a wave-dominated shelf. A break in sedimentation is indicated by the development of a pisolithic ironcrust. The Latosol divides a highly altered unit with a laterite derivative facies and secondary products of iron enrichment from a homogenous, less weathered sandy unit. Both units are deposited predominately in a shoreface environment. In the Neogene, the direction of the longshore drift reversed due to drifting of southern West Africa over the paleoequator and subsequent changes in surface wind directions. Detritus were eroded in the west and transported eastwards. This dispersal patterns continue up to nowadays.

Gold deposits occur in Quaternary sediments north of the basin margin. The primary native gold is found in structure-controlled quartz veins. The mineralisation developed during a late orogenic, brittle deformation phase of the Paleoproterozoic Eburnean orogeny. Hydrothermal activity led to carbonatisation of the wall rock and mineralisation of gold in preexisting, fractured quartz veins. Gold grain morphology indicates a tropical-humid climate during exposure of the primary mineralisation. The accumulation of coarse-grained, gold-bearing sediments is interpreted by a following aridification. A re-establishment of humid conditions is indicated by the end of coarse clastic deposition and podzolisation of sediments.

Introduction

The light mineral and heavy mineral composition of sandstone provides constraints on the lithological nature of source areas, is used to determine the geodynamic framework of ancient geological settings, and gives clues on depositional systems, transport mode and distances, and dispersal patterns of detritus. It is well known that the ultimate modal composition of clastic rocks is affected by various factors other than source rock geology. These factors are climate and resulting weathering effects, relief, transport mechanism, diagenesis, and mixing of source areas (Morton & Hallsworth, 1999). Intense chemical weathering, both in the source rock area and the depositional basin may in particular produce mature quartz arenite, whose modal composition is significantly different from source rock composition (Johnsson, 1993). In this case identification of provenance by means of detrital framework composition of sandstone remains insufficient.

In this study the combined approach of conventional and varietal heavy mineral analysis is used to reconstruct the development of the Late Cretaceous to Neogene Côte d'Ivoire basin. I compare the heavy

mineral associations of the sedimentary basin fill, their potential source rocks, and modern fluvial and beach sediments. This approach facilitates the reconstruction of changes in provenance and dispersal route of detritus from the source rock to the basin through time, and provides constraints on the dynamics of the Côte d'Ivoire margin during the opening of the southern Atlantic.

Geological setting

The Côte d'Ivoire basin is located at the southern coast of the West African craton (Fig. 2.5, 2.6, 2.7). It developed as "mega-pull apart" basin associated with the opening of the South Atlantic at the transform Côte d'Ivoire-Ghana Margin (Masclé et al., 1997). The basin is framed by the Saint-Paul fracture zone to the west and the Romanche fracture zone to the east. A dominant west-east-trending normal fault ("Faille des Lagunes") with vertical throw of several thousand meters (Fig. 2.8), separates the northern "onshore" part from the southern "Deep Côte d'Ivoire Basin" (Arens et al., 1971).

The sedimentary fill of the basin is subdivided into a syn-rift stage and a passive margin stage (Delor et al., 1995). The sediments of the syn-rift stage (?Neocomian to Albian) are made up by a thousand-meters thick succession of mainly terrigenous fluvial to deltaic deposits. From the "Faille des Lagunes" southwards the sediments grade from conglomerates and sandstones into pelitic, partly calcareous, marine sediments (PETROCI and BEICIP, 1990). The overlying sequence of the passive margin stage (Cenomanian to Eocene) is composed of marine sediments (Clifford, 1986). The passive margin sediments in turn are unconformably overlain by coarse-grained deposits called "Continental Terminal" (Killian, 1931; Leneuf, 1968). The "Continental Terminal" of Ivory Coast is presumably of Neogene age and may extend into the Quaternary (Bacchiana et al., 1982; Lang et al., 1990 and therein). Quaternary to recent sediments of the basin margin include predominately muddy fluvio-lagoonal sediments, littoral sands, and glauconitic and calcareous shelf sediments (Odin et al., 1988; Tastet et al., 1993).

The Côte d'Ivoire basin rests on the southern West African craton. The craton is made up by an Archean cratonic nucleus and a Paleoproterozoic (Eburnean) province, comprising volcanic belts and intervening sedimentary basins (Hirdes et al., 1996). The Eburnean province of southern Ivory Coast is subdivided from west to east into the Sasca domain, an undifferentiated granite-gneiss terrane, and the Comoé domain (Fig. 2.5). The rocks of the Sasca domain comprise high-grade metamorphic gneiss, migmatite, amphibolite, and mica schist (Papon, 1973). The granite-gneiss terrane mainly consists of weakly foliated granitoids. The Comoé domain is made up predominantly by fine-grained, weakly metamorphosed sediments and granitic plutons (Milesi et al. 1989). In the eastern part of the Comoé domain, the so called Alépé sector, metamorphism reaches amphibolite facies (Vidal, 1987). The Comoé domain is fringed by narrow volcanic belts comprising rhyolite, dacite, and associated carbonate- and pyrite-rich volcanoclastics (Delor et al., 1995).

Part 1: Provenance of Cretaceous to Neogene sediments

Heavy mineral associations of hinterland rocks

In the high grade metamorphic Sasca domain gneiss, amphibolite, and mica schist were sampled (Tab. 4.3). Epidote, amphibole, apatite and sphene are the most abundant heavy minerals in fresh gneisses and amphibolites. The unaltered, amphibolite-grade mica schist comprise a heavy mineral assemblage dominated by garnet with subordinate tourmaline, sillimanite, and staurolite. The heavy mineral association of altered rocks is enriched in tourmaline, staurolite, sillimanite, and zircon.

The heavy mineral assemblage of fresh granitic rocks of the eastern granite-gneiss terrane is characterized by epidote, sphene, apatite, and zircon. Altered rocks contain rare zircon grains.

The heavy mineral association of unaltered, low-grade metamorphic sediments of the Comoé domain is dominated by epidote. Hornblende, zircon, tourmaline, and rutile are frequent. Some of the metasediments were affected by a hydrothermal tourmalinisation event (Milesi et al. 1989) and therefore, tourmaline is the dominant heavy mineral phase (Fig. 4.39, 4.40). Hydrothermal tourmalines of these rocks are characterized by an angular shape, a longprismatic habit, a characteristic red to dark green pleochroism, and a high Mg content (Fig. 4.61). Granitic intrusions display a heavy mineral assemblage similar to the rocks of the eastern granite-gneiss terrane. Andalusite, fibrolite, and brown tourmaline occur in hornfels of the thermal contact zone (Fig. 4.41). Brown tourmaline has a lower Mg content than red varieties. Rare exposed metavolcanic rocks display pyroxene, actinolite, and magnetite. Pegmatitic rocks contain tourmaline with a blue to grey pleochroism and an almost schorl composition (Fig. 4.44, 4.61). The average heavy mineral association of altered rocks comprise the ultrastable minerals tourmaline, zircon, and minor rutile.

The metasediments of the Alépé sector contain a heavy mineral assemblage dominated by hornblende.

Epidote, tourmaline, staurolite, and kyanite are minor components. Garnet is present. The heavy mineral assemblage of the altered rocks is dominated by tourmaline, zircon and opaques, associated with staurolite and kyanite.

Facies analysis of sediments

North of the “Faille des Lagunes” fault, the tertiary sediments are subdivided in fine-grained deposits of presumably Paleogene age and coarse-grained Neogene deposits called “Continental Terminal” (Fig. 2.1, Killian, 1931; Leneuf, 1968). Variable thickness and extension of the Tertiary sediments are caused by different mechanisms in the development of accommodation space at the transform margin (Fig. 5.15, 5.16). The eastern part forms the transtensive segment of the pull-apart basin. Subsidence was accentuated at listric normal faults, where large portions of sediments were trapped. The western part represents the transpressive segment. Subsidence was reduced at the basin margin. Continuous flexuration caused uplift of the hinterland.

Paleogene sediments

Paleogene sediments predominately consist of black, organic matter rich mud with frequent pyritic concretions. Rare, thin layers of coarse sands and shells occur within the fine-grained sediments and represent storm layers. At the eastern and western part of the basin, Green Sands occur (Fig. 4.9, 4.26, 4.37). They are made up by glauconitized fecal pellets (Odin et al., 1988). Berthieroid oolitic ironstones are present in the western part of the basin (Fig. 4.10, 4.22, 4.27). The ooids consists of randomly orientated, crystals of berthierine, goethite and phosphate. Their cores are made up by glauconitic fossils, phosphatic bones, and charcoal. They are interpreted to be formed *in situ* in a muddy, marine environment. The top of the Paleogene deposits is frequently altered and enriched in secondary iron. The muds show progressive bleaching and ferruginisation from black colour over white to red colour (Fig. 4.12, 4.15). Green sands and berthieroid oolitic ironstones are transformed to peloidal, goethitic ironstones (Fig. 4.11). Hermatype corals (*Tarbellastraea* cf. *aquitaniensis* Chevalier 1962 and *Montastrea* cf. *limbata* (Duncan 1863) (written comm. Löser, 2000, Fig. 4.28) occurred. Enclosed ooids in the septa of the corallites indicate that they settled on the ironstones.

The fine-grained Paleogene sediments were deposited in a generally high sea level situation with extreme tropical-humid climate conditions (Fig. 5.11). The hinterland of the basin was penneplained during that time. Rivers drained a chemically altered basement. Predominately solute sediment load was discharged. A mud-dominated shelf developed (Fig. 5.12A, 5.12B, 5.14). The berthieroid oolitic ironstones point to deposition in a marginal marine environment. Glauconitisation of fecal pellets occurred at the shelf break. At the end of the Paleogene, the whole shelf was exposed due to a regression (the “Mid-Oligocene Circum-African unconformity”, cf. Burke, 1996). Persistent humid climate led to the development of a lateritic soil cover, where iron was enriched.

Neogene Sediments

The Paleogene sediments are unconformably overlain by predominately coarse-grained Neogene deposits. They consist of quartz, laterite derivative components, and show secondary iron enrichment. Strong weathering led to dissolution of feldspar, lithoclasts and even quartz, and precipitation of ironoxides and -hydroxides. These features severely modified the modal composition and the texture (e.g. particle size and roundness) of the sediments (Fig. 4.57, 4.58). Within Neogene sediments two units can be distinguished: The lower unit is made up by predominately sandy sediments with many laterite derivative components. The lower unit possesses a sheet-like conglomeratic layer at its base. The conglomerate rests in the south on Paleogene sediments and in the north on truncated weathering profiles of the Paleoproterozoic basement. This conglomerate is interpreted as a transgressive conglomerate, deposited after the Oligocene regression (Fig. 5.12C). Strong iron enrichment led to iron-cemented sediments of various grain size. Primary structures are preserved by a early diagenetic ironhydroxide cementation. The lower unit reflect a mixed sand and mud facies, deposited in the shore-face realm. In the central part of the basin, the influence of deeper, open marine environments increased during the Miocene (Klasz & Klasz, 1992). Fluvial sedimentation occurred in an incised valley north of the submarine “Trou sans fond” canyon (Fig 5.13).

A well developed, pisolithic duricrust, which exhibits desiccation cracks (Fig 4.4, 4.17) separates the upper unit from the lower one. The development of the pisolithic duricrust reflects a time span of exposure and lateritisation during a tropical-humid climate. This was followed by a climatic change to more arid conditions. According to the pisolithic habit and the stratigraphic position it is likely that the duricrust represent the extension of the late Miocene / early Pliocene planation surface called “Cuirasse

ferrugineuse" (cf. Grandin & Delvigne, 1969). The development of a climate with increasing aridity was a worldwide effect during that time (Crowley & North, 1991). It was strengthened in West Africa by the first occurrence of the Guinea current, which caused upwelling (Norris, 1998).

The lower unit possesses a thin polymictic, laterite derivative conglomerate at its base (Fig. 4.31, 4.32, 4.34, 4.36, 5.9) It represents a transgressive conglomerate, which is not well developed due to sealing of the surface by the duricrust. The upper unit consists of very homogenous, bimodal, unconsolidated sands. The sheet-like property of the sediments, the lack of channeled deposits respectively, and the occurrence of trace fossils indicative of shallow marine environment (Fig 4.18, 4.19), indicate that the upper unit was deposited as a sand-dominated facies on a wave-dominated shelf. No traces of a fluvial or open marine facies could be found. This leads to the interpretation that the upper unit is exclusively of littoral origin, probably deposited in a beach ridge plain during high sea levels and subsequent regressions (Fig. 5.12D, 5.12E).

Heavy mineral associations of sediments

Upper Cretaceous to Eocene sediments

The sampled sedimentary section comprises Albian to Turonian silty shales with intercalated sandstones and Coniacan to Eocene sandy and silty claystones (Fig. 4.30). Based on vertical variations of heavy mineral assemblages, colour, and shape of tourmaline mineral phases, two heavy mineral associations can be distinguished.

Association 1 (Albian to late Cenomanian) is dominated by predominantly angular tourmaline (Fig. 4.48). Red, Mg-rich tourmaline is the most abundant variety (Fig. 4.63). Garnets are Mn-rich (Fig. 4.68) and exhibit idiomorphic, angular grains (Fig. 4.49).

Association 2 (late Cenomanian to Eocene) is dominated by subrounded staurolite (average 55%). Kyanite is present in most of the samples. Garnet is rare, Mn-poor, fragmented, and subrounded. In contrast to association 1, the majority of tourmaline grains are subrounded to rounded. There is a significant change in colour varieties. The portion of red tourmalines is decreasing upwards and the portion of green, brown and blue varieties is increasing. The chemistry of tourmaline grains is more variable.

Neogene sediments

The heavy mineral assemblages of the Neogene sediments (Fig. 4.52) are dominated (in descending order) by staurolite, tourmaline, and zircon. Kyanite is present in most samples. Samples of the eastern part of the basin contain more than 5% kyanite. No garnet occurs. Samples from the lowermost part of the unit contain an average of 31% of angular tourmaline (Fig 4.51). In contrast, the proportion of angular tourmaline of the upper unit sediments rarely exceeds 10% (Fig 4.53).

Modern sediments

The heavy mineral assemblages of modern beach sands (Fig. 4.55) consist of tourmaline, zircon, staurolite, garnet, epidote, and hornblende. Samples of the western part of the basin are characterized by associations with high zircon + low staurolite + garnet. In samples of the eastern part heavy mineral associations prevail which are characterized by low zircon + high staurolite + kyanite. No garnet occurs in modern river sands.

Varietal analysis

The tourmalines of the analyzed sedimentary rocks show red, green, brown, and blue colours. Comparison with tourmalines of the hinterland rocks indicate that red tourmalines derived from tourmalinized schist. Green tourmalines derived from tourmaline-quartz veins. Transitions between the two varieties occur. Brown tourmaline derived from hornfels and blue varieties derived from granitic pegmatoids (Fig. 5.4).

To characterize the tourmalines I used the classification scheme of Henry and Guidotti (1985). The analyzed tourmalines plot into the compositional fields 2 and 4, indicating Ca-poor rocks of variable Mg and Fe (tot) concentrations. This suggests that the detrital tourmalines of association 1 (Albian to late Cenomanian) derived exclusively from metasedimentary rocks, whereas those of Tertiary sediments display a mixed provenance from metasediments and granitic rocks (Fig. 4.63).

The garnet group minerals show a wide compositional range related to different paragenesis (Morton 1991). All analyzed garnets are Al-rich garnets of the almandine group (Fig. 4.68). Detrital garnets from association 1 display a high (up to 50%) spessartine component. No garnets of this type occur in our

samples of hinterland rocks, but are described by Perseil and Grandin (1978) in gondites in the southwestern part of the Comoé domain. In contrast, detrital garnets of association 2 are Fe-rich and display a similar composition as garnets from garnet-mica schists.

The shape of grains reflects the distance and mode of transportation. Since tourmaline is highly resistant to both chemical solution and mechanical abrasion the roundness of single grains allow us to draw conclusions on transport distance and/or duration of sediment storage in the littoral energy fence (Wozazek & Krawinkel, 2000). In order to estimate transport distances I used the red hydrothermal tourmalines as path finder minerals. The occurrence of hydrothermal tourmalines in hinterland rocks is restricted to small outcrops. Red tourmalines from host rocks are very angular (Fig. 5.6). Red tourmalines from colluvial sediments, fluvial sediments, and beach sands, respectively, exhibit a progressive rounding, thus clearly reflecting the increase in transport distances. It is noticeable that rounding of grain edges starts shortly after the beginning of transport.

Discussion and interpretation

Controls on heavy mineral composition

Before discussing and interpreting the temporal change in the heavy mineral record of the Upper Cretaceous to Neogene sediments I briefly have to discuss the factors controlling the composition of heavy mineral assemblages. The original composition of heavy mineral assemblages, reflecting the mineralogical composition of the source area, is modified by hydraulic processes resulting in physical sorting, mechanical abrasion, and dissolution due to weathering and burial diagenesis (Morton & Hallsworth, 1999).

Physical sorting effects depend on density, grain size, and shape of the heavy minerals as well as on the grain size distribution in the parent rocks. These overprinting effects can be minimized by careful sampling to avoid entrainment effects, use of narrow grain size intervals for analysis, and crosschecking of results with varietal studies of single heavy mineral groups.

During burial diagenesis heavy minerals assemblages react by selective dissolution of unstable minerals (Morton, 1985; Morton & Hallsworth, 1999; Nickel, 1973). I observe no dissolution pattern in the heavy mineral associations of the Upper Cretaceous to Eocene sediments, which consist of relative stable heavy mineral species (Tab. 4.8) from the bottom to the top of the sequence.

Weathering processes modify heavy mineral associations at several points during the sedimentary cycle: by weathering of the parent rocks, during alluvial storage, by weathering in non-marine depositional environments, and by present-day or ancient exposure (Grimm, 1963; Morton & Hallsworth, 1999). As seen in Fig. 4.59 the heavy mineral associations of fresh and altered rocks vary considerably. Heavy mineral associations of fresh rocks contain unstable minerals such as hornblende and epidote; the residual heavy mineral associations of altered rocks contain only stable mineral phases such as zircon, tourmaline, rutile, staurolite, sillimanite, and kyanite. This clearly points to dissolution of less stable minerals during weathering.

Today, southern Ivory Coast is located within the humid tropical climate zone, which controls weathering conditions on the stable, peneplained craton. Plate tectonic reconstruction indicates that since Jurassic southern West Africa is located in low latitudes (Scotese et al. 1999). A humid, tropical climate was established at least in the Mid-Cretaceous in the area of southern Ivory Coast (Tea-Yassi et al., 1999). Therefore I assume that from the Mid-Cretaceous onwards similar weathering conditions and transport-limited erosion processes (cf. Johnsson et al., 1991) prevail. As a result unstable heavy minerals of the hinterland rocks are eliminated by in situ weathering. Only at steep hinterland slopes (e.g. inselbergs) with weathering-limited erosional conditions (cf. Johnsson et al. 1991) allow unstable mineral phases such as amphibole and epidote to be preserved. In the same way, modern beach sediments, which derive from fresh basement rocks exposed at the high-energy cliff coast in the western part of the basin, exhibit unmodified heavy mineral associations.

Source rocks of sediments

Heavy mineral association 1 (Albian to Late Cenomanian sediments) is dominated by red coloured, Mg-rich tourmalines (Fig. 4.48). This points to tourmalinized shists as major sediment source. The almost complete lack of staurolite and kyanite excludes amphibolite-grade metapelites as important source rocks. Very short transport distance between sediment source and depocenter is indicated by the predominance of angular tourmaline grains and by the occurrence of additional angular heavy mineral phases (e.g. staurolite, garnet, illmenite). I therefore conclude that the Albian to late Cenomanian sediments derived from a local, nearby source area within the low-grade metamorphic Comoé domain

(Fig. 5.7). Additional evidence is given by the occurrence of Mn-rich garnets restricted to association 1, which derived most probably from unaltered gondites of the southwestern corner of the Comoé domain. Heavy mineral association 2 (late Cenomanian to Eocene sediments) and the heavy mineral association of the Neogene "Continental Terminal" sediments are characterized by staurolite, varicoloured tourmaline, and kyanite (Fig. 4.48, 4.52). This clearly reflects a change in source rock. The overabundance of staurolite and the presence of kyanite indicates that most of the sediments derived from medium-grade metamorphic rocks. This is supported by the similar chemical composition of detrital garnets of association 2 and garnets of garnet-mica schists (Fig. 4.68). Medium-grade metamorphic rocks occur in the western Sasca domain and in the eastern Alépé sector. The high amount of subrounded and rounded heavy mineral grains compared with angular grains (Fig. 4.48, 4.53) can be explained by longer fluvial transport distance or by longer storage of sediment within the littoral energy fence. Therefore it is probable that the late Cenomanian to Eocene sediments derived from multiple and more distant sources (Fig. 5.7).

Dispersal patterns and transport mechanisms

To reconstruct dispersal patterns and transport mechanisms of the sediments I make use of the characteristic stability pattern of garnet in distinct geochemical environments (Krawinkel 1999; Morton 1985). Garnet is very unstable in environments such as acidic soil profiles and/or environments influenced by acidic groundwater, but stable in neutral or alkaline environments (Nickel 1973). This characteristic behavior explains the occurrence of garnet in modern beach sands of southern Ivory Coast and the lack of garnet in altered source rocks and modern fluvial sands. Therefore, the occurrence of garnet in sediments derived from the peneplained West African craton governed by intense weathering needs some explanation.

The following scenario seems to be most reasonable. A cliff coast characterized by escarpments with steep slopes would allow direct sediment transfer from the source rock into the marine basin via steeply incised canyons. In such a scenario weathering limited conditions would prevail, the heavy mineral associations would be removed without significant modification, and sediment grains would remain angular due to short transport distances. I can apply this scenario to the Albian to late Cenomanian sediments (Fig. 5.8). The sudden occurrence of subrounded garnets in association 2 can only be explained by transport and reworking in a shallow marine environment. This gives us a clue for the process which enables mixing of detritus from different source areas.

Direction of lateral sediment transport

Today, the Inner-Tropical Convergence Zone (ITCZ) is situated north of the equator throughout the year (Stein 1985). The Southeast-trade wind transverses the equator and the Coriolis effect deflects its direction to the southwest, resulting in the Southwest-Monsoon (Fig. 5.20 C). The waves, driven by the Southwest-Monsoon, strike the coast from SW to SSW resulting in a W-E longshore transport (Fig 5.1, 5.3). Sediment transport rates are estimated to reach up to 800.000 m³/year (Le Loeuff & Marchal, 1993). Detritus are eroded in the western part of the basin and deposited in the eastern part (Tastet et al., 1993). Paleogeographic reconstruction shows that during Late Cretaceous to Eocene times the southern coast of West Africa was located south of the Equator (Crowley and North 1991; Sclater et al. 1977; Scotese et al. 1999). If I assume near-surface wind direction dominated by the Southeast Trade wind during that time interval, waves would have struck the coast from a southeast direction and produced E-W directed lateral sediment transport (Fig. 5.20B). Evidence is given by our heavy mineral data which displays considerable content of kyanite in Early Tertiary samples of association 2. This detritus most probably derived from the Alépé sector in the eastern hinterland of the basin, where reasonable amounts of kyanite occur. In contrast, sediment samples of the Neogene sediments and modern beach sands adjacent to the well (Fig. 4.51) display a much lower content of kyanite. This points to a change in sediment source and/or changing sediment dispersal path. Since the margin of the West African Craton remained stable since Senonian times (Delor et al., 1995) it is most likely, that a change in longshore drift direction from E-W during Early Tertiary to W-E during Late Tertiary gave rise to the observed decrease in kyanite content. The reversal in longshore drift was caused by the post-Eocene drifting of southern West Africa from South to North over the equator, when surface wind direction changed due to the Coriolis effect (Fig. 5.20).

Part 2: Gold deposits north of the basin margin

Gold deposits near Grand-Lahou, south central Ivory Coast

Gold deposits occur in the Region of Grand-Lahou, 120 km west of Abidjan. Gold is mined in sediments a few kilometers north of the basin margin (Fig. 2.6, 6.3, 6.4). These sediments directly overlay a truncated weathering profile of basement rocks. The gold-bearing sediments are of white colour and consist of very angular vein quartz fragments. This type of sediment is considered to be of Quaternary age by Ivorian colleagues (pers. com. Camil, 1989). The climatic history is expressed by the sedimentary record of the gold-bearing deposits. The gold deposit is not yet described in literature. Therefore I did a brief examination of the highly weathered primary mineralisation.

Primary mineralisation

The gold is associated with quartz veins, which intrude Paleoproterozoic, pelitic schists in the southwestern part of the Comoé domain. Gold grains range in size from a few micrometers up to 8 mm in diameter. Microprobe analysis shows a fineness ($1000 \text{ Au}/(\text{Au}+\text{Ag})$, cf. Fischer, 1945) of 955 to 974 (Fig. 6.37). The high fineness is certainly at the upper limit of primary gold (Boyle, 1979).

The structure-controlled quartz veins occur predominately parallel to the schistosity (S1) of the metasediments. The bedding of the metasediments is usually subparallel to the slaty cleavage (S0-S1), which results from synorogenic granitic intrusions during the first Eburnean orogenic phase (Vidal, 1987). The Comoé domain was folded during the second Eburnean orogenic phase, resulting in SW-NE orientated fold axes with steep limbs in its southwestern part (Fig. 6.40, 6.41). The schistosity (S0-S1) was subsequently turned into a SW-NE orientated, steep dipping cleavage and penetrated by hydrothermal quartz veins. In addition, a parallel orientated, flat dipping axial plane cleavage (S2), which was also filled by quartz veins, developed. A third, steep dipping quartz vein system corresponds to the development of a N120° orientated schistosity (S3) due to a transcurrent faulting phase. Crustal shortening is expressed by the crenulation of the affected schist (Fig. 4.39, Delor et al., 1995).

The gold is hosted in the steep dipping quartz veins. The surrounding basement rocks show tourmalinisation, pyritisation and carbonatisation. I compared the gold deposits of Grand-Lahou with different gold deposits in Paleoproterozoic schists well described in literature. This leads to the assumption that the gold was enriched from a disseminated protore during a hydrothermal phase. Disseminated gold may originally be hosted in tourmalinized schist (Milesi et al., 1989) or in "chemical", sulphide- and carbonate-rich sediments, which are usually found in the transition zone of metasediments and metavolcanics (Leube et al., 1990).

The primary quartz vein genesis is characterized by abundant pyritic inclusions in the quartz and intense pyritisation of the wall rock. The sulphides are frequently replaced by secondary limonite. No gold could be detected in the sulphides or in the limonite pseudomorphs. Therefore it is not probable that the primary emplacement of the veins is associated with a considerable amount of gold.

The development of carbonate spots postdates the formation of the quartz veins and the pyritisation of the wall rock. The carbonatisation occurred probably simultaneously with the gold mineralisation. This is suggested by the development of carbonate spotted schists with ankerite in the wall rock of the steeply dipping veins and remnants of ankerite enclosed in gold grains (Fig. 6.6, 6.22). Further evidence is given by fluid inclusion studies of the vein quartz. Secondary CO₂-rich inclusions with various, often high densities prevail. Solid carbonate crystals occur in the vein quartz. This leads to the conclusion that the carbonatisation happened during a late and cool, epithermal phase. The predominance of "unmature" cavities indicates that the epithermal pulse occurred either during brittle deformation of the veins or after the deformation during incomplete healing of the cracks. This scenario happened during a brittle tectonic phase at the end Eburnean orogeny, perhaps associated with the emplacement of a granitic intrusion (Fig. 6.1, gold mineralisation type 5 cf. Milesi et al., 1989). Granodioritic intrusions are found close to the gold deposit (Fig. 6.4, 6.9). I believe that they were responsible for the increase in quartz veins both in number and in thickness. They acted probably as a heat source, installing a convective hydrothermal system (Wright et al., 1985).

Development of gold-bearing sediments

Detrital gold occurs in unconsolidated coarse-grained sediments, deposited in close vicinity to a hill with exceptional steep slopes (Fig. 6.3, 6.14). The sediments are subdivided in residual deposits on the top of the hill, eluvial sediments on the slope, a colluvial facies of the hill foot, and alluvial sediments of the surrounding valleys (Fig. 6.15, 6.46).

Residual sediments consist of pisolites in a silty, saprolitic matrix. Fragments of quartz vein and

unweathered schist are subordinate. Large gold grains up to 7 gram weight occur sporadically. Gold grains show no signs indicative for transportation. Eluvial deposits are build up by boulder-sized vein quartz fragments. Colluvial deposits are unsorted and consist vein quartz fragments. The grain size vary from mud to rare boulders. Gold grain morphology indicates subordinate transport distances. The sedimentary fill of the valleys consist of a conglomeratic layer with angular components of vein quartz fragments, deposited over truncated weathering profiles of pelitic schists. The overlying sediments are composed of well sorted sands, which in turn are overlain by a humus-rich soil cover. The detrital gold occur predominately in the conglomeratic sediments. The gold grains are sand-sized and well rounded.

The development of the gold-bearing sediments is interpreted as follows:

Since the mineralisation event at the end of the Paleoproterozoic Eburnean orogeny, the land surface was continuously lowered. A tropical-humid climate was established at least in the Albian (Saint-Marc & N'Da, 1997; Tea-Yassi et al., 1999). Lateritic denudation processes, caused by chemical weathering, prevailed from that time onwards. An extensive peneplain developed (Valeton, 1999). The gold-bearing quartz veins were exposed and underwent supergene alteration. The carbonate spots and the pyrite cubes of the surrounding rock were pseudomorphically replaced by limonite (Fig. 6.7). The intense and persistent supergene alteration led to depletion of silver from the gold grains. Dissolution of quartz led to liberation of gold grains. Etched surfaces of gold and intergrowths of gold and ferruginous pisolites indicate that gold was dissolved and reprecipitated in the lateritic realm (Fig. 6.34 to 6.36).

The peneplain was continuously lowered. The increased occurrence of chemical resistant quartz veins in the kaolinitic metasediments protected the area from erosion. A residual saprolithic hill developed on the gold deposit. (Fig. 6.46, 6.49). A residual enrichment of vein quartz boulders caused steepening of the relief. A "boulder-controlled slope" (cf. Thomas, 1994) developed. Landslides on the slope produced colluvial sediments at the foot of the hill. Coarse-grained material from the slope and the foot were eroded by hillwash processes, producing conglomeratic deposits in channelless valleys ("dambos"). The gold grains were mechanically dispersed from the hill slope to the dambos, and deposited within or at the base of the conglomeratic layer. The gold was progressively rounded during the transportation.

The strong mechanical erosion, which led to deposition of coarse clastic sediments, was probably due to a phase of increasing aridity. A savanna-like vegetation was unable to protect slopes from hillwash processes. High portions of unstable heavy minerals (epidote, amphibole) within the sediments, compared to the heavy mineral association of weathered source rocks (Fig. 6.47), indicate weathering limited conditions during erosion. The flattened top of the hill was shielded by a lateritic cover, which hardened to a pisolithic duricrust during the climatic change and lowering of the groundwater level.

The sand-grained deposits, overlaying the conglomeratic sediments might have resulted from sheet-wash processes. No conglomeratic fragments were eroded from the hill sediments. This points to paving of the slope by increased residual boulder cover, or the rebuilt of a dense vegetation cover. The decrease of unstable heavy minerals from the conglomeratic to the sandy layer reflects the return to chemical weathering conditions and therefore to a humid-tropical climate. The end of the sedimentary cycle, indicated by podzolisation of the sediments and development of a humus-rich soil cover, show that humid climatic conditions become re-established.

Regional correlation

For stratigraphic correlation of the gold-bearing sediments and the nearby Côte d'Ivoire basin sediments, geomorphic aspects of peneplain development should be regarded. The flattened tops of the residual hills represent remnants of former peneplains, developed during episodes of intense chemical weathering (Büdel, 1981). Due to their low topographical position and their pisolithic character, the dissected peneplain represents the youngest planation phase that developed during the Neogene (Surface S3, cf. Verheyne & Pomel, 1984). In central Ivory Coast it is known as „Cuirasse Ferrugineuse“ (cf. Grandin & Delvigne, 1969). The same surface, also represented by a pisolithic ironcrust, separates the lower and the upper unit of the Neogene sediments of the basin (Fig. 6.50). I suggest that the upper unit of the "Continental terminal", which might extent into the Quaternary (Paradis, 1980), is older than the gold-bearing deposits. The upper unit sediments of the basin are more altered and contain a more stable heavy mineral association, (Fig. 4.52, 4.54). The marginal dissection of the plateau built by the "Continental Terminal" sediments is perhaps a time-equivalent of dambo evolution in the altered hinterland.

1. Einleitung

1.1 Zielsetzung

In der vorliegenden Arbeit beschäftige ich mich mit Sedimenten im nördlichen Bereich des „Côte d'Ivoire“-Becken in Westafrika. Ich untersuche die Herkunft der Ablagerungen mit Hilfe der Faziesanalyse und der Schwermineralanalyse. Erosions- und Umlagerungsprozesse, die unter einem tropischen Klima stattfanden, finden dabei besondere Beachtung. Die Arbeit ist in zwei Teile untergliedert: In Teil 1 untersuche ich die Sedimente im randlichen Bereich des „Côte d'Ivoire“-Becken und deren Provenanz. In Teil 2 bearbeite ich die Goldvorkommen, die sich wenige Kilometer nördlich des Beckenrands befinden.

Teil 1

Ziel des ersten Teils ist, die Prozesse nachzuvollziehen, die zur Ausbildung der tertiären Sedimente führten. Dafür bilde ich die Abtragungsgebiete, die Verteilungsmuster der Sedimente und deren Ablagerungsräume nach. Paläoklima, Paläogeographie und Plattentektonik sind in die Rekonstruktion mit berücksichtigt.

Mit Hilfe der Profilaufnahme und der Faziesanalyse rekonstruiere ich die Ablagerungsräume der Sedimente des Beckenrands und stelle sie eine relative zeitliche Abfolge. Daten aus der Literatur, im wesentlichen von Bohrungen und von biostratigraphischen Datierungen, sind mit einbezogen. Anhand der Sedimentabfolgen erstelle ich eine relative Meeresspiegelkurve über den Zeitraum der Beckenverfüllung und vergleiche sie mit regionalen und eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Klimatische Indikatoren innerhalb der sedimentären Abfolge korreliere ich mit regionalen Klimaänderungen und Einebnungszyklen.

Mit Hilfe der Schwermineralanalyse erarbeite ich die Provenanz der unter dem Einfluss des vorherrschenden tropischen Klimas stark alterierten Sedimente. Die Provenanzanalyse beinhaltet dabei die Rekonstruktion der Liefergesteine und der Prozesse, die zu Veränderungen des ursprünglichen Schwermineralbestands führten.

Mit einer Gegenüberstellung von frischen und alterierten Gesteinen des Basements zeige ich die Verwitterungsbedingungen im Abtragungsgebiet auf. Für die Provenanzanalyse vergleiche ich die Schwermineralassoziationen der Sedimente mit denen von potentiellen Liefergesteinen im Hinterland des Beckens. Vertikale und laterale Verteilungsmuster in den Sedimenten geben Aufschluss über die Art und die Richtung des Sedimenttransports. Damit lassen sich, unter Berücksichtigung der Paläogeographie und der Paläoklimatologie, die Strömungsverhältnisse im randlichen Bereich des Beckens rekonstruieren.

Teil 2

Im zweiten Teil bearbeite ich die Entstehung der Goldvorkommen nördlich des Beckenrands (Region Grand-Lahou). Mit Hilfe der Faziesanalyse untersuche ich die Ausbildung des sedimentären Goldvorkommens. Die Erosion der primären Goldmineralisation und die damit verbundenen Umlagerungsprozesse stehen dabei im Vordergrund. Morphologische Analysen der Goldkörner mit dem Rasterelektronenmikroskop und Mikrosondenanalysen an anpolierten Körnern geben Aufschluss über mechanische und chemische Umlagerungsprozesse. Den goldführenden Sedimenten ordne ich ein Liefergebiet zu. Dessen primäre Goldmineralisation füge ich in eine bestehende Klassifikation von westafrikanischen Lagerstättentypen ein. Zur Untersuchung der Entstehung der primären Goldvorkommen von Grand-Lahou analysiere ich die Nebengesteine, die paragenetischen Minerale und die Fluideinschlüsse der goldführenden Gangquarze.

Die Klimageschichte, die zur Erosion der primären Mineralisation und zur Ausbildung der goldführenden Sedimente beitrug, wird rekonstruiert und mit der des „Côte d'Ivoire“-Becken korreliert.

1.2 Geographie der Republik Elfenbeinküste

Die Republik Elfenbeinküste erstreckt sich von 8°W bis 3°W und von 5°N bis 11°N. Sie befindet sich somit in der nördlichen feuchten Tropenzone und geht nach Norden in die westafrikanische Sahelzone über. Ihre Fläche beträgt 322.463 km² (Borremans, 1986). Im Süden grenzt das Land mit einer über 500 km langen Küste an den Südatlantik. Im Osten wird es von Ghana, im Norden von Mali und Burkina Faso, und im Westen von Liberia und Guinea begrenzt (Abb. 1.1).

Vor dem ersten Eindringen der Europäer sollen im heutigen Gebiet von Elfenbeinküste sechs ordentlich organisierte Staaten bestanden haben. Im 15. Jahrhundert siedelten sich die ersten Europäer an. Ihr Interesse galt den Gewürzen, Elfenbein, Sklaven und Gold. Nach anfänglicher Vorherrschaft der Portugiesen erschienen Mitte des 17. Jahrhunderts die Franzosen. Ende des 19. Jahrhunderts wurde Elfenbeinküste, davor auch „Zahnküste“ oder „Küste der Bösen Leute“ genannt, zur französischen Kolonie erklärt (Raynaud-Matheis, 1962). Nach der Unabhängigkeit 1960 wurde das Land eine Präsidialrepublik. Elfenbeinküste galt lange als westafrikanisches Musterbeispiel für wirtschaftliche

Entwicklung. Der Verfall der Weltmarktpreise für die Hauptexportprodukte Kakao und Kaffee führten zu Beginn der 80er Jahre zu einer anhaltenden Rezession. Auf Druck des Internationalen Währungsfonds (IWF) wurden 1994 umfassende Wirtschaftsreformen und eine Abwertung der Währung um 50 %(!) durchgeführt. Aufgrund des Reformprogramms war in den nachfolgenden Jahren eine deutliche Verbesserung der wirtschaftlichen Situation erkennbar (Wiese, 1997). Das durchschnittliche Pro-Kopf-Einkommen wurde 1996 offiziell mit 660 \$ angegeben (KFW-Bericht, 1997). Es herrscht jedoch ein starkes wirtschaftliches Gefälle zwischen dem relativ wohlhabenden Süden und dem armen Norden.

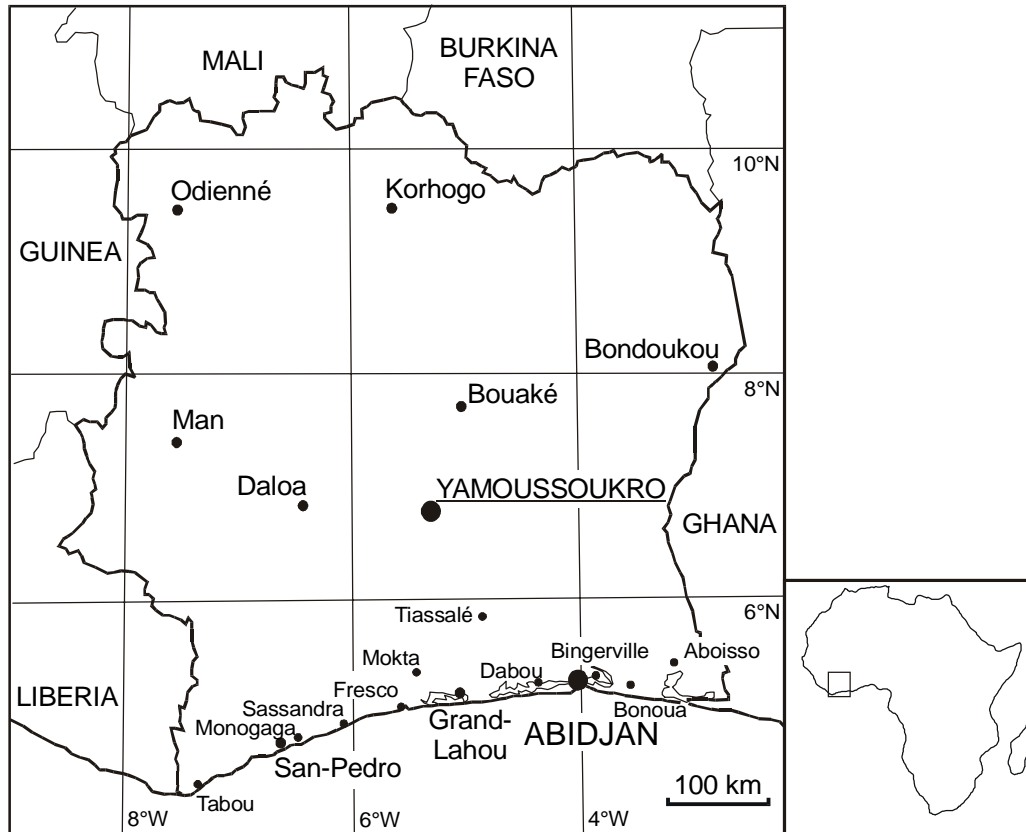


Abb. 1.1: Die Republik Elfenbeinküste. Die wichtigsten Städte und die benachbarten Staaten.

1.2.1 Klima und Vegetation

In ganz Westafrika liegen die Klimazonen in annähernd breitenkreisparalleler Anordnung. Da sich Elfenbeinküste über eine Nord-Süd Ausdehnung von mehr als 700 km erstreckt, besitzt das Land mehrere Klimazonen mit typischen Vegetationsdomänen. Das Klimageschehen von Elfenbeinküste ist durch die zwei grundverschiedenen Windsysteme des Nordost-Passats und des Südwest-Monsuns geprägt.

Die Luftmassen des Nordost-Passats („Harmattan“), die aus dem Trockenraum der Sahara stammen, sind kontinental-heiß, trocken und meist mit Staub beladen. Im Winter verbinden sich das Azoren- und Himalayahoch zu einer ausgedehnten Hochdruckbrücke über der Sahara, aus dem die Luftmassen des Passats nach Nord-Elfenbeinküste einfließen und das Land austrocknen. Die Staubfracht führt zu einem Dunst, der etwas irreführend als Trockennebel bezeichnet wird (Hayward & Oguntoyinbo, 1987). Im Sommer kann der Südwest-Monsun in die nördlichen Bereiche des Landes eindringen und die Regenzeit bringen.

Der Südwest-Monsun geht aus dem Südost-Passat hervor. Der Südost-Passat der Südhalbkugel strömt, wie auch der Nordost-Passat der Nordhalbkugel, auf die innertropische Konvergenzzone zu. Diese befindet sich das ganze Jahr auf der Nordhalbkugel über Westafrika. Nach der Überquerung des Äquators wird der Südost-Passat unter dem Einfluß der Corioliskraft umgelenkt. Er weht dann aus südwestlicher Richtung und wird als Südwest-Monsun bezeichnet (Hayward & Oguntoyinbo, 1987).

In Süd-Elfenbeinküste dominiert fast ganzjährig der Südwest-Monsun. Der Südwest-Monsun ist entsprechend seiner Herkunft aus dem Golf von Guinea durch maritim-feuchtwarme Luftmassen geprägt. Nur an wenigen Tagen im Winter ist der Nordost-Passat in Süd-Elfenbeinküste als trockene Brise zu spüren.

Durch das jeweilige Vorherrschen der unterschiedlichen Windsysteme tritt eine Differenzierung in das immerfeuchte und heiße Klima der inneren Tropen im Süden und das heiße, tropische

Sommerregenklima im Norden des Landes auf. Drei wesentliche Klimazonen entsprechen diesem Übergang (Wiese, 1988):

- Das sogenannte „Attié“-Klima im Süden zeichnet sich durch seine das ganze Jahr über fast gleich hohen Temperaturen von 22°C im August bis 32°C im März aus. Zwischen Tag und Nacht treten meist nur Temperaturunterschiede von 3°C auf. Die Luftfeuchtigkeit ist das ganze Jahr sehr hoch und liegt bei 77% - 88%. Die hohe Niederschlagsmenge von 1500 bis 2300 mm verteilt sich auf zahlreiche Monate. Im langjährigen Mittel häufen sich die Regenfälle von Mitte Mai bis Mitte Juli und von Anfang Oktober bis Anfang Dezember.
- Die Zone des „Baoulé“-Klimas, beginnt ungefähr 200 km landeinwärts. Dort herrscht ein etwas trockeneres, subäquatoriales Klima. Innerhalb des Jahres bestehen bereits fühlbare Unterschiede, die zwischen 20°C im Januar und 36°C im März liegen. Auch die Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht werden größer. Die Niederschlagsmenge liegt bei 1200 mm und ist nur noch auf 90 Regentage verteilt.
- Das „Südsudanische“ Klima im Norden des Landes ist durch hohe Temperaturunterschiede von 16°C im Januar bis 41°C im März gekennzeichnet. Der jährliche Niederschlag von 1300 mm fällt in einer heftigen, nur 70 Tage dauernden Regenzeit von Juni bis Oktober.

Die Vegetationszonen von Elfenbeinküste sind im wesentlichen durch die verschiedenen Klimazonen bedingt. Ein untergeordneter Kontrollfaktor ist die Beschaffenheit der Böden. Allgemein lässt sich die Elfenbeinküste in eine südliche, guineische und eine nördliche, sudanesische Vegetationsdomäne unterteilen (Anhuf & Wohlfarth-Bottermann, 1994). Die Grenze der beiden Domänen liegt bei ungefähr 8° nördlicher Breite (Abb. 1.2).

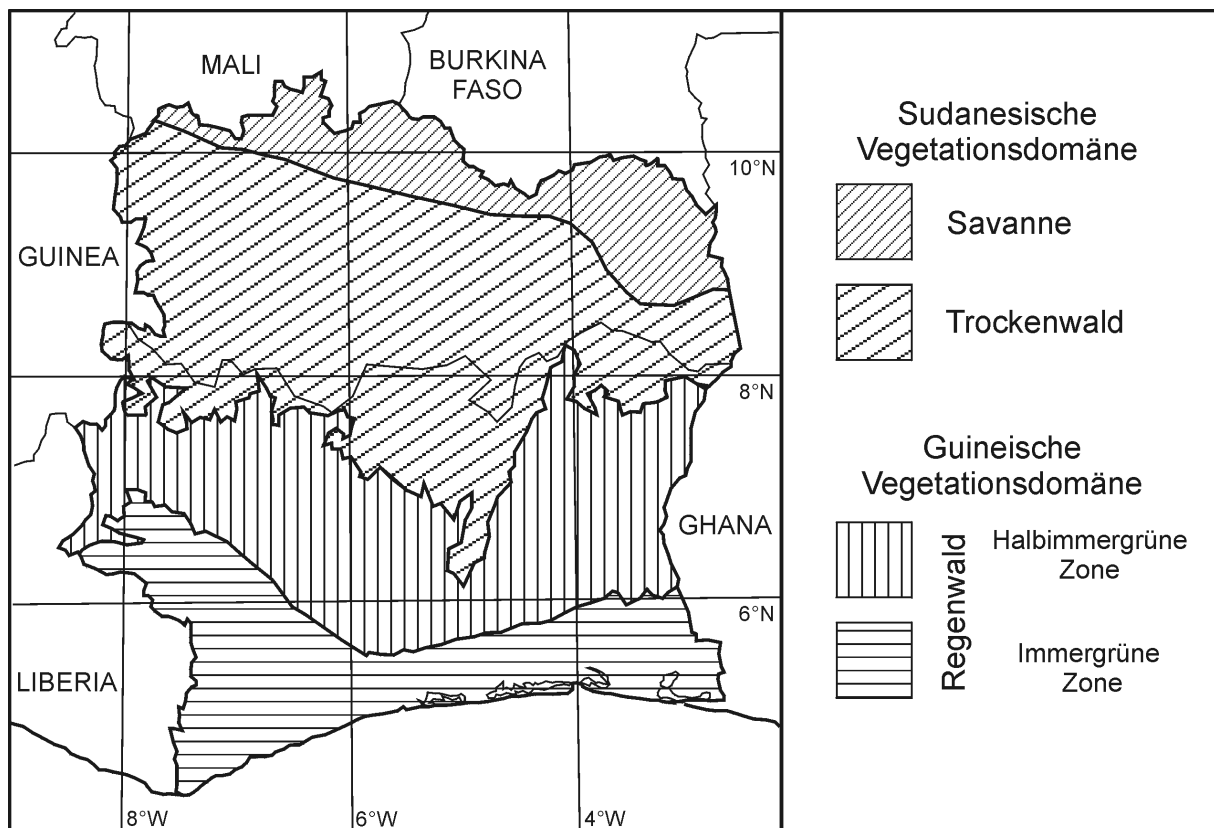


Abb. 1.2: Die Vegetationszonen von Elfenbeinküste nach Anhuf & Wohlfarth-Bottermann (1994).

Klimaxvegetation der guineischen Domäne ist der Regenwald. Unter Regenwald versteht man einen tropischen Wald, der in der Trockenzeit keinen oder nur geringen Laubwechsel zeigt (immergrüne und halbimmergrüne Zone). Klimaxvegetation der sudanesischen Domäne sind Trockenwälder und Savannen. Trockenwälder sind durch einen trockenzeitbedingten periodischen Laubwechsel gekennzeichnet. Als Savanne bezeichnet man mehr oder weniger offene Grasfluren mit eingestreuten Gehölzen. Der Trockenwald ist somit die Übergangsform zwischen Regenwald und Savanne. Kleinräumige Vegetationszonen von immergrünen Galeriewäldern in Ufernähe von Flüssen und Ringwäldern um Inselberge treten in der Savanne und im Trockenwald auf. Im Lagunensystem des

südivorischen Küstenstreifens sind tropische, halophile Sumpfwälder (Mangroven) weit verbreitet. Antropogene Einflüsse wie Holzeinschlag, Brandrodung und Überweidung führten seit den sechziger Jahren zu starken Vegetationsveränderungen in Elfenbeinküste. Im Süden des Landes sind nur noch 11% des Regenwaldes erhalten (Anhuf & Wohlfarth-Bottermann, 1994). Kakaopflanzen, dessen weltweit größter Produzent die Elfenbeinküste ist, sowie Kaffee-, Ölpalmen- und Hevrepflanzen prägen heute das Landschaftsbild des Südens.

1.2.2 Geomorphologie

Eine geomorphologische Grobgliederung von Elfenbeinküste lässt sich annähernd breitenkreisparallel vornehmen (Ahlers, 1973). Von Süd nach Nord kann man vier Einheiten unterteilen (Lutz, 1971):

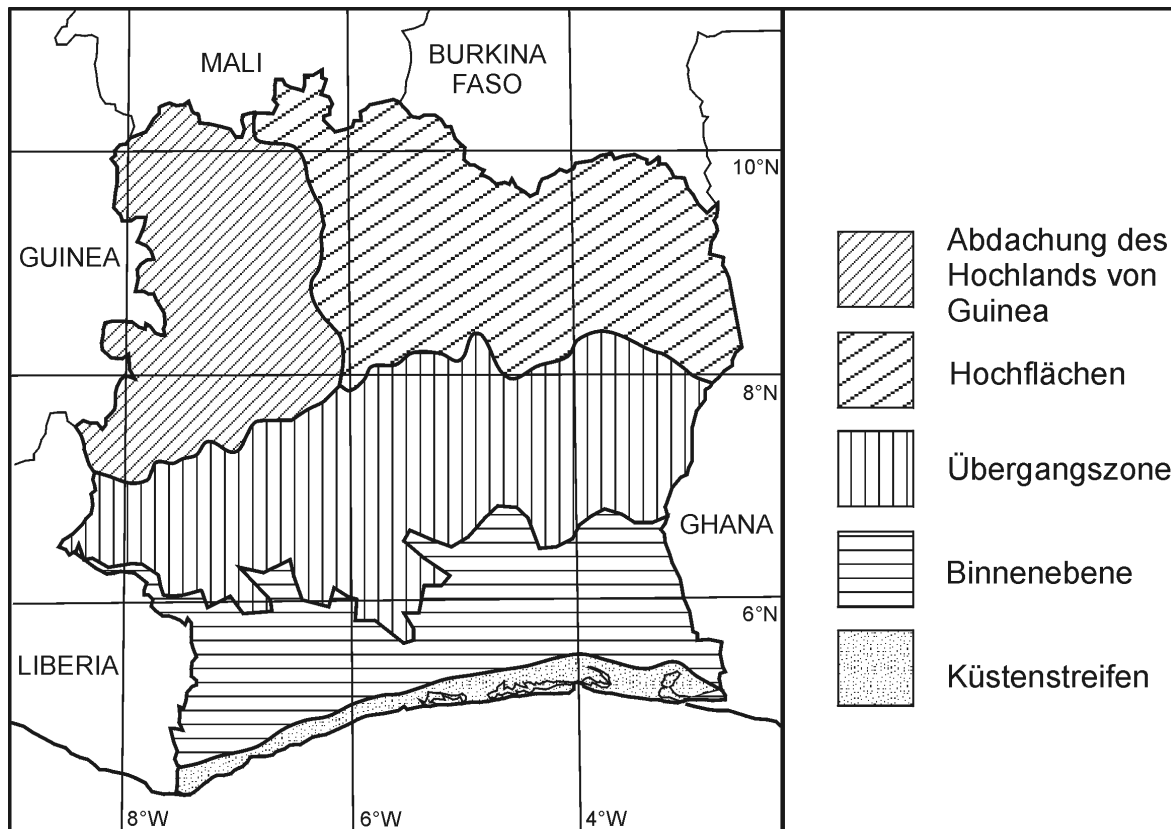


Abb. 1.3: Geomorphologie der Elfenbeinküste nach Ahlers (1973).

Der Küstenstreifen

Der Küstenstreifen ist in einen westlichen und einen östlichen Bereich unterteilt. Der westliche Bereich besteht aus einer Felsenküste, die teilweise auch als Steilküste ausgebildet ist. Der Strand ist nur wenige Zehner Meter breit (Le Loeff & Marchal, 1993). Der Küstenstreifen ist somit relativ schmal, buchtenreich und steil ansteigend.

Im östlichen Bereich trifft man eine Ausgleichsküste mit Nehrungen und Lagunen an (Abb. 1.3). Die Lagunen, die bis zu 10 km breit sein können, werden durch eine, aus quartären bis rezenten Sedimenten gebildete, bis zu 6 km breite Barriereinsel vom Ozean getrennt. Am Meeresufer findet man einen sandigen, buchtenarmen Strand. Der Küstenstreifen ist im östlichen Bereich bis zu 20 km breit und sehr eben.

Das meerwärtige, flache Ufer der Lagune ist buchtig. In der Lagune liegen viele Inseln und Mangrovensümpfe. Das Nordufer der Lagune wird von einer bis zu 60 m hohen Kliffküste gebildet. Der 300 km lange Lagunengürtel ist in drei abgetrennte Lagunen geteilt (Abb. 1.4).

Die Binnenebene

Nördlich des Küstenstreifens und südlich des 6. Breitengrades, beziehungsweise südlich der 200 m-Höhenlinie, erstreckt sich die Binnenebene als ein sehr niedriges, leicht nach Süden abfallendes Hügelland. Höhenunterschiede von weniger als 20 m, nur selten durch höhere kristalline Kuppen und Tafelberge unterbrochen, kennzeichnen das Landschaftsbild. Während den Regenzeiten bilden sich große Flächen stehender Gewässer, die ein weitverzweigtes Netz von sonst trocken liegenden Tälern

überfluten. Die großen Ströme durchfließen diese Binnenebenen wie Fremdkörper, ohne wesentliche Wirkung auf das Umland zu haben (Wiese, 1988).

Die Übergangszone

Durch eine kleine Rumpfstufe von der Binnenebene nach Norden abgetrennt, befindet sich zwischen 6° und 8° nördlicher Breite die Übergangszone. Sie stellt eine Rumpffläche mit leichter Abdachung nach Süden dar. Im Durchschnitt erreicht sie Höhen zwischen 200 und 300 m ü. M. Die großen Ströme schneiden Täler in die Rumpffläche. Die Rumpffläche ist von nun häufiger auftretenden Insel- und Tafelbergen mit Höhen um 500 bis 600 m ü. M. überragt.

Die Hochflächen

Ab 8° nördlicher Breite schließt sich der Bereich der Hochflächen an. Er nimmt den gesamten nördlichen Teil des Landes ein. Die Landschaft ist von einer in 400 bis 500 m ü. M. Höhe befindlichen, leicht nach Süden abgedachten Rumpffläche mit 500 bis 600 m hohen Insel- und Tafelbergen aufgebaut. Im Westen wird das Gebiet der Hochflächen von den bis zu 1700 m ü. M. hohen Berglandmassiven der östlichen Abdachung des Hochlandes von Guinea überragt.

1.2.3 Hydrographie

Das Gebiet der Elfenbeinküste wird von den vier großen Flüssen Cavally, Sassandra, Bandama und Comoé durchzogen (Abb. 1.4). Bis auf den Fluss Comoé entspringen die Flüsse innerhalb des Landes. Nördlich einer Wasserscheide, die ungefähr auf der Achse Odienné - Korhogo im Norden liegt, entwässern die Flüsse in das Flusssystem des Niger (Monnier, 1974).

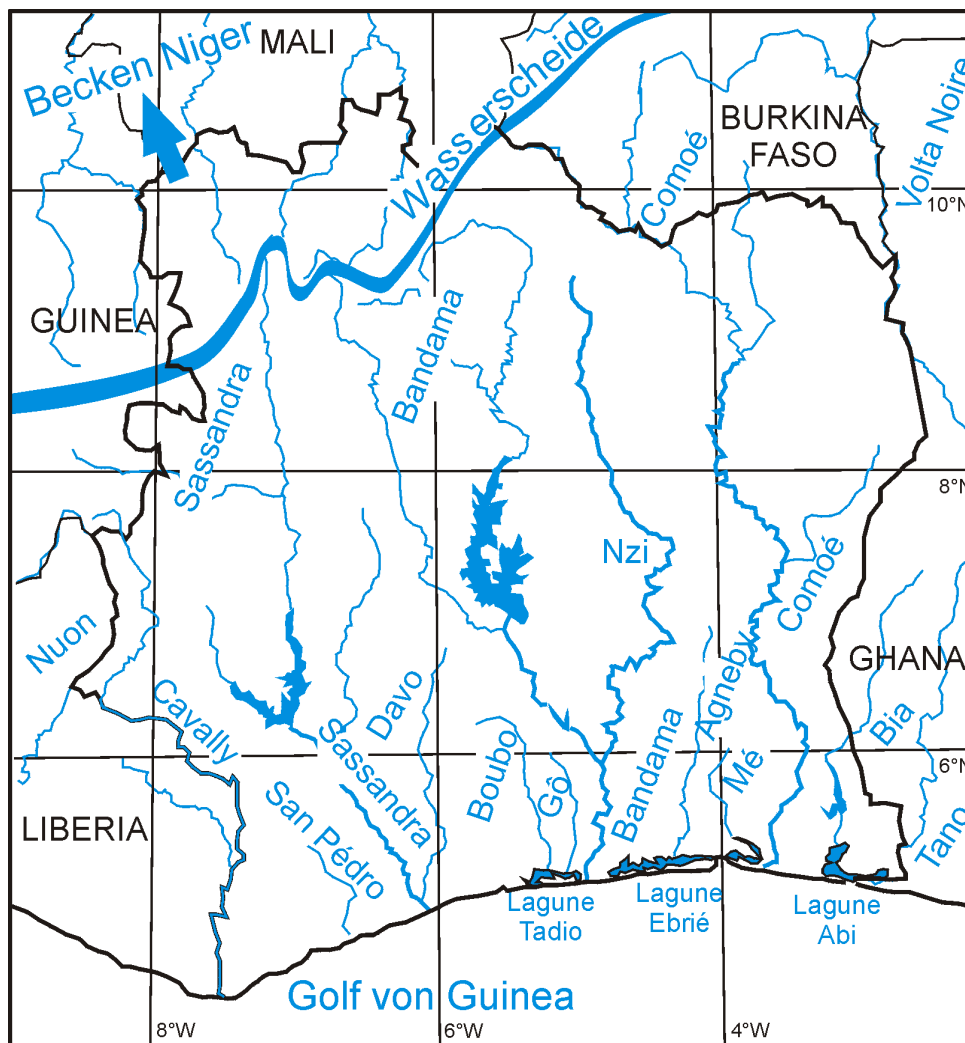


Abb. 1.4: Hydrographie der Elfenbeinküste (Monnier, 1974).

Die vier großen Flüsse entspringen im Bereich der sudanesischen Klimazone, in der die gesamte Jahresniederschlagsmenge innerhalb weniger Monate im Sommer fällt. In dem Maße, wie sich die Flüsse dem Ozean nähern, wird das Klima humider, und die Trockenzeit ist immer mehr von Regentagen durchsetzt. Die höchste Niederschlagsmenge fällt somit im unteren Flußlauf. Die großen Flüsse, die im Norden des Landes ein weites Entwässerungsgebiet besitzen, haben in der Binnenebene nur wenige Zuflüsse. Die Entwässerung wird von mehreren kleinen Flüssen (San Pedro, Boubo, Gô, Mé, Agnebi, Bia), die meist weniger als 150 km lang sind, übernommen. Alle Flüsse entwässern das Land in südlicher Richtung. Die annähernd parallele Nord-Süd Ausrichtung der Flüsse ist auf die geologischen Strukturen zurückzuführen (UNESCO, 1968).

Die Elfenbeinküste mit ihrem moderaten Relief lässt sich morphologisch als eine Serie von Plateaus beschreiben, die durch lokale Stufen gestaffelt, stetig Richtung Atlantik abfallen (siehe Kap.1.2.2). Innerhalb eines Plateaus kann das Gefälle stark nachlassen, so dass der Strom in vielen isolierten Kanälen „umherirrt“. An den Übergängen zum nächst tieferen Plateau bilden sich meist Stromschnellen aus. Abgesehen von diesen Stromschnellen finden sich selten eingeschnittene Flußtäler (Monnier, 1974). Im Westen des Landes münden die Flüsse Cavally, San Pedro und Sassandra mehr oder weniger direkt ins Meer. Im zentralen und östlichen Bereich der Küste münden die anderen Flüsse in das weitverzweigte Lagunensystem. Die Flüsse werden an ihrer Mündung zum Meer durch Sandhaken oft kilometerweit küstenparallel abgelenkt, bevor sie aus der Lagune durch schmale Seegats in den Atlantik fließen.

1.3 Bibliographische Übersicht

Der Kontinentalrand des südlichen Westafrika ist von zahlreichen Autoren (Arens et al., 1971; Emery et al., 1975; Caprona, 1992; Mascle et al., 1997) bearbeitet. Die Ergebnisse von Tiefseebohrungen im Rahmen des Ocean Drilling Program (ODP) in diesem Bereich sind von Ruddiman et al. (1989) und Mascle et al. (1998) beschrieben. Basile et al. (1992) und Benkhelil et al. (1998) bearbeiteten die Entwicklung des Côte d'Ivoire-Ghana Kontinentalrands während der Öffnung des Südatlantiks. Die „offshore“-Sedimente des „Côte d'Ivoire“-Beckens sind unter anderen von Spengler & Delteil (1966), Clifford (1986), Simon & Amakou (1983), Báldi-Beke et al. (1987), Latil-Brun et al. (1988), Saint-Marc & N'Da (1997) und Tea-Yassi et al. (1999) beschrieben. Grundlegende Arbeiten über die „onshore“-Sedimente des Beckens stammen von Guerin-Villeaubreil (1956), Berton (1961), Knopf (1963), Tagini (1972) und Sage & Simon (1981). Tessier (1960), Tessier et al. (1975), Nahon et al. (1980), Bacchiana et al. (1982) und Klasz & Klasz (1992) bearbeiteten die marinen Anteile der landfesten Sedimente. Die Untersuchungen von Leneuf (1968), Charpy & Nahon (1978) und Lang et al. (1986) konzentrieren sich auf die neogenen Sedimente des sogenannten „Continental Terminal“ (cf. Killian, 1931). Der Stand der Forschung über das „Continental Terminal“ ist in Lang et al. (1990) zusammengefasst.

Eine Übersicht der Geologie des präkambrischen Westafrikanischen Kratons findet sich bei Black (1980), Cahen et al. (1984), Wright et al. (1985) und Petters (1991). In Elfenbeinküste wurden die Gesteine des Basements unter anderen von Abouchami et al. (1990), Boher et al. (1992) Fabre & Morel (1993), Hirdes et al. (1996), Vidal et al. (1996) und Lüdtko et al. (1998) bearbeitet. Eine Zusammenfassung der strukturellen Entwicklung des präkambrischen Basements findet sich bei Delor et al. (1992a). Von Papon (1973), Bard & Lemoine (1976), Perseil & Grandin (1978) und Vidal (1987) sind die an das Becken „Côte d'Ivoire“ angrenzenden Gesteinsprovinzen des Hinterlands beschrieben.

Geomorphologische Arbeiten über den Küstenbereich stammen von Verheye & Pomel (1984), Tastet et al. (1993) und Le Loeuff & Marchal (1993). Die morphologische Entwicklung des Hinterlands und Bodenbildungsprozesse auf den paläoproterozoischen Gesteinen wurden von Grandin & Delvigne (1969), Millot (1982), Nahon (1986), Boulangé & Millot (1988) und Delor et al. (1992b) bearbeitet.

Die Goldvorkommen in Westafrika sind von Milesi et al. (1989) in verschiedene genetische Lagerstättentypen eingeordnet. Auf dem südlichen Westafrikanischen Kraton treten viele Goldvorkommen auf, die intensiv untersucht werden (Leube et al., 1990; Davis et al., 1994; Oberthür et al., 1994; Schwartz et al., 1996 u.a.). In den Arbeiten von Sonnendruker (1968) und Peron (1975) sind die Goldvorkommen von Elfenbeinküste beschrieben und in Lagerstätten-Regionen zusammengefasst. Die Region von Grand-Lahou im Süden der Elfenbeinküste wurde von Mathez (1970) auf abbauwürdige Lagerstätten untersucht. Das Goldvorkommen bei Grand-Lahou ist den örtlichen geologischen Institutionen weitgehend unbekannt (mündliche Mitteilung von Prof. Camil, SODEMI, 1998).

Ein enzyklopädisches Werk über Elfenbeinküste, das bibliographische Nachweise sowie zahlreiche Illustrationen und Karten enthält, liegt von Borremans (1986) vor. Die Geographie von Elfenbeinküste ist in Monnier (1974) dargestellt. Ein Verzeichnis aller älteren geowissenschaftlichen Veröffentlichungen über Elfenbeinküste findet sich in Madon (1985). Einen Überblick der neueren Literatur der Geologie von Süd-Elfenbeinküste geben Delor et al. (1995).

2. Geologischer Rahmen

Die regionale Geologie von Süd-Elfenbeinküste ist von einer zeitlich extrem „bimodalen“ Stratigraphie geprägt. Das kristalline Basement besteht aus den archaischen bis paläoproterozoischen, vor ungefähr 2,6 bis 2,0 Milliarden Jahren (Ga) entstandenen Formationen des südlichen Westafrikanischen Kratons. Gesteine aus dem Zeitraum zwischen Mesoproterozoikum und Jura (~2 Ga bis ~150 Ma) sind in Elfenbeinküste nicht bekannt (Abb. 2.1). Im Zuge der Öffnung des Südatlantiks während der Unteren Kreide lagerte sich eine bis in die Gegenwart reichende, fast kontinuierliche Sedimentabfolge am südlichen Kontinentalrand ab.

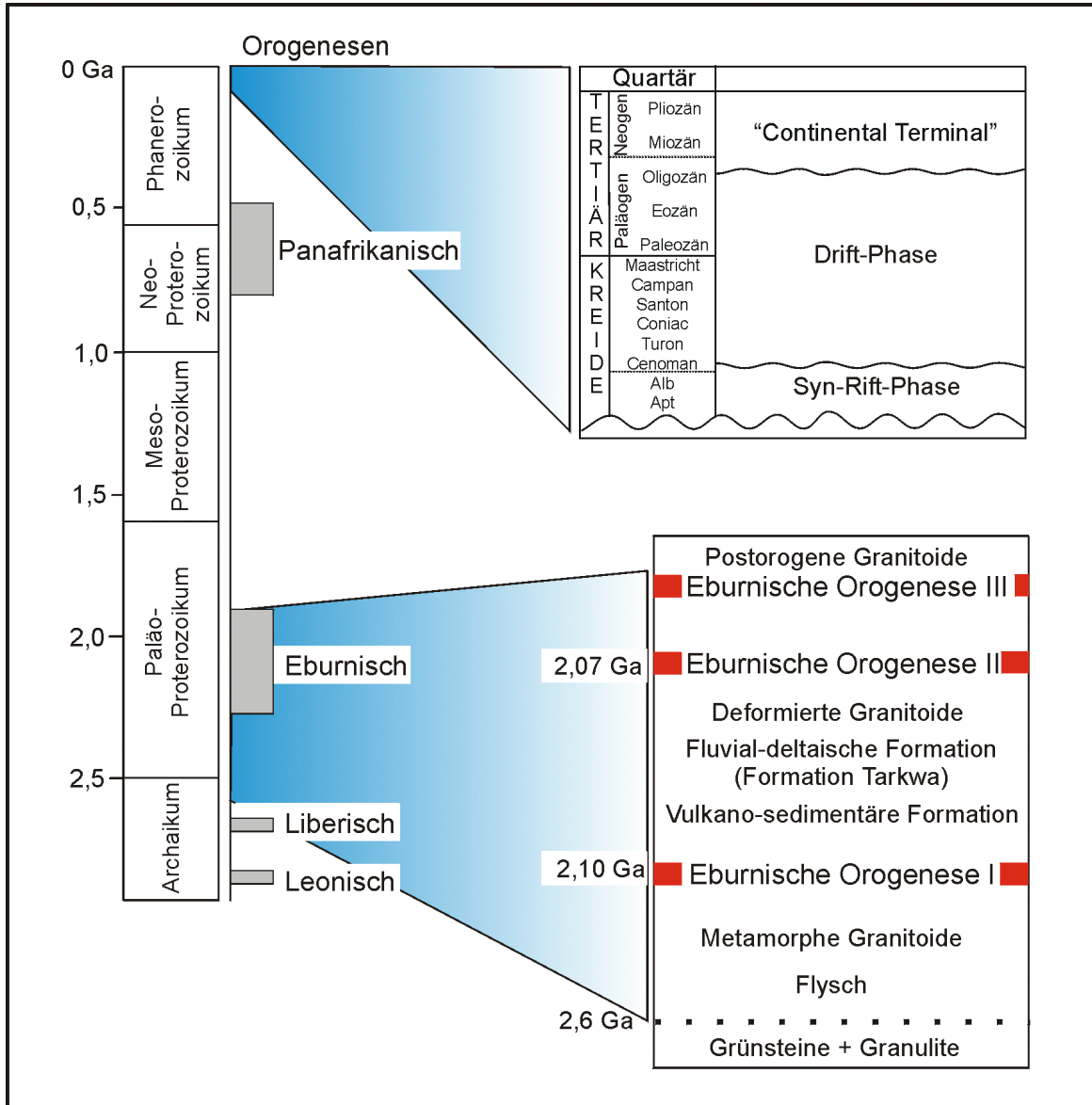


Abb. 2.1: Stratigraphie der in Elfenbeinküste auftretenden Gesteine. Zusammengestellt nach Cahen et al. (1984), Milesi et al. (1989), Petters (1991), Plumb (1991) und Delor et al. (1995).

2.1 Die kristalline Suite

Afrika besitzt die größte präkambrische Landfläche aller Kontinente, gefolgt von Nordamerika und der Antarktis (Petters, 1991). Strukturell ist die Geologie von Afrika in stabile präkambrische Kratone und die während der Panafrikanischen Orogenese gebildeten „Orogengürtel“ unterteilt. Zu den größten afrikanischen Kratonen zählt der Westafrikanische Kraton, der Zaire-Kraton und der Kalahari-Kraton. Die Kratone bestehen aus einer oder mehreren archaischen Kernzonen von unterschiedlicher Größe und Alter. Die Kernzonen sind von jüngeren Bereichen umgeben, die während der paläo- bis neoproterozoischen Orogenesen deformiert und an die archaischen Kerne geschweißt wurden. Große Bereiche der Kratone und der Orogengürtel in Afrika sind von neoproterozoischen bis tertiären

Sedimenten überlagert.

2.1.1 Der Westafrikanische Kraton

Der Westafrikanische Kraton ist von dem Reguibat-Schild im Norden und der Guinea-Erhebung (auch Man-Schild) im Süden aufgebaut. Diese beiden Schilde sind durch das flache, intrakratonische Taoudeni-Becken im Zentrum des Kratons getrennt. Der Westafrikanische Kraton ist im Westen und Osten von Panafrikanischen Orogengürteln, die durch das Zirkum-Westafrikanische Gravitationshoch nachgewiesen sind (Roussel & Léchorché, 1989), begrenzt. (Abb. 2.2). Im Süden des Westafrikanischen Kratons ist der westliche Panafrikanische Orogengürtel von den Rokeliden, der östliche Orogengürtel von den Dahomeyiden gebildet. Die Panafrikanische Orogenese führte zu der Bildung des Superkontinentes Gondwana am Ende des Neoproterozoikums (Affaton et al., 2000).

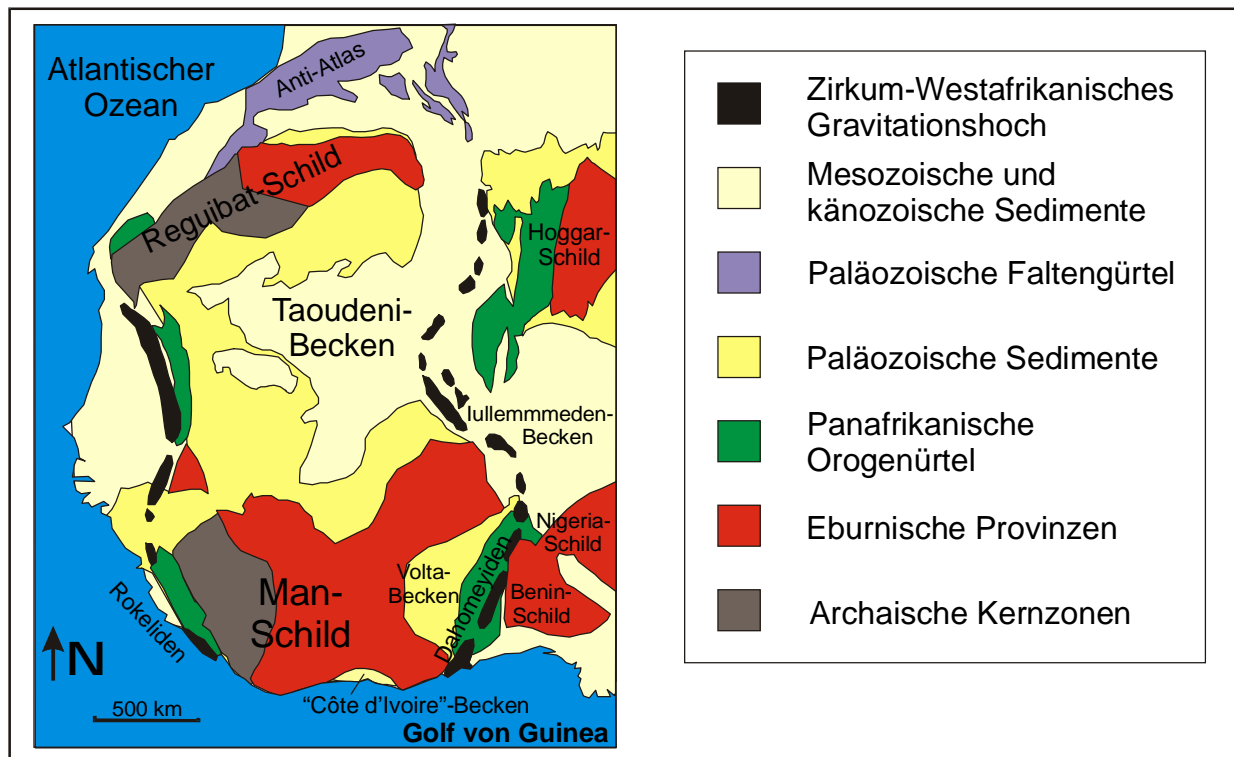


Abb. 2.2: Der Westafrikanische Kraton, eingerahmt von dem Zirkum-Westafrikanischen Gravitationshoch. Dies zeichnet Panafrikanische Suturzonen nach. Verändert nach Roussel & Léchorché (1989).

2.1.2 Der südliche Westafrikanische Kraton (Guinea-Erhebung)

Das kristalline Basement des südlichen Westafrikanischen Kratons wird im Westen von einer archaischen Kernzone (Kenema-Man-Region) und im restlichen Bereich von paläoproterozoischen Gesteinen (Baoulé-Mossi-Region) aufgebaut (Black, 1980). Die archaische Kernzone erstreckt sich von Sierra Leone bis West-Elfenbeinküste (Abb. 2.3). Im Osten ist sie von der Nord-Süd-gerichteten Sassandra-Verwerfung begrenzt (Feybesse et al., 1989). Die Kenema-Man-Region besteht aus granulitischen Gneisen und Grünsteingürtel mit basischen bis ultrabasischen Vulkaniten und Itabiriten. Die archaischen Gesteine wurden während der Leonischen Orogenese (~2,95 Ga) und der Liberianischen Orogenese (~2,75 Ga) gebildet beziehungsweise deformiert (Wright et al., 1985).

Die paläoproterozoische Baoulé-Mossi-Region, die auch als Eburnische Provinz oder Birimisches Terrane bezeichnet wird, ist in Guinea, Südmali, Elfenbeinküste, Ghana, Niger und Nordtogo abgeschlossen. Im Norden ist der südliche Westafrikanische Kraton von den phanerozoischen Sedimenten des Taoudeni-Becken überlagert. Die neoproterozoische bis ordovizische Volta-Supergruppe überlagert den Kraton im Osten (Cahen et al., 1984).

2.1.3 Die paläoproterozoische Baoulé-Mossi-Region (Eburnische Provinz)

Die paläoproterozoischen Gesteine des Birimischen Terranes („Birimische Supergruppe“ nach Cahen et al., 1984) bestehen aus Nordost- bis Nordnordost-gerichteten, meist parallelen Gürtel von sedimentären Formationen und vulkanischen Einheiten. Diese wurden während der Eburnischen Orogenese (~2,1 Ga) meist niedriggradig metamorphisiert. Weite Bereiche der Baoulé-Mossi-Region sind von einem

ausgedehnten Granit-Gneis-Komplex aufgebaut (Petters, 1991).

Die Metasedimente der Eburnischen Provinz bestehen aus meist siltigen bis feinsandigen Komponenten. Lokal treten Einschaltungen von grobklastischeren Gesteinen (Quarzite, Arkosen und Litharenite) auf. Die Sedimente sind rhythmisch organisiert und zeigen gradierte Schichtung, Auflastmarken und synd sedimentäre Rutschungen. Sie sind als Flysch interpretiert (Delor et al., 1996). In den Flysch sind zahlreiche granitische Plutone intrudiert („Basin-type granitoids“). Die Plutone sind von tonalitischer bis granitischer Zusammensetzung. Die U-Pb-Datierungen ghanesischer Plutonite ergeben ein durchschnittliches Alter von 2090 Ma (Hirdes et al., 1992; Davis et al., 1994).

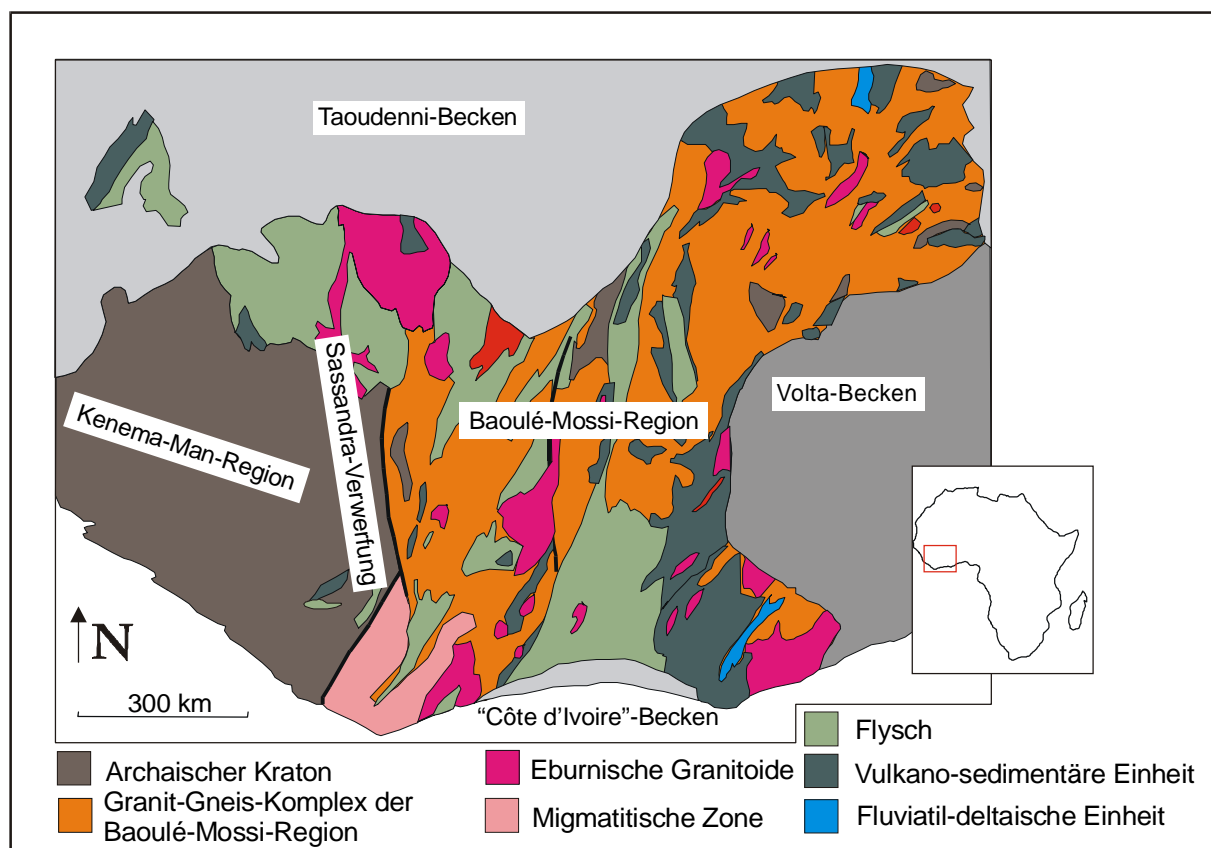


Abb. 2.3: Geologische Übersichtskarte des südlichen westafrikanischen Kratons. Verändert nach Petters (1991).

Die vulkanischen Birimischen Formationen bestehen meist aus tholeyitischen Basalten (Fabre et al., 1989). Untergeordnet treten Bereiche mit kalkalkalinen Andesiten, Dazit und Rhyodazit sowie assoziierten Vulkaniklastika auf. Die vulkanischen Einheiten finden sich überwiegend in Ghana und nur untergeordnet in Elfenbeinküste. Sie werden als paläoproterozoische Grünsteine angesprochen (Wright et al., 1985). Im Unterschied zu archaischen Grünsteinen treten in den Birimischen Grünsteinen jedoch keine Komatiite auf (Condie, 1998). Die vulkanischen Gürtel sind von tonalitischen bis granodioritischen Plutoniten intrudiert („Belt-type granitoids“). In Ghana besitzen diese Plutone ein U-Pb-Zirkonalter von durchschnittlich 2175 Ma (Hirdes et al., 1992).

Sandige und konglomeratische Sedimente bedecken große Bereiche in Südwest-Ghana. Die grobklastischen Ablagerungen sind dort als Formation Tarkwa definiert. Sie sind in die Birimische Supergruppe gestellt (Bessoles, 1977, Cahen et al., 1984). Die Sedimente sind als fluviale und deltaische Ablagerungen interpretiert (Hirdes & Nunoo, 1994). In Zentral-Elfenbeinküste treten ebenfalls grobklastische Sedimente auf, die eine der ghanesischen Formation Tarkwa ähnelnde fazielle Ausbildung besitzen (Milesi et al., 1989).

In Zentral-Elfenbeinküste ist die in der übrigen Eburnischen Provinz zu beobachtende Kontinuität und Streichrichtung der sedimentären und der vulkanosedimentären Gürtel weniger gut entwickelt. Es tritt dort ein ausgedehnter, „undifferenzierter“ Granit-Gneis-Komplex auf. Dieser Komplex wird von Cahen et al. (1984) als Basement der Baoulé-Mossi-Region interpretiert.

Die Gesteine der Birimischen Supergruppe bildeten sich nach neueren geochronologischen Untersuchungen während eines maximalen Zeitintervalls von ~2,25 bis 2,05 Ga (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992; Hirdes et al., 1992; Lüdtkke et al., 1998).

2.1.4 Strukturelle Entwicklung der paläoproterozoischen Baoulé-Mossi-Region

Die Bearbeitung der Birimischen Gesteine und des zeitlichen Ablaufs der Eburnischen Deformationsphasen führte zu starken Kontroversen zwischen frankophoner, überwiegend in Elfenbeinküste arbeitender und anglophoner, meist in Ghana arbeitender Geologen. Während bis in die siebziger Jahre die Stratigraphie Birimischer Gesteine nach Einteilung frankophoner Geologen gegensätzlich zu der stratigraphischen Gliederung anglophoner Geologen war, führte der Einsatz neuer geochemischer und isopenchemischer Untersuchungsmethoden in den achtziger Jahren zur Annäherung der Ablagerungsmodelle. Ein Konsens besteht in dem Modell, dass sich die Birimische Kruste zwischen zwei archaischen Kratonen entwickelte. Während der Eburnischen Orogenese kam es zur Kollision und Amalgamation von Terranen (Vidal et al., 1996; Hirdes et al., 1996). Da die Interpretation der Bearbeiter im Detail jedoch immer noch sehr unterschiedlich ist, möchte ich hier beide Modelle vorstellen.

Das frankophone Modell

Das erste tektonische Modell von Bessoles (1977) ging von einem archaischen bis paläoproterozoischen Granit-Gneis-Komplex aus, der in „Eugeosynklinalen“ von der Birimischen Supergruppe überlagert ist. Die Supergruppe ist von vulkano-sedimentären Gesteinen und darüber folgendem feinklastischem Flysch aufgebaut. Diese Abfolge ist von grobklastischen (Molasse-) Sedimenten überlagert. Lemoine et al. (1985) führten für die Deformationsphase des Granit-Gneis-Komplexes die „Burkinische“ Orogenese (2,4-2,15 Ga) ein. Diese ereignete sich unabhängig von der späteren Eburnischen Orogenese. Die von dem Burkinischen Ereignis metamorphisierten „Dabakalischen“ Gesteine bilden kleine Terrane aus Gneisen und Amphiboliten in der Eburnischen Baoulé-Mossi-Region.

Milesi et al. (1989) folgten teilweise dem ghanesischen Konzept und unterschieden eine ältere, flyschfazielle Sequenz (B1 oder Unteres Birimium), die von der ersten Eburnischen Orogenese (D1) deformiert wurde und eine jüngere, vulkanische Einheit (B2 oder Oberes Birimium), die nur von den späteren Eburnischen Deformationsphasen D2 und D3 deformiert wurden.

Das Untere Birimium besteht nach Milesi et al. (1989) überwiegend aus Flysch. Untergeordnet treten basische Vulkanite und felsische Vulkaniklastika auf. Die Liefergesteine der sedimentären Einheiten waren nach Milesi et al. (1989) und Vidal & Alric (1994) überwiegend paläoproterozoische granitische („Dabakalische“) Gesteine. Während der ersten Eburnischen Orogenese (D1) kollidierte der paläoproterozoische Block mit dem archaischen Kraton. Die Kollisionstektonik führte zur Bildung von Überschiebungen und Deckentransport von paläoproterozoischen Einheiten auf den östlichen und nördlichen Bereich des archaischen Kratons. Die Nord-Süd-gerichtete Sassandra-Verwerfung wird als Suturlinie des Orogens betrachtet. Während die Unterbirimischen Gesteine nahe der Kollisionszone einer mittel- bis hochgradigen Metamorphose unterlagen, wird die Intensität der Metamorphose mit zunehmendem Abstand von der Kollisionszone nach Osten immer geringer. In Ost-Elfenbeinküste ist die Deformation nicht mehr nachweisbar (Vidal & Alric, 1994). Die erste Eburnische Orogenese ereignete sich vor 2100-2090 Ma und wurde von der Platznahme granitoider Plutone in die unterproterozoischen Sedimente begleitet.

Die vulkanischen Gesteine des Oberen Birimium sind nach Milesi et al. (1989) gleichzeitig mit der grobklastischen, fluvial-deltaischen Formation Tarkwa entstanden. Die zweite Eburnische Phase ereignete sich nach der Ablagerung der Birimischen Formationen vor 2096 bis 2073 Ma. Durch diese Orogenese bildeten sich große Nordost-Südwest-streichende Falten mit Wellenlängen von mehreren hundert Kilometern. Die Unterbirimischen flyschfaziellen Schiefer liegen dabei in den Antiklinorien, während die Oberbirimischen Vulkanite und die grobklastische Formation Tarkwa sich in den Synklinorien der Falten befinden. Die Deformation führte auch zu großen, generell Nord-Süd-gerichteten sinistralen Scherzonen, an denen lokal nach Westen gerichtete Überschiebungen auftreten. Während dieser zweiten orogenen Phase wurden die Birimischen Gesteine grünschieferfaziell metamorphisiert oder unterlagen durch Platznahme von granitischen Plutonen einer Kontaktmetamorphose. Im Südosten von Elfenbeinküste wurden Birimische Sedimente bis in die Disthen-Zone der amphibolithfaziellen Metamorphose, die einem lithostatischen Druck von 15 Kilometern entspricht, überführt.

Eine dritte Eburnische Deformationsphase ist in Burkina Faso, Südmali, Nordwest- und Südost-Elfenbeinküste nachgewiesen. Im Südosten von Elfenbeinküste ist diese Deformation durch dextrale Scherung ausgebildet. Dabei sind meist Scherzonen der zweiten Eburnischen Orogenese reaktiviert. Lokal sind die älteren Scherzonen von den jüngeren durchschnitten. Die gesamte Eburnische Orogenese dauerte 40 Ma (Feybesse et al., 1989). Eine vierte orogene Phase ist durch WNW-ESE-gerichtete, sinistrale Scherungen und einer Krenulation der Schiefer angezeigt (Delor et al., 1995). Die Deformationsphase führte zu einer NNE – SSW-orientierten Krustenverkürzung. Diese letzte Phase fand vor ungefähr 1,7 Ga statt (Siméon et al., 1992, in: Delor et al., 1995). Eine spätorogene bruchhafte Tektonik mit der Ausbildung von ungefähr Nord-Süd-gerichteten Brüchen ist von Milesi et al. (1989) in Burkina Faso und Mali beschrieben.

Die jüngsten, frankophonen Arbeiten zur Interpretation der Plattentektonik gehen von der Bildung

intraozeanischer Plateaubasalte (Abouchami et al., 1990) und anschließender intraozeanischer Subduktion mit der Entwicklung eines Inselbogens aus. Der Inselbogen kollidierte mit dem archaischen Block (Boher et al., 1992). Dabei bildete sich in der nördlichen Provinz Comoé ein Backarc-Becken in der Burkinischen Kruste (Vidal & Alric, 1994). Mortimer (1992) interpretiert die Bildung der gesamten Baoulé-Mossi-Region durch die Amalgamation von mehreren Inselbögen und assoziierten Becken.

Das anglophone Modell

Die Birimische Supergruppe unterteilte Junner (1940) in ein Unteres Birimium aus Sedimenten (überwiegend dazitische und rhyodazitische Vulkaniklastika, Wacken, Tone und „chemische“ Sedimente) und ein Oberes Birimium (überwiegend tholeyitische Basalte und eingeschaltete Vulkaniklastika). Diese Einheiten sind von Leube et al. (1990) als kontemporäre laterale Fazies-Äquivalente interpretiert: Die Ablagerungen des Unteren Birimiums stellen sedimentäre Becken dar, die von vulkanischen Gürteln (Vulkanite der Oberen Birimiums) umgeben waren (Abb. 2.4). Die Sedimente sind nach Leube et al. (1990) als Tephra und epiklastische, turbiditische Ströme geschüttet worden.

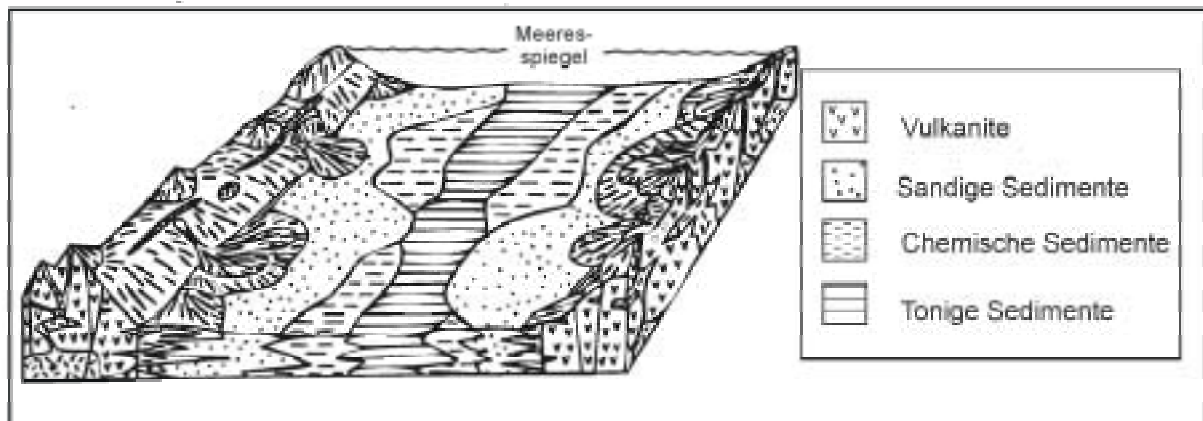


Abb. 2.4: Fazielle Rekonstruktion der Birimischen Gesteine in Ghana. Verändert nach Leube et al. (1990).

Die Plutonite der vulkanischen Gürtel („Belt-type granitoids“) sind mit 2179 und 2172 Ma um 60 bis 90 Ma älter als die 2116 bis 2088 Ma alten „Basin-type“ Plutonite in den sedimentären Einheiten. Die Autoren (Hirdes et al., 1992; Davis et al., 1994) zeigen, dass die „Belt-type“-Plutonite und die Vulkanite (Kristallisationsalter von 2185-2155 Ma) komagmatisch sind, während die „Basin-type“-Plutonite am Ende der Eburnischen Orogenese intrudierten.

Die grobklastische Formation Tarkwa, die in Ghana Mächtigkeiten bis zu 6 km erreicht, überlagert diskordant die Birimische Supergruppe (Leube et al., 1990). Die Birimische Supergruppe und die Formation Tarkwa sind von einer einzelnen, progressiven, SE-NW-gerichteten thermotektonischen Phase deformiert. Diese begann mit einer initialen, regionalen Phase niedriggradiger Verformung, die in einer lokalen Bildung von Zonen hochgradiger Verformung mit Überschiebungen und Scherzonen kulminierte (Blenkinsop et al., 1994). U/Pb Datierungen legen die Kulmination der thermotektonischen Phase im Ashanti Gürtel (Ghana) auf 2100-2090 Ma fest. Vermutlich läuft der Höhepunkt der Metamorphose im Birimischen Terrane von Ghana jedoch diachron von SE nach NW (Davis et al., 1994; Hirdes & Nunoo, 1994).

Nach Hirdes et al. (1996) ist die Eburnische Provinz in eine östliche, ältere (2185-2150 Ma) und eine westliche, jüngere (2105 Ma) Provinz unterteilt. Die Provinzen sind von der NNE-SSW-gerichteten, sinistralen Ouango-Fitini-Scherzone getrennt. In der östlichen Subprovinz (Ghana und Ost-Elfenbeinküste) treten Vulkanitgürtel und kontemporäre „Belt-type“-Plutonite auf. Die westliche Provinz (Zentral-Elfenbeinküste, West-Mali und eventuell Guinea) ist durch jüngere Vulkanitgürtel und assoziierte Plutone gekennzeichnet.

Das anglophone plattentektonische Konzept geht von einer initialen intrakratonischen Rift-Situation in einer archaischen Protokruste aus, die zur Ausbildung von mittelozeanischen Spreizungsrücken und Extrusion von tholeyitischen Laven führte (Leube et al., 1990). Breite sedimentäre Becken lagen zwischen den Spreizungsrücken und der Kratone. Später führte eine NW-SE-gerichtete Einengung zur Obduktion der vulkanischen Rücken und zur Verfaltung der dazwischen liegenden Beckensedimente. Partielle Aufschmelzung von versenkten Sedimenten führte zur Intrusion von „Basin-type“-Plutoniten.

Pohl und Carlson (1992) erklären die Bildung der Baoulé-Mossi-Region mit einer Inselbogen-Inselbogen-Kollision im Osten und einer Inselbogen-Kontinentalplattform-Kollision im Westen während der

Schließung eines ozeanischen Beckens zwischen dem Man-Schild und dem Nigeria-Schild.

Oberthür et al. (1994) und Vidal & Alric (1994) betonen unter Verweis auf die riesige Erstreckung der Eburnischen Provinz, dass Ergebnisse, die in isolierten Untersuchungsgebieten gewonnen werden, keine Extrapolationen auf den gesamten Kraton einschließen sollten. So ist es möglich, dass zwei oder mehr Szenarien innerhalb der paläoproterozoischen Zeitspanne stattfanden (Lüdtke et al., 1998)

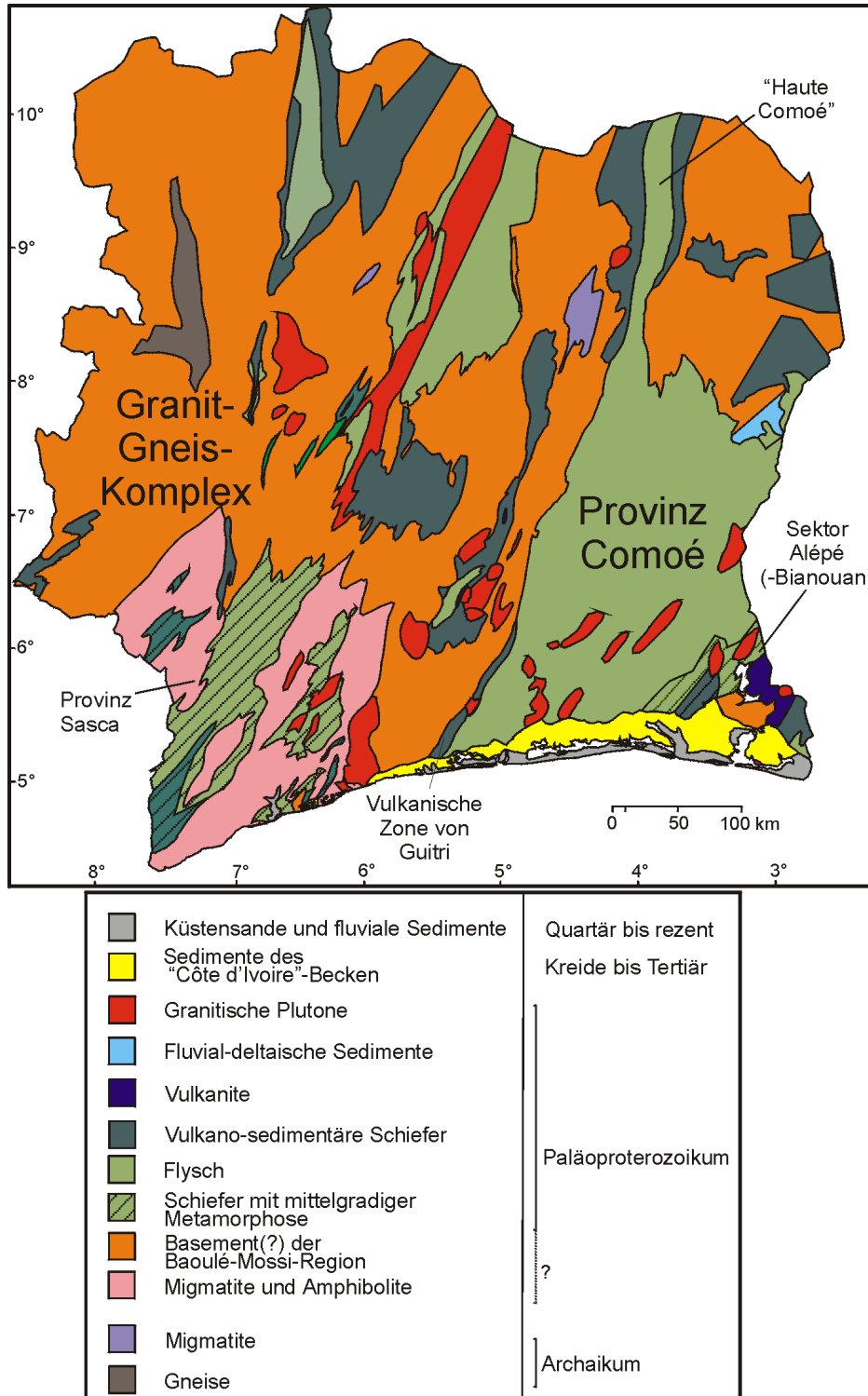


Abb. 2.5: Vereinfachte geologische Karte der Elfenbeinküste (verändert nach Bagarre & Tagini, 1965).

2.1.5 Die Gesteine im Hinterland des „Côte d'Ivoire“-Beckens

Das Hinterland des „Côte d'Ivoire“-Beckens besteht im Gebiet der Republik Elfenbeinküste im wesentlichen aus den Birimischen Gesteinen (Abb. 2.5). Direkt nördlich des Beckens stehen die Birimischen Ablagerungen der Provinz Comoé (cf. Tagini, 1971) an. Die Einheit ist zum überwiegenden Anteil von den flyschfaziellen Metasedimenten aufgebaut (Vidal, 1987). Die Metasedimente sind meist feinklastisch ausgebildet. Es treten metamorphe Siltsteine, Wacken und Arkosen auf (Delor et al., 1992). Quarzite und chemische Sedimente sind selten aufgeschlossen. Die NNE-SSW-ausstreichenden Metasedimente der Provinz Comoé besitzen N 40°- bis N 60°-streichende Faltenachsen und Schieferungsflächen, N-S-gerichtete, duktile sinistrale Scherzonen und eine N 120°-gerichtete Klüftung (Vidal, 1987).

Die Schiefer der Provinz Comoé sind von zahlreichen Plutonen intrudiert. Da die Plutone noch nicht systematisch datiert wurden, sind sie aufgrund vorhandener, beziehungsweise nicht vorhandener Foliationen in syn- und spätorogene Metaintrusiva und postorogene Intrusiva gegliedert (Delor et al., 1992). Im Bereich der Provinz Comoé sind synorogene Metagranite und Metagranodiorite, untergeordnet auch Metatonalite und Metagabbros aufgeschlossen (Abb. 2.6). An postorogenen Plutoniten treten überwiegend Granodiorite, Granite und Monzogranite auf. Tonalite und Monzosyenite sind selten zu finden.

Die Schiefer der Provinz Comoé wurden während der Eburnischen Orogenese im wesentlichen grünschieferfaziell metamorphisiert (Petters, 1991; Delor et al. 1992; Milesi et al. 1989, Vidal & Alric, 1994 u.a.). Die Platznahme der Plutonite führte zu einer Kontaktmetamorphose in den thermischen Aureolen der Intrusiva. Amphibolithfazielle Metamorphose ist im Südosten der Provinz Comoé in dem Sektor Alépé(-Bianouan) erreicht (Vidal, 1986). Die Birimischen Gesteine sind dort zu feinkörnigen Paragneisen transformiert.

Westlich und östlich der Provinz Comoé treten vulkano-sedimentäre Formationen auf (Abb. 2.5). Die Vulkanite und Subvulkanite sind von rhyolitischer bis dazitischer Zusammensetzung. Die im Vergleich zu den Vulkaniten mengenmäßig überwiegenden Vulkaniklastika bestehen aus meist tuffitischen und karbonatreichen Schiefen, die oft reich an Pyrit sind. Es treten Gangscharen mit Pyroxeniten auf, die bei fehlender Foliation zum Teil auch jüngeren Alters sein können (Delor et al., 1995).

Die Provinz Comoé ist als ein sedimentäres Becken interpretiert (Vidal & Alric, 1994). Dieses Becken lagert zusammen mit den vulkanosedimentären Serien auf dem westlich gelegenen Granit-Gneis-Komplex. Metagranite und Metagranodiorite (im Sinne von foliierten Plutoniten) sowie nicht foliierte, teilweise porphyrische Granodiorite und Gneise erstrecken sich über mehrere hundert Kilometer nach Westen. Diesem granitischen Sockel lagern lokal flyschfazielle und vulkano-sedimentäre, niedrig-metamorphe Birimische Sedimente auf, beziehungsweise sind in diesen eingefaltet. Auch postorogene, granitische Plutonite treten innerhalb des Granit-Gneis-Komplexes auf.

Im Südwesten des Granit-Gneis-Komplexes liegt eine Zone höhergradiger Metamorphose (Provinz Sasca, cf. Papon, 1973). Hier treten Orthogneise, Migmatite und Glimmerschiefer auf (Bard & Lemoine, 1976). Von Papon (1973) werden die Gneise auf der Basis von Rb/Sr-Datierungen ins späte Archaikum (2,6 Ga) gestellt. Neuere Datierungen zeigen jedoch ein Birimisches Alter der Gneise (Boher et al., 1992). Die Glimmerschiefer sind als amphibolithfazielle Äquivalente der grünschieferfaziellen Birimischen Sedimente mit einem Rb/Sr-Alter von 2,1 Ga (Schiefer von Kounoukou, cf. Papon, 1973) interpretiert.

2.2 Geologie des „Côte d'Ivoire“-Beckens

Das sedimentäre „Côte d'Ivoire“-Becken liegt an der südlichen Küste des Westafrikanischen Kratons (Abb. 2.3). Der Ausstrich der sedimentären Abfolgen an Land bildet die Form eines Halbmonds und erreicht bei der Hauptstadt Abidjan eine Breite von 35 km (Abb. 2.6). Das Becken erstreckt sich über 360 km von der Region Sassandra im Westen bis zu der Stadt Axim (Ghana) im Osten. Die Ausdehnung der aufgeschlossenen Abfolge des Beckens „Côte d'Ivoire“ an Land beträgt 7000 km² im Gebiet von Elfenbeinküste. Mit Berücksichtigung der submarinen Bereiche liegt die Ausdehnung des Beckens bei 30000 km².

2.2.1 Morphologie des Kontinentalrands

Der Kontinentalrand von Elfenbeinküste ist in vier Einheiten mit unterschiedlichen bathymetrischen Gradienten gegliedert. Der flache Schelf erstreckt sich bis in eine Wassertiefe von 120 m. Die Schelfkante befindet sich in einer Entfernung von ungefähr 10 bis 12 km von der aktuellen Küstenlinie. Der Kontinentalhang reicht bis in 2400 m Tiefe, der anschließende Kontinentalfuß bis in 4600 m Tiefe. Ab einer Wassertiefe von 4600 m beginnt die abyssale Ebene (Tastet et al., 1993).

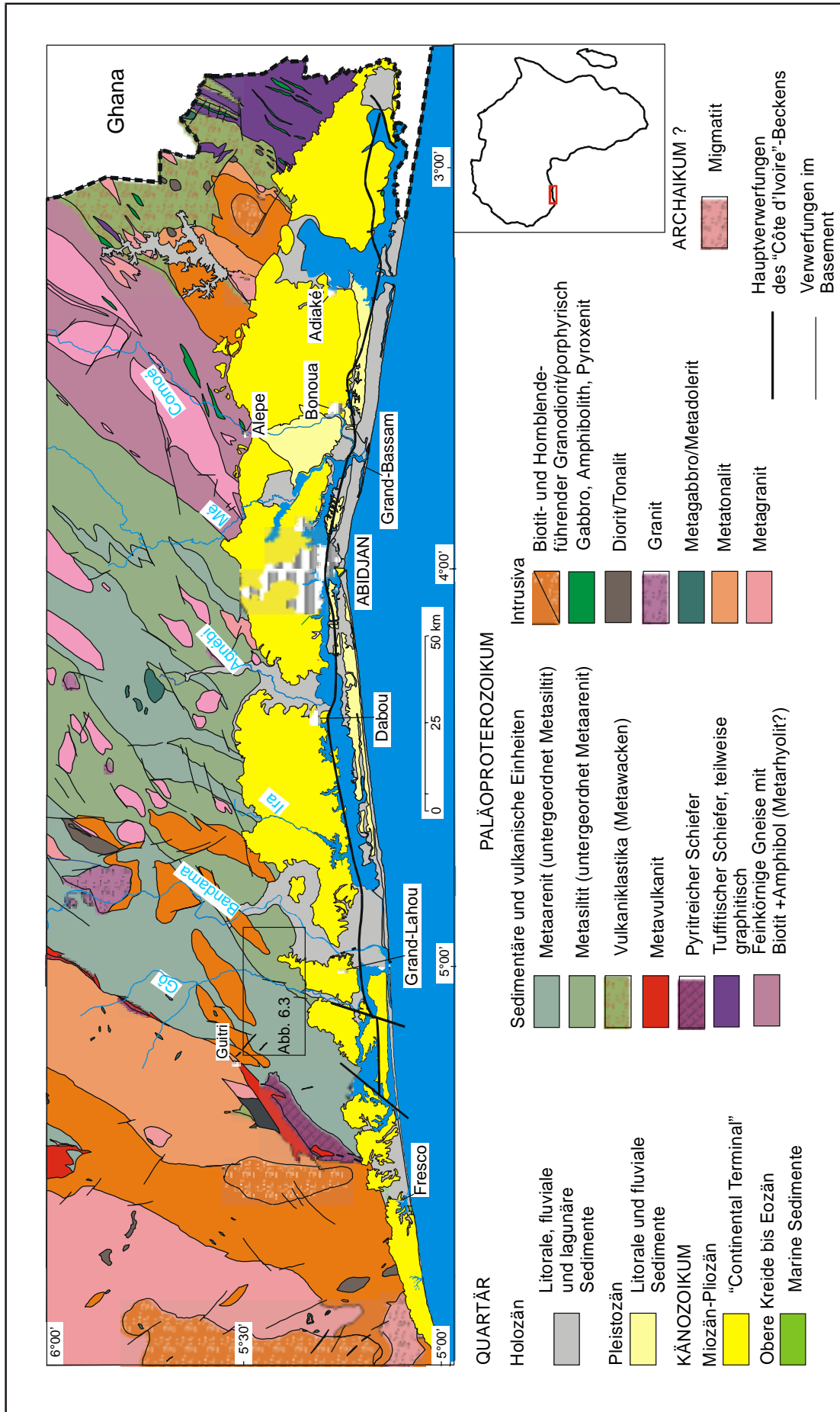


Abb. 2.6: Geologische Karte des "Côte d'Ivoire"-Beckens und des direkt nördlich angrenzenden Hinterlandes in Süd-Eifenbeinküste. Im "Côte d'Ivoire"-Becken werden die kretazischen bis paläogenen Sedimente von dem mio-pliozänen "Continental Terminal" überlagert. Zusammengestellt nach Delor et al. (1992a, 1992b, 1995)

Gravimetrische und seismische Untersuchungen zeigen eine große, E-W-orientierte Hauptabschiebung im kristallinen Sockel, die „Faille des Lagunes“ genannt wird (Spengler & Delteil, 1966; Arens et al., 1971). Sie besitzt eine Sprunghöhe von mehreren tausend Metern. Die Verwerfung beginnt in Ghana und lässt sich bis in den westlichen Bereich des Beckens verfolgen (Abb. 2.6 und 2.7). Im Norden der Störung befindet sich der kristalline Sockel in maximal 170 m Tiefe unter den tertiären bis quartären Sedimenten. Tastet (1979) beschreibt das Auftreten von Nebenverwerfungen, die parallel zur „Failles des Lagunes“ liegen. Die Abschiebungen weisen eine treppenförmige Struktur auf (Abb. 2.8).

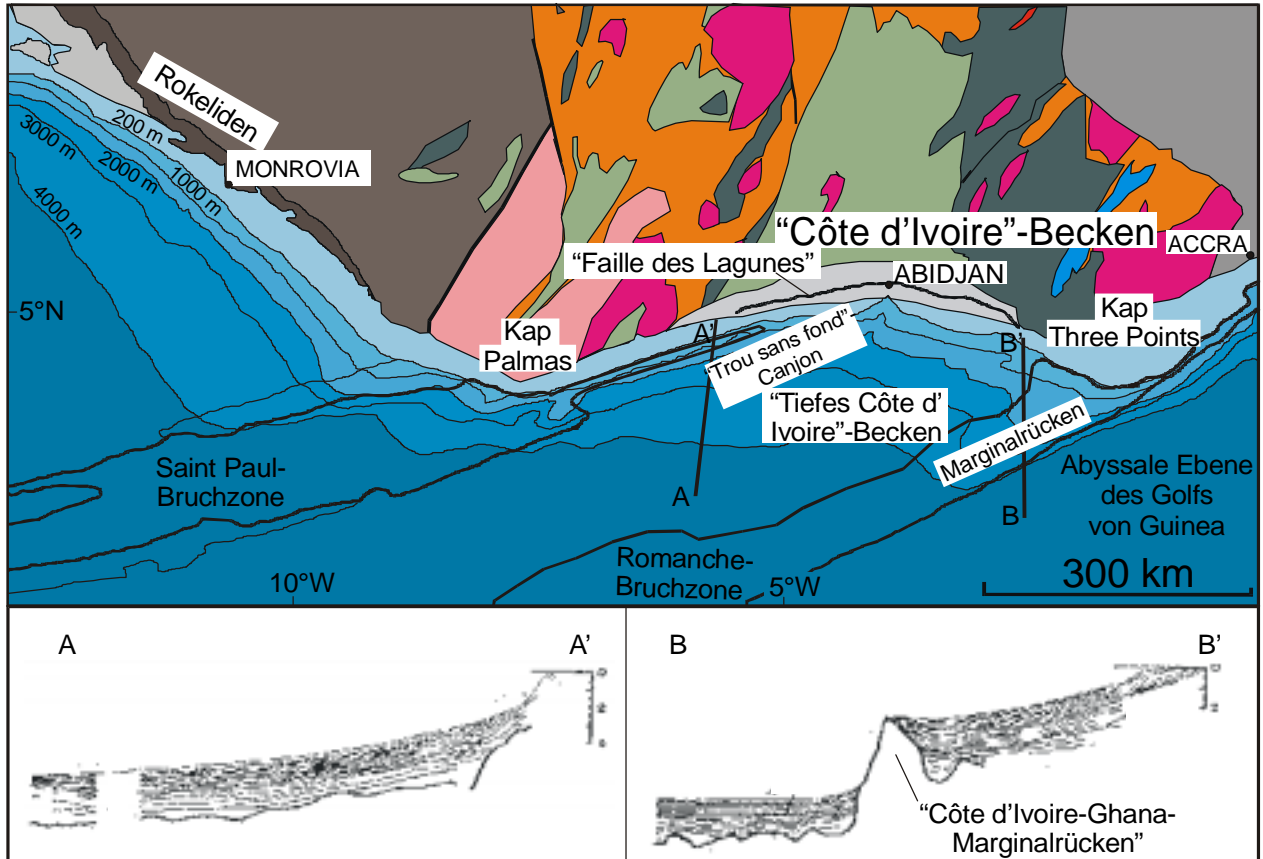


Abb. 2.7: Strukturelle Elemente und Bathymetrie des Kontinentalrands des südlichen Westafrikanischen Kratons und des „Côte d'Ivoire“-Becken. Zusammengestellt nach Emery et al. (1975) und Caprona (1992). Geologische Einheiten des Westafrikanischen Kratons siehe Abb. 2.3.

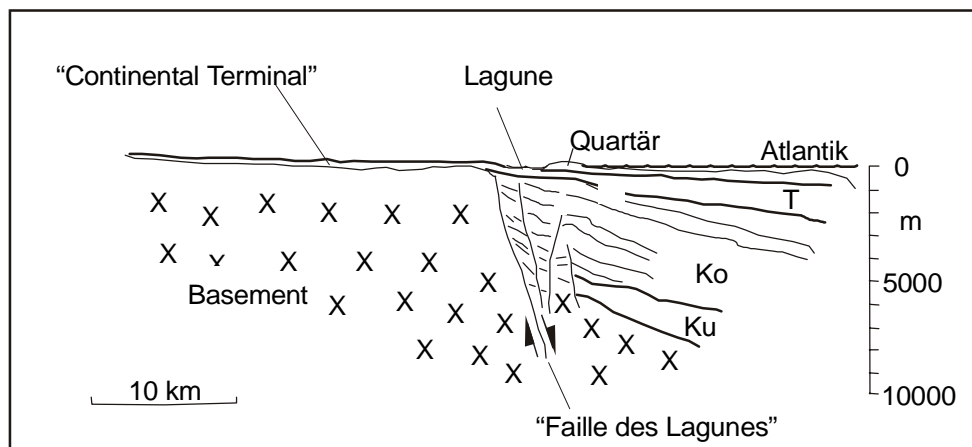


Abb. 2.8: Morphologie des Kontinentalrands bei Grand-Lahou und stratigraphische Einheiten des nördlichen „Côte d'Ivoire“-Beckens. Ku: Untere Kreide, Ko: Obere Kreide, T: Tertiär. Verändert nach Spengler & Delteil (1966).

Im „Tiefen Côte d'Ivoire“-Becken südlich der „Faille des Lagunes“ nimmt die Mächtigkeit der kretazischen bis quartären Sedimente bis auf 12000 m zu. Das „Tiefe Côte d'Ivoire“-Becken mit seiner Wasserbedeckung von über 3000 m ist im östlichen Bereich durch den NE-SW-gerichteten „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrücken“ (Wassertiefe 2000 m) von der abyssalen Ebene des Golfs von Guinea getrennt (Blarez & Mascle, 1986). Der „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrücken“ bildet den Übergang von ausgedünnter kontinentaler Kruste des „Tiefen Côte d'Ivoire“-Beckens zu ozeanischer Kruste der abyssalen Ebene (Mascle et al., 1998). In seiner nordöstlichen Verlängerung verbindet sich der Rücken mit dem steilen ghanesischen Kontinentalrand. In südwestlicher Verlängerung schließt sich die Romanche-Bruchzone an den Rücken an (Abb. 2.7).

2.2.2 Strukturelle Entwicklung des Beckens

Die Entwicklung des Beckens „Côte d'Ivoire“ ist mit der Öffnung des Südatlantiks vor ungefähr 120 Millionen Jahren assoziiert (Tastet, 1992). Ungefähr zeitgleich mit dem „Côte d'Ivoire“-Becken bildeten sich die Becken „Tano“, „Keta“ und „Dahomey“ („Benin“). Diese Becken sind unter dem Namen „Becken des Golfs von Guinea“ zusammengefasst (Petters, 1991). Die Rekonstruktion der Kontinentaldrift zeigt, dass das „Barreirinhas“-Becken in Brasilien das südamerikanische Gegenstück zum „Côte d'Ivoire“-Becken ist (Mascle et al., 1995).

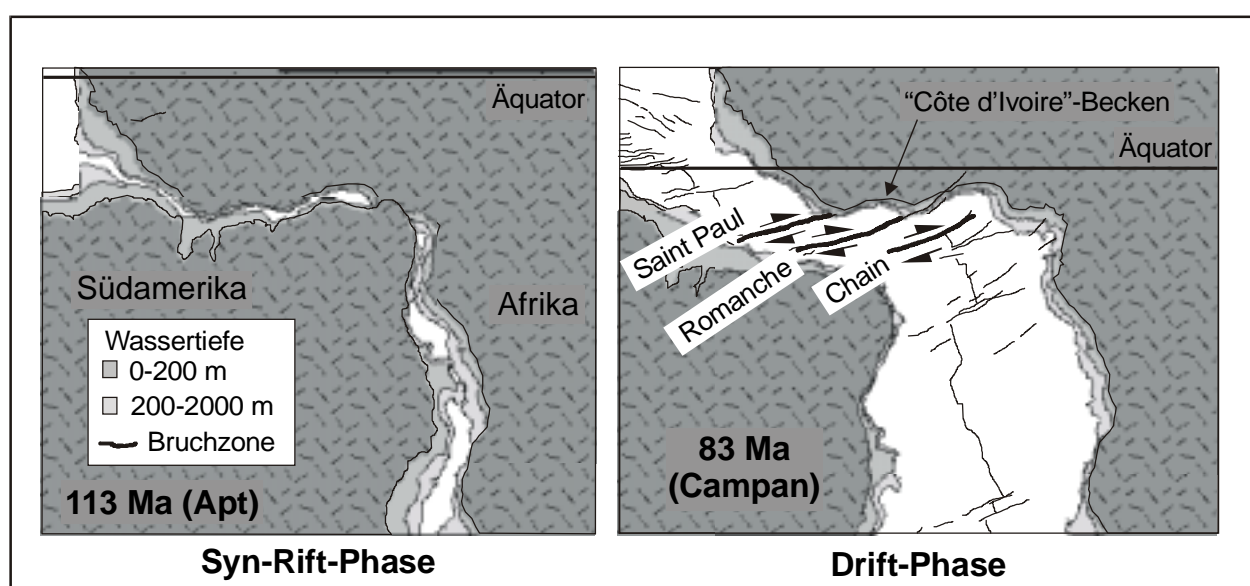


Abb. 2.9: Öffnung des Südatlantiks im Apt und Campan. Verändert nach Sibuet & Mascle (1978). Ungefähre Lage des Äquators nach Scotese (1997).

Die Öffnung des Südatlantiks vollzog sich entlang großer, E-W gerichteter, transformierender Bruchzonen. Eingerahmt in die Bruchzonen „Romanche“ im Südosten und „Saint Paul“ im Südwesten entwickelte sich das „Côte d'Ivoire“-Becken als ein „Mega-Keilbecken“ (Abb. 2.7 und 2.9).

Basile et al. (1992) und Benkhelil et al. (1998) stellen ein vierphasiges Modell zur Entstehung des transformierten Plattenrandes mit Hauptaugenmerk auf die Entstehung des „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrücken“ vor (Abb. 2.10):

A) Frühe Rift-Phase

Am Ende der frühen Kreide (im Apt, eventuell auch schon im Neokom) entsteht das „Côte d'Ivoire“-Becken durch eine E-W- bis ENE-WSW-gerichtete Extension (Abb. 2.10 A). Dadurch bilden sich N-S-gerichtete Grabenstrukturen mit ostwärts geneigten Blöcken am afrikanischen Plattenrand. Schnelle Subsidenz dieser Bereiche führt zur Sedimentation von Syn-Rift-Einheiten (Abb. 15). Während zunehmender Ausdünnung der kontinentalen Kruste vertieft sich das Becken. Durch Scherbewegungen zwischen der Afrikanischen und der Südamerikanischen Platte wird der südliche Beckenrand deformiert.

B) Syntransformale Phase

Der Übergang zur Drift-Phase vollzieht sich durch die Ausbildung von ozeanischer Kruste an der westlichen Flanke des Beckens. Im „Tiefen Côte d'Ivoire“-Becken bildet sich eine intraalbische „Breakup“-Diskordanz aus. An der südlichen Flanke kommt es durch Transpression zur Hebung des „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrücken“ (Abb. 2.10 B). Die Hebung führt an den Flanken des Druckrückens zu Abschiebungen und synsedimentären Rutschungen während des Albs.

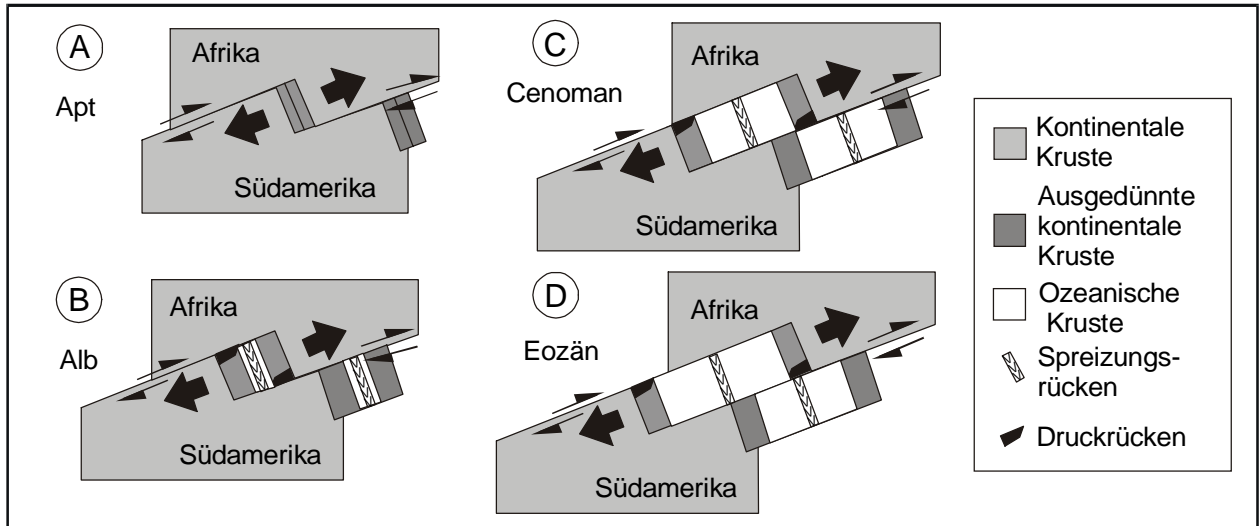


Abb. 2.10: Die vier Phasen der Entwicklung des transformen Plattenrands im Bereich Elfenbeinküste – Ghana nach Basile et al. (1992). Erläuterung siehe Text.

C) Ende der Syntransformen Phase

Die Hebung des „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrückens“ endet während des späten Alb oder frühen Cenoman. Der oberste Bereich wird während des frühen Cenomans erodiert. Südlich des „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrückens“ entsteht ozeanische Kruste (Abb. 2.10 C).

D) Phase des passiven Kontinentalrands

Der afrikanische und der südamerikanische kontinentale Block driften auseinander. Während der späten Kreide bilden sich flachmarine Karbonate auf dem Top des Rückens (Abb. 2.11). Während des frühen Eozäns passiert der ozeanische Spreizungsrücken den Druckrücken (Abb. 2.10 D). Dies führt zu einer thermalen Alteration der Sedimente des Druckrückens (Marcano et al., 1998). Die Hochlage des Druckrückens bewirkt einen starken „Dammeffekt“ für die Sedimente des „Tiefen Côte d'Ivoire“-Beckens.

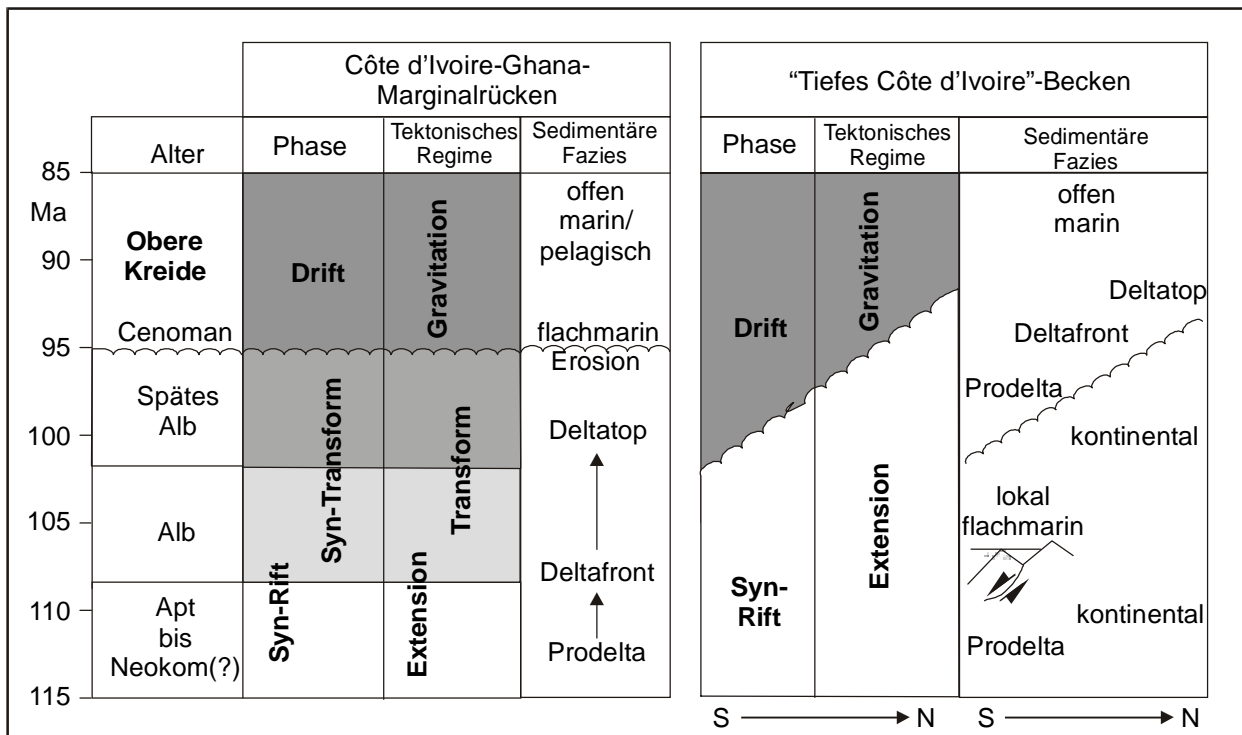


Abb. 2.11: Stratigraphie der Sedimente des Côte d'Ivoire-Ghana Marginalrückens und des „Tiefen Côte d'Ivoire“-Beckens während der Syn-Rift Phase. Zusammengestellt nach PETROCI & BEICIP (1990), Benkhelil et al. (1998) und Strand (1998).

2.2.3 Sedimente des Beckenbereichs südlich der Hauptverwerfung „Faille des Lagunes“

Die Sedimente des „Tiefen Côte d'Ivoire“-Beckens, die sich südlich der Hauptverwerfung „Faille des Lagunes“ befinden, sind in Ablagerungen der Syn-Rift- und der Drift-Phase unterteilt. Die beiden Einheiten sind von einer spätalpinen bis mittelcenomanen „Breakup“-Diskordanz getrennt (Abb. 2.1 und 2.11). Drei weitere Diskontinuitäten (Santon, Paleozän und Oligozän) treten während der Drift-Phase auf (Abb. 2.12).

Die Syn-Rift Phase beginnt mit einer Serie von Rotsedimenten, die den präkambrischen, kristallinen Sockel direkt überlagern. Die Mächtigkeit der Rotsedimente liegt in Ghana bei über 2000 m. Die im „Côte d'Ivoire“-Becken geringer mächtige Serie bildete sich vermutlich während des Neokom und reicht bis ins Apt (Brankart, 1977).

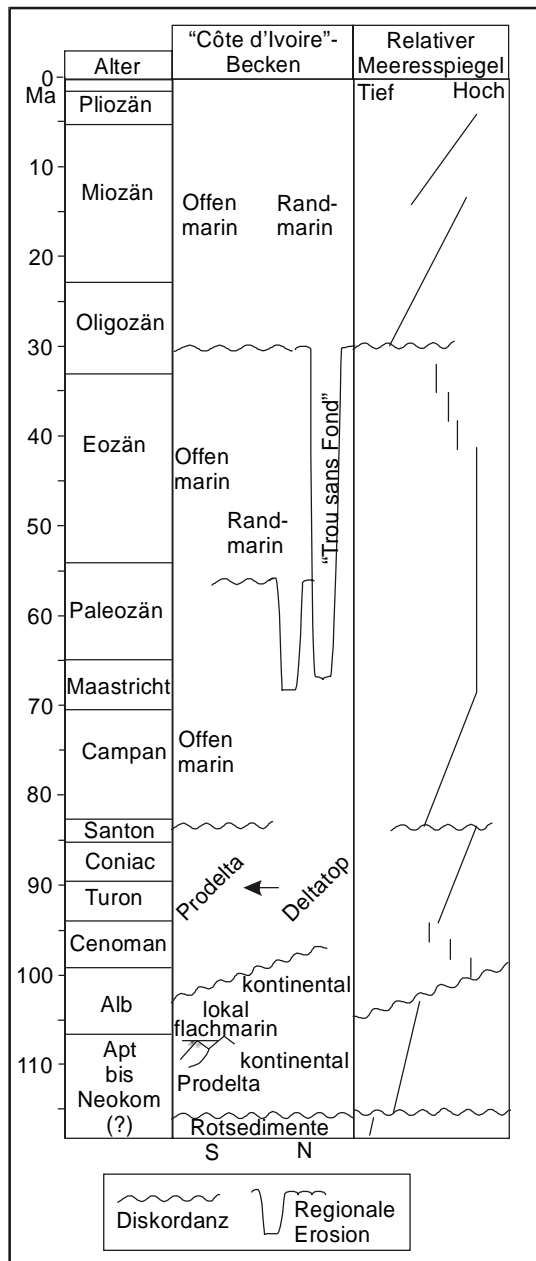


Abb. 2.12: Stratigraphie im nördlichen marinen "Côte d'Ivoire"-Becken. Zusammengestellt nach Spengler & Delteil (1966), Brankart (1977), Clifford (1986), Latil-Brun et al. (1988), PETROCI & BEICIP (1990) und Caprona (1992).

Die diskordant überlagernden Sedimente des Abt bis Alb können über 9000 m Mächtigkeit erreichen (PETROCI & BEICIP, 1990). Während die Sedimente direkt südlich der „Faille des Lagunes“ aus mehr oder weniger tonigen Sandsteinen und Konglomeraten mit Komponenten des kristallinen Sockels bestehen, werden ihre distalen Faziesäquivalente zunehmend feinkörniger und kalkiger. Die distalen Ablagerungen stellen Sedimente eines Prodeltas dar. Lokale grobsandige Einschaltungen in den distalen Ablagerungen sind Speichergesteine für Erdöl, dessen Muttergestein feinkörnige Prodeltasedimente sind (Clifford, 1986).

Auf dem „Côte d'Ivoire-Ghana-Marginalrücken“ zeigt die frühkretazische Sedimentabfolge einen Verflachungszyklus an: Tone des Prodeltas und sandige Mündungsbarren der Deltafront sind von grobsandigen Rinnenablagerungen und tonigen Sedimenten der Überschwemmungsebenen des Deltatops überlagert (Abb. 2.11). Auf dem Rücken bilden sich über einer cenomanen Erosionsdiskordanz flachmarine Rifffarbonate. Darüber setzt eine bis heute andauernde pelagische Sedimentation ein (Strand, 1998).

Eine „Breakup“-Diskordanz repräsentiert das Auseinanderdriften von Südamerika und Afrika und somit das Ende der schnellen Syn-Rift Sedimentation. Sie wird von Benkheilil et al. (1998) für das südliche „Tiefe Côte d'Ivoire“-Becken ins Alb und von PETROCI & BEICIP (1990) für den nördlichen Bereich ins mittlere Cenoman gestellt.

Über der „Breakup“-Diskordanz folgen die Ablagerungen der Drift-Phase. Die Abfolge ist durch weitaus geringere Subsidenzraten als während der Syn-Rift-Phase gekennzeichnet. (Latil-Brun et al., 1988). Die Sedimente des Cenoman bis Santon sind von Tonsteinen mit Einschaltungen von Siltsteinen und Sandsteinen aufgebaut, die im oberen Bereich kalkiger sind. Grobe Sandsteine und feine Konglomerate sind selten und finden sich nur in dem Bereich der „Faille des Lagunes“. Diese werden als proximale deltaishe Ablagerungen interpretiert, während die feinkörnigen Sedimente dem Prodelta zugeordnet werden. Die Sandsteine des unteresenonischen Prodeltas sind Speichergesteine für Erdöl (Clifford, 1986).

Während die cenomane Sequenz einen regressiven Charakter besitzt, zeigt die Abfolge des Turon bis Santon eine Transgression an (Charpy & Nahon, 1978).

Das Sedimentpaket endet mit einer präcampanen Erosionsfläche. Diese wird vermutlich durch eine Tektonik im Senon ausgelöst, die lokale Abschiebungen reaktiviert (Delor et al., 1995). Die überlagernden Sedimente des Campan bis Maastricht bestehen aus leicht kalkhaltigen Tonsteinen mit Einschaltungen von Siltsteinen und dünnen Bänken von Kalksteinen. Die Abfolge ist als lagunäre bis offen marine Ablagerung interpretiert (Brankart, 1977).

Die paleozäne bis eozäne, eventuell bis in das Oligozän reichende Abfolge ist von mehreren Sequenzen aufgebaut, die aus glaukonitischen, phosphatischen und pyritführenden, teilweise kalkigen Ton- und Siltsteinen bestehen. Die Sedimente des Paleozäns stellen wieder Ablagerungen des etwas tieferen Wassers dar. Nach Latil-Brun et al. (1988) nimmt die Subsidenz im westlichen Bereich des Beckens während des Paleozäns für eine kurze Zeitspanne zu. Die Subsidenz ist dabei am Kontinentalhang größer als auf dem Schelf. Eine oberpaleozäne Erosionsdiskordanz schneidet sich im westlichen Bereich des Beckens bis in Sedimente des unteren Maastricht ein (Caprona, 1992). Im zentralen Bereich ist die paleozäne Diskordanz undeutlich ausgebildet (N'Da et al., 1995). Bei geringer Subsidenz lagern sich die Sedimente des Eozäns in einem offen marinen Ablagerungsraum ab. Eine Verflachungstendenz ist zum oberen Eozäns hin zu beobachten (Spengler & Deltail, 1966).

Während des Oligozäns kommt es zum Auftauchen und starker Erosion des Schelfrands. Im marinen Becken reicht die Erosionsdiskordanz lokal bis in die kretazischen Ablagerungen hinein. Südlich von Abidjan führt der Meeresspiegelabfall zur Ausbildung des submarinen „Trou sans fond“-Canyons (Simon & Amakou, 1984). Die unter- bis mitteloligozäne Erosionsdiskordanz ist als „Zirkumafrikanische Mitteloligozän-Diskordanz“ (cf. Burke, 1996) in allen afrikanischen Küstenbecken nachgewiesen.

Während des späten Oligozäns und des frühen Miozäns führt ein ansteigender Meeresspiegel zu retrogradierenden Ablagerungssequenzen im zentralen Bereich des Beckens. Die feinkörnigen Sedimente des oberen Miozäns zeigen eine zweite neogene Transgression an (Brankart, 1977). Die Subsidenzraten sind während des Neogens bis in die Gegenwart sehr gering.

2.2.4 Sedimente des Beckenbereichs nördlich der Hauptverwerfung „Faille des Lagunes“

Nördlich des lagunären Bereichs, beziehungsweise nördlich der „Faille des Lagunes“, bilden oberkretazische, paleozäne oder eozäne Sedimente die unterste stratigraphische Einheit. Diese selten aufgeschlossenen Formationen sind von meist feinkörnigen Sedimenten aufgebaut, die als flachmarine oder lagunäre Ablagerungen interpretiert werden (Sage & Simon, 1981). Über einer oligozänen Diskordanz folgen die unverfestigten, siliziklastischen Sedimente des „Continental Terminal“. Der Begriff „Continental Terminal“ wurde von Killian (1931) eingeführt und bezeichnet kontinentale Sedimente spät- oder posteoazänen bis präquartären Alters, die in vielen westafrikanischen Becken auftreten. Die jüngsten Sedimente („Terre de Barre“, cf. Tastet, 1979) des „Continental Terminal“ im „Côte d'Ivoire“-Becken reichen eventuell bis in das Quartär (Bacchiana, 1981). Im nördlichsten Bereich des Beckens überlagern die meist grobklastischen Sedimente direkt das kristalline Basement (Leneuf, 1968). Morphologisch bilden die Sedimente des „Continental Terminal“ die sogenannten „Hauts Plateaux“ mit Höhen von 60 bis 90 m ü. M. (Knopf, 1963).

Das in morphosedimentäre Einheiten unterteilte Quartär in Süd-Elfenbeinküste ist in die sandigen Sedimente des litoral Bereichs und die schlammreichen Sedimente der fluvial-lagunären Niederungen unterteilt (Delor et al., 1995). Die litoral Sedimentkörper sind aus mehreren parallelen, aus gutsortiertem Mittelsand bestehenden Strandwällen aufgebaut, die sich über den mio-pliozänen Sedimenten progradierend bis an den aktuellen Strand verlagert haben (Tastet et al., 1993). Die Sedimente der fluvial-lagunären Niederungen bestehen meist aus Schlämmen und Tonen, die reich an organischem Material sind. Die sehr variable lithologische Ausbildung der fluvial-lagunären Sedimente kann seltener bis zu geröllführenden Sandsteinen reichen (Tastet, 1981). Die quartären Sedimente formen die sogenannten „Bas Plateaux“ mit Höhen von 2 bis 50 m ü. M.

2.3. Paläoklima und Morphogenese

Das „Côte d'Ivoire“-Becken besitzt ein tiefgründig verwittertes Hinterland (Grandin & Delvigne, 1969; Millot, 1982; Boulangé & Millot, 1988; Nahon, 1986; Delor et al., 1995). Die tertiären Sedimente bestehen zu großen Anteilen aus Abtragungen lateritischer Verwitterungsdecken (Lateritderivate Fazies, cf. Goldbery, 1982). Zum anderen finden sich innerhalb der sedimentären Abfolge lateritische, sekundäre Eisenanreicherungen (Knopf, 1963). Ziel dieses Kapitel ist es, den Stand der Forschung über Paläoklima und Morphogenese im Bereich von Süd-Elfenbeinküste zusammenzufassen. Dafür erstelle ich eine Übersicht der Klimaentwicklung in Westafrika und der Verbreitung von verschiedenen lateritischen Eisenanreicherungen in der Region. Weiterhin führe ich die Prozesse der Relief- und Bodenbildung in den feuchten Tropen kurz aus.

2.3.1 Paläogeographie und Klimaentwicklung von Westafrika

Im Bereich des westafrikanischen Kratons war die Panafrikanische Orogenese im späten Präkambrium die letzte Gebirgsbildung. Ab dieser Orogenese liegt Westafrika im Zentrum des Superkontinentes Gondwana (Petters, 1990). Zu Beginn des Paläozoikums befindet sich der Südpol knapp nördlich von Afrika im Japetus-Ozean (Scotese et al., 1999). Das während der Panafrikanischen Orogenese entstandene Relief wird während des Kambriums und Ordoviziums weitgehend eingeebnet (Thomas, 1980). Kambrische Sandsteine formen eine kontinuierliche, sedimentäre Bedeckung von Mauretaniens bis zum Sinai (Klitzsch, 1990).

Während des Ordoviziums driftet das nördliche Gondwana über den Südpol (Abb. 2.13). Dies führt zu einer ausgedehnten kontinentalen Vereisung in Afrika. Zum Zeitpunkt der größten Ausdehnung reicht die Vereisung von Marokko bis zum Roten Meer (Frakes et al., 1992). Schnelle Drift nach Norden im frühen Silur bringt den nördlichen Bereich von Gondwana in wärmere Breiten. Dies führt zum Abschmelzen des Eises. Eine marine Transgression überflutet ganz Westafrika (Van Houten & Hargraves, 1987). Das südlichste Westafrika liegt während des Silurs auf dem Paläosüdpol (Scotese et al., 1999).

Im Devon sind die globalen klimatischen Bedingungen ausgeprägt arid (Frakes, 1979). Während einer mitteldevonischen Transgression wird der nördliche Bereich von Westafrika überflutet (Van Houten & Hargraves, 1987) Im Becken „Volta“ in Ghana finden sich Schiefer mit Trilobiten und Brachiopoden, die ähnlich der Brachiopodenfauna der Appalachen ist (Johnson & Boucot, 1973). Somit erscheint eine devonische Seestraße von Nordamerika zur heutigen westafrikanischen Küste wahrscheinlich (Tankard et al., 1982).

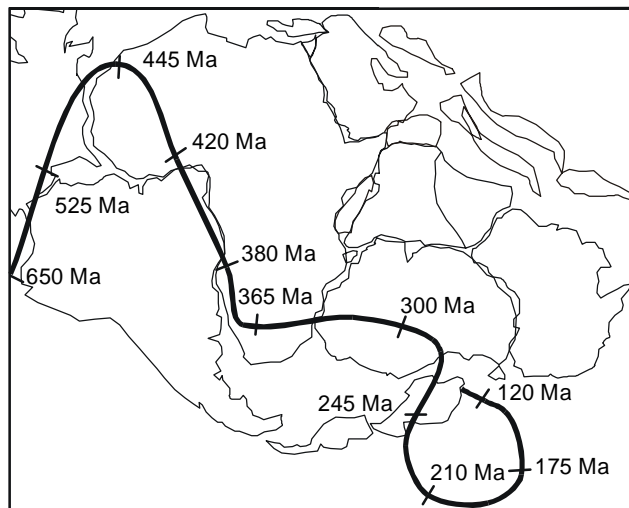


Abb. 2.13: Polwanderung des Südpols für Gondwana vom späten Präkambrium bis zur frühen Kreide. 650 Ma: spätes Präkambrium, 525 Ma: Kambrium, 445 Ma: Ordovizium, 420 Ma: Silur, 380 Ma: Devon, 365 Ma: frühes Karbon, 300 Ma: spätes Karbon, 245 Ma: Perm, 210 Ma: Trias, 175 Ma: Jura, 120 Ma: frühe Kreide. Aus Scotese et al. (1999).

Im frühen Karbon lagert sich in Nordafrika eine flachmarine Warmwasser-Lithofazies mit Korallen und Fusulinen ab (Klitzsch, 1990). In Mali zeigen frühkarbone Evaporite ein arides Klima an (Legrand-Blain, 1985). In den westafrikanischen, intrakratonischen Becken „Taoudeni“ und „Iullemmeden“ endet die marine Sedimentation im frühen Karbon (Petters, 1990). Es beginnt eine lange Phase der Erosion und kontinentalen Sedimentation („Continental Intercalaire“) auf dem Westafrikanischen Kraton, die bis in die obere Kreide andauert (Wright et al., 1985). Im Karbon driftet das südliche Afrika über den Südpol. Dies führt zu einer permokarbonischen Vereisung, deren Zentrum im Bereich von Zentralafrika liegt (Frakes, 1979). Ausläufer der Vereisung sind in Tansania, der arabischen Halbinsel und Südamerika nachgewiesen (Wopfner & Kreuser, 1986, McClure et al., 1988). Während des Perms befindet sich das heutige Gebiet der Elfenbeinküste ungefähr 20° südlich des Äquators im Zentrum des Superkontinentes Pangäa (Chaloner & Creber, 1988).

Ab der Trias entwickelt sich durch weite Abtragungs- und Einebnungsprozesse in einem ariden Klima eine Fastebene („Gondwana-Fläche“), die weite Teile von Gondwana einnimmt (Valeton, 1983). Diese Entwicklung hält über den Jura bis in die Unterkreide an. Das heutige äquatoriale Afrika liegt dabei spätestens seit dem Jura in äquatorialen Breiten (Scotese et al., 1999). Durch die Größe des Superkontinentes, der sich vom Äquator aus symmetrisch über alle Breitengrade erstreckt, kann sich im äquatorialen Bereich kein humider Tropengürtel ausbilden (Hallam, 1985).

Die mesozoische Geschichte von Afrika ist durch das Aufbrechen von Gondwana ab der späten Trias gekennzeichnet (Petters, 1990). Durch die Neuorientierung der großen fluviatilen Drainagesysteme auf die entstehenden Ozeanküsten hin werden die alten Gondwana-Entwässerungssysteme abgeschnitten. Die Gondwana-Landoberflächen werden dadurch fossil, das heißt, sie werden nicht weiter flächenhaft abgetragen, sondern nur randlich durch rückschreitende Erosion erodiert (Valeton, 1999).

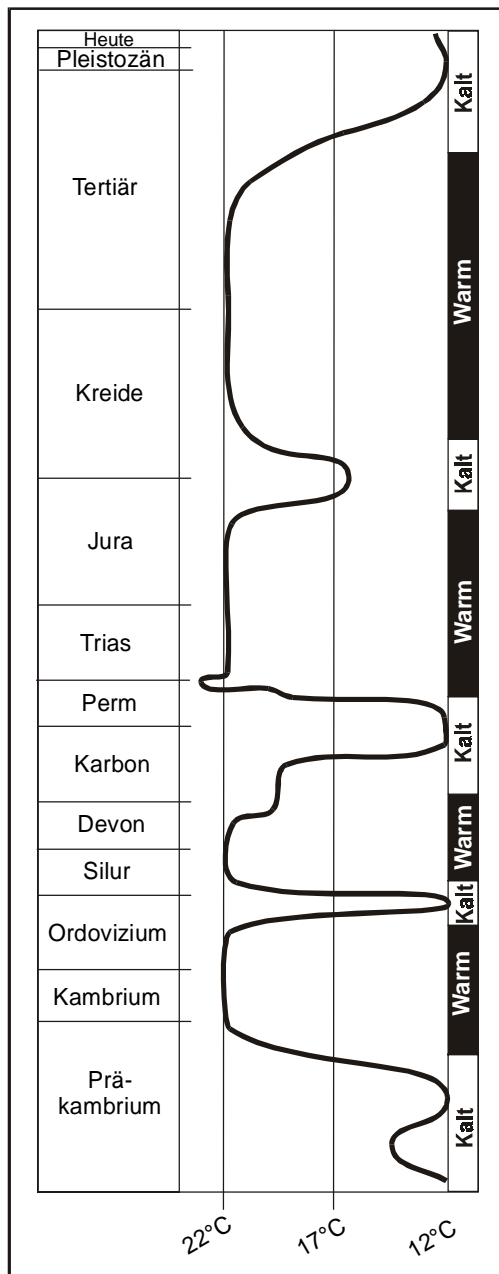


Abb. 2.14: Globale Klimawechsel und Jahresmitteltemperaturen. Nach Frakes et al. (1992) und Scotese et al. (1999).

Die Salzbecken im östlichen Golf von Guinea vor Kamerun, Guinea und Kongo spiegeln das aride Paläoklima, verbunden mit der frühen Rift Phase von Gondwana, wieder. Evaporite des Apt überlagern in diesen Becken spätjurassische bis frühkretazische Rotsedimente (Clifford, 1986). In Nordostafrika herrschen im gesamten Jura bis in die Unterkreide klimatische Bedingungen, die eine Bildung von Evaporiten ermöglichen (vgl. Schwarz, 1992).

Von Alb bis in das frühe Eozän herrscht global ein ausgeglichenes, sehr warmes Klima (Abb. 2.14), dessen Jahresmitteltemperaturen etwa 10 bis 15° über den gegenwärtigen liegen (Frakes et al., 1992). Ein humides, tropisches Klima im heutigen äquatorialen Bereich zeigt sich durch das weitverbreitete Auftreten von eisenreichen Duricrusts und Bauxiten (Valeton, 1999). Palynologische Untersuchungen an Sedimenten von Alb bis Cenoman im „Côte d'Ivoire“-Becken deuten auf ein heißes und feuchtes tropisches Klima sowie üppige Vegetation im Hinterland hin (Saint-Marc & N'Da, 1997; Tea-Yassi et al., 1999).

Hohe Diversität von tropischen Foraminiferen in Sedimenten des Maastricht und späten Paleozän bis frühen Eozän des Beckens „Niger“ zeigen warme ozeanische Klimate an (Petters, 1983). Im äquatorialen Bereich vom 15. nördlichen bis 15. südlichen Breitengrad herrschen Jahresmitteltemperaturen von 27°C (Upchurch et al., 1999). Während des Paläogens überquert das Gebiet von Süd-Elfenbeinküste den Paläoäquator (Scotese, 1997). Im Zuge der feucht-heißen Verwitterungsphase bildet sich eine ausgedehnte Rumpffläche (Aleva, 1979; Grandin & Thiry, 1983). Während des Zeitraums vom Maastricht bis in das frühe Eozän bedeckt tropischer Regenwald vermutlich ganz Afrika (Crane, 1987).

Im Oligozän setzt weltweit eine Abkühlung ein (Frakes et al., 1992). In der Zentralsahara herrschen nun etwas trockenere Klimabedingungen, die zu einer Silcrete-Kruste führen (Busche, 1983). Diese liegt zum Teil diskordant über Umlagerungsprodukten der, bis in das Eozän gebildeten, lateritischen Verwitterungsdecke. Allgemein ist der paläo-äquatoriale Raum im Zeitraum vom späten Eozän über das Oligozän bis in das frühe Miozän von einem kühleren und trockeneren Klima gekennzeichnet (Crowley & North, 1991).

Geringe Diversität an Foraminiferen und „Kaltwasser“-Faunen sind für die Sedimente des späten Eozäns bis Oligozäns im Becken „Niger“ typisch (Petters, 1983). Der oligozäne Tropengürtel ist wesentlich schmaler als der Heutige (McGowran, 1990). Das ausgeglichene Relief der „Post-Gondwana“-Landoberfläche wird wieder etwas akzentuiert (Aleva, 1979; Valeton, 1999).

Während des mittleren bis späten Miozäns herrscht wieder ein warm-humides Klima vor. Planktische Foraminiferen im Golf von Guinea zeigen ein tropisches Environment im späten Miozän bis Pliozän an (Petters, 1983). Im südlichen „lullemedden“-Becken (Mali) zeigen Pollen und Sporen von Palmen und Mangroven eine Sedimentation des „Continental Terminal“ in einer feucht-tropischen Umgebung an (Wright et al., 1985). Global ist die Ausbildung von tiefen lateritischen Profilen auf Bereiche mit extremen tropischen Monsunen beschränkt (Valeton, 1999).

Während des Pliozäns kommt es im südsaharischen Raum zu verstärkter Aridität (Ruddiman et al., 1989). Weltweit ist eine Einengung des humid-tropischen Gürtels zu beobachten (Crowley & North, 1991). Die zunehmende Aridität führt zur Austrocknung und Fossilisation von Lateritdecken (Büdel, 1981). Das erste Auftreten des Guinea-Stroms im frühen Pliozän führt zu einem Upwelling kalter Wässer

an der westafrikanischen Küste und verstärkt damit den Trend zunehmender Aridität in diesem Bereich (Norris, 1998). Im Sudan spricht das Abklingen der intensiven chemischen Verwitterung, nachgewiesen durch unverwittertes Ausgangsmaterial in pliozänen Sedimenten, ebenfalls für eine zunehmende Aridität (Schwarz, 1992).

Während im Quartär in den nördlichen gemäßigten Breiten zahlreiche Vereisungen stattfinden, ist das Klima im äquatorialen Bereich arid. Pluviale Phasen in den Tropen korrelieren gewöhnlich mit den frühen interglazialen Phasen unserer Breiten (Crowley & North, 1991). Die Rekonstruktion der Lage der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) zeigt, dass während der pluvialen („interglazialen“) Phasen das Klima im Küstenbereich des südlichen Westafrikas ungefähr mit der heutigen Trockenzeit im Januar vergleichbar ist. Während der interpluvialen („glazialen“) Phasen ist es im Bereich des südlichen Westafrikas sehr arid, so dass die Klimabedingungen der heutigen Sahelzone bis an den Golf von Guinea reichen (Petters, 1991). Die Temperaturenniedrigung in den Randtropen beträgt in den kaltzeitlichen Phasen ungefähr 4°-5°C (Zeese, 1983). Die großen Flüsse Westafrikas (z.B. Senegal, Niger) erreichen den atlantischen Ozean vermutlich nur in den feuchten Intervallen (Burke, 1996).

2.3.2 Morphogenese in Westafrika

Die Reliefbildung in den Tropen und Subtropen folgt anderen Gesetzmäßigkeiten als in den kühlen Breiten (Büdel, 1981). Im Vergleich zu den gemäßigten Klimazonen zeigt sich das anstehende Gestein als sehr viel tiefgründiger verwittert. Konkretionen und Krustenbildungen sind häufig. Weiträumige Rumpfflächen in tektonisch ruhigen Gebieten sind durch exzessive Flächenbildung nach dem „Mechanismus der doppelten Einebnung“ (cf. Büdel, 1981) entstanden. Durch die von chemischen Lösungsvorgängen beherrschte Erosion kommt es zur flächenhaften Abtragung („Denudation“) der Landoberfläche. Dies geschieht an der Verwitterungs-Basisfläche am Übergang von frischem Gestein zur Dekompositionssphäre. Gleichzeitig wird die der Verwitterungs-Basisfläche annähernd parallele „Spüloberfläche“, die im wesentlichen durch die Geländeoberfläche repräsentiert wird, flächenhaft erodiert. Aufgrund des Ausbleibens von Linienerosion führt die Spüloberfläche ein typisches Flachrelief von Spülscheiden und Spülmulden. Aus diesem Flachrelief heben sich meist Inselberge heraus.

Von King (1962) sind im südlichen Afrika fünf phanerozoische Einebnungszyklen nachgewiesen. Westafrika ist seit der Panafrikanischen Orogenese im späten Proterozoikum von keiner Gebirgsbildung beeinflusst. Daher sollte es möglich sein, Rumpfflächen dort großräumig zu korrelieren (Thomas, 1980).

Tab 2.1: Einebnungsflächen im tropischen Bereich und Zeiten lateritischer Verwitterungsbildungen während des Phanerozoikums. Zusammengefasst aus Aleva (1979), Thomas (1980) und Valeton (1983).

Alter	Name/Auftreten	Erscheinungsbild
Neogen	„Cuirasse Ferrugineuse“/ Ganz Westafrika, Surinam	Lokale Einebnung, Laterit, seltener Bauxit, Duricrust
Paläogen	„Africa“, „Cuirasse Bauxitique“, „Fantofa“, „Main Plateau“ „Sulamericana“/ Ganz Westafrika, Südafrika, Surinam	Extensive Einebnung, Bauxit, Duricrust
Oberkreide	„Post-Gondwana“, „Sula“, „Dongol Sigon“/ Guinea, Sierra Leone, Surinam	weltweites Maximum von Bauxitbildung
Jura	„Gondwana“, „Labé“/ Senegal, Guinea	Laterit/(Bauxit), Ingression
Trias	„Intra-Karoo“/Südafrika	Laterit/Bauxit
Oberkarbon bis Perm	„Prä-Karoo“/Südafrika	Laterit/Bauxit

Die oberkarbone bis permische „Prä-Karoo“- und die triassische „Intra-Karoo“-Einebnungsfläche treten in Westafrika nicht in Erscheinung (Tab. 2.1). Die jurassische „Gondwana“-Rumpffläche ist in Senegal als Inkordanz ausgebildet (Thomas, 1980). Die kontinentale Einebnungsfläche ist dort von marinen, dolomitischen Kalksteinen spätjurassisches Alters überlagert (Uchupi, 1989). Das Becken „Senegal“ ist der größte Bereich jurassischer, mariner Ingression in Nordwestafrika (Petters, 1991). In Guinea zeigt sich die jurassische Rumpffläche reliktsch als sogenannte „Labé-Fläche“ in 1100-1200 m ü. M. (Lamotte & Rougerie, 1961). In Sierra Leone ist diese Fläche im Zentrum des Landes auf 800 m ü. M. repräsentiert (Thomas, 1980).

Am Ende der Kreidezeit führt eine regionale Hebung von Westafrika zur Fossilisation großer intrakratonischer Landoberflächen (Wright et al., 1985). Diese sogenannte oberkretazische „Post-Gondwana“-Fläche (cf. King, 1962) ist auf dem Westafrikanischen Kraton schwer von der paläogenen „Afrikanischen“ Einebnungsfläche zu unterscheiden. Die „Post-Gondwana“-Fläche tritt in Guinea als sogenannte „Dongol Sigon“-Fläche und in Sierra Leone als sogenannte „Sula“-Fläche in Höhenlagen von

600 bis 850 m ü. M. in Erscheinung (Michel, 1973, Thomas, 1980).

Die „Afrikanische“ Rumpffläche bildet sich während eines sehr humiden Klimas und ist durch intensive Einebnungsprozesse unter Bildung von Bauxit gekennzeichnet. Die „Afrikanische“ Rumpffläche ist in den meisten Länder Westafrikas gut ausgebildet. Sie tritt auch im paläogeographisch nicht weit entfernten Surinam als „Sulamericana“ auf dem Guyana Schild (Nordost-Südamerika) deutlich in Erscheinung (Alvea, 1979). Die „Afrikanische“ Rumpffläche ist unter den lokalen Bezeichnungen „Fantofa“-Fläche in Guinea (Michel, 1973), „Main Plateau“-Fläche in Sierra Leone (Thomas, 1980) und in Elfenbeinküste als „Cuirasse Bauxitique“ (Grandin & Delvigne, 1969) beschrieben. Die Rumpfflächen sind in Höhen zwischen 400 und 500 m ü. M. anzutreffen.

Während des Oligozäns und Miozän wird die „Afrikanische“ Rumpffläche erodiert. Vermutlich im Pliozän kommt es wieder zu lokalen Einebnungsvorgängen (Thomas, 1980) In Elfenbeinküste und Sierra Leone sind die daraus entstehenden Rumpfflächen als „Cuirasse Ferrugineuse“ bekannt (Grandin & Delvigne, 1969; Grandin & Hayward, 1975). Die Einebnungsfläche ist auf 300 m ü. M. anzutreffen.

Im Quartär bilden sich unter einem überwiegend ariden Klima kolluviale und alluviale Sedimente, die durch lokale Erosions- und Verfüllungsereignisse charakterisiert sind (Thomas, 1994). Das Pleistozän in Westafrika hinterlässt während seiner interpluvialen Phasen mehrere Felsfußflächen („Glacis“). Im Landesinneren von Elfenbeinküste, Sierra Leone und Senegal sind drei interpluviale Stadien durch die Ausbildung eines Hoch-Glacis (~200 m ü. M.), Mittel-Glacis (~100 m ü. M.) und Tief-Glacis (~40 m ü. M.) nachgewiesen (Grandin & Delvigne, 1969; Thomas, 1980; Michel, 1973).

2.3.3 Bodenbildung und Eisenanreicherung in warm-humiden Klimaten

In Regionen mit warm-humiden Klimaten bilden sich durch intensive chemische Verwitterung sehr mächtige, lateritische Verwitterungsdecken. Laterit ist nach Schellmann (1982) als ein Produkt intensiver, subaerischer Gesteinsverwitterung definiert. Laterit besteht überwiegend aus Kaolin, Goethit, Hämatit, Gibbsite und Quarz. Das Verhältnis $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ eines Laterits muss kleiner sein als das des kaolinitisierten Ausgangsgesteins. Sehr verbreitet ist der Gebrauch des Begriffs Laterit für alle intensiv verwitterten, roten bis gelbbraunen Gesteine (McFarlane, 1976).

Der Prozess, der zur Bildung von Lateriten führt, ist die lateritische Verwitterung (oder Lateritisierung) unter tropischen, feuchten Klimabedingungen (Bardossy & Alvea, 1990). Während Laterite als Gesteine bestimmter Zusammensetzung definiert sind, bezeichnet der Begriff „Latosol“ eine Verwitterungsbeziehungswise Bodenbildung mit vertikalem Profilaufbau (Valeton, 1999).

Die Residualanreicherung von Eisen- und Aluminiumoxihydraten ist das Ergebnis des Vorherrschens chemischer Zersetzung gegenüber der mechanischen Zerkleinerung des Ausgangsgesteins. Hohe Niederschlagsmengen und geringe Reliefunterschiede in einem tropischen Klima führen zu einem starken Wasserdurchsatz des Gesteinskörpers und zur Auswaschung von Alkalien, Erdalkalien und Kieselsäure. Die meist abwärts gerichtete Fließrichtung des meteorischen Wassers führt zur Ausbildung eines vertikal gegliederten Latosols, an dessen Top im Bereich der stärksten Auswaschung der Laterit entsteht. Nach unten geht dieser in einen kaolinitischen Gesteinszersatz mit Primärgefügeerhaltung („Saprolith“) über. Unterhalb der Alterationsfront findet sich das unverwitterte Ausgangsgestein.

Latosole bilden sich bevorzugt in topographischer Tieflage in tektonisch ruhigen Phasen. Nach der paläogeographischen Situation lassen sich zwei Arten von Latosolen unterscheiden (Valeton, 1983):

- Latosole mit guter Vertikaldrainage bilden sich überwiegend auf kristallinen Rumpfflächen. Diese Bodenprofile liegen oft gekappt („truncated“) vor. Die Latosole zeigen meist keine laterale und nur eine geringe vertikale Gliederung. Die Verwitterungsdecken besitzen Mächtigkeiten bis zu mehreren hundert Metern, in denen Reliktgefüge und eine intensive Entkieselung vorherrschen. Neubildungsgefüge spielen eine untergeordnete Rolle. Der Grundwasserspiegel liegt meist sehr tief.
- Latosole mit extrem guter Vertikal- und Lateraldrainage treten in Küstenebenen auf. Die nur 20 bis 30 m mächtigen Bodenprofile, bei denen der Grundwasserspiegel sehr hoch liegt, zeigen eine gute vertikale Gliederung in Bodenhorizonte und oft eine laterale Faziesdifferenzierung.

Die „klassische“ lateritische Horizontabfolge ist somit in den Latosolen mit extrem guter Vertikaldrainage am besten ausgebildet. An einem idealisierten Latosolprofil möchte ich die verschiedenen Horizonte kurz beschreiben (Abb. 2.15).

Die Basis eines solchen Profils ist von frischem Ausgangsgestein (C-Horizont) gebildet. Das lateritische Bodenprofil kann sich prinzipiell auf allen Gesteinstypen entwickeln. Zu den Ausgangsgesteinen sind auch – wie im Untersuchungsgebiet von Süd-Elfenbeinküste – unverfestigte, klastische und tonreiche Sedimente zu zählen.

Im B/C-Übergangshorizont (Verwitterungsfront) kommt es zu einer Teilverwitterung der Silikate. Es herrschen Reliktgefüge vor. Der B_r-Horizont führt, durch den mehr oder weniger vollständigen Zersatz instabiler silikatischer Minerale, überwiegend die Schichtsilikate Kaolin oder Smektit sowie Quarz. In dieser als Saprolith bezeichneten Zone treten Reliktgefüge und Mineralneubildungsgefüge auf.

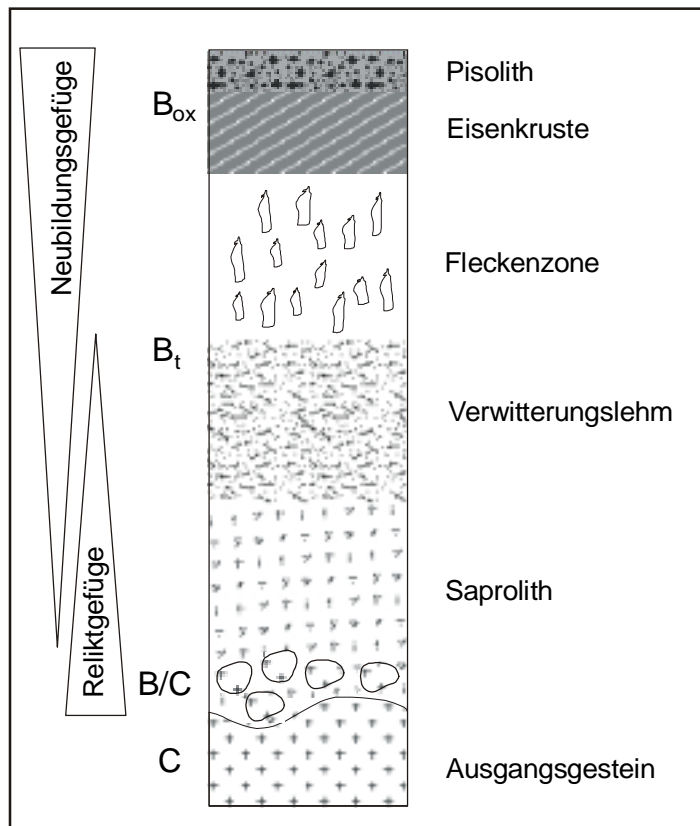


Abb. 2.15: Idealisierte Zonierung eines lateritischen Bodenprofils. Umgezeichnet nach Valetton (1983) und Nahon (1986).

Während der untere Bereich des B_t -Horizonts oft einen mehr oder weniger homogenen Verwitterungslehm führt, kann der obere Bereich eine Fleckenzone beinhalten. Die Fleckenzone ist der Bereich, der zeitweise über der Grundwasseroberfläche liegt. Kleinräumige Oxidationspotentialdifferenzen bewirken dort eine kurzzeitige Mobilisierung von Eisen im Millimeterbereich (Nahon, 1986). Das Eisen reichert sich durch ständige Wiederholung dieses Vorgangs als farbige Flecken (mottles) in einer gebleichten, kaolinitischen Matrix an. Pedoturbation führt in den lockeren, eisenverarmten Bereichen zur Bildung von röhrenförmigen Hohlräumen.

Darauf folgt im B_{ox} -Horizont ein Neubildungsgefüge aus „pseudokonglomeratischen“ Konkretionen („Pisolith“). In diesem bis zu mehreren Metern mächtigen Horizont kommt es zur eigentlichen Anreicherung von Eisen. Ursache dieser Eisenanreicherung ist eine schrittweise, deszendente Verlagerung von Eisen durch Desintegration des Bodenhorizontes im obersten Bereich (Nahon, 1986). Somit ist der B_{ox} -Horizont in einem ständigen Prozess der Auflösung (oben) und Neubildung (unten) bei gleichzeitiger Tieferlegung der Geländeoberfläche (Boulangé & Millot, 1988). Während diesem Prozeß entsteht sukzessive ein konkretionäres, pisolithisches Gefüge.

Unter warm-humiden, äquatorialen Klimabedingungen (25°C , >1800 mm/a Niederschlag) bilden sich im B_{ox} -Horizont Bauxite. In tropischen Klimaten mit ausgeprägten Trockenzeiten (30°C , 1300 - 1700 mm/a Niederschlag) entwickeln sich aluminiumarme Laterite (Tardy et al., 1991). Die Mobilisation der Elemente erfolgt in einem weich-plastischen, wassergesättigten Zustand. Unter humiden Klimabedingungen gebildete Böden erhärten durch Austrocknung während zunehmender Aridität. Dadurch bilden sich im B_{ox} -Horizont Eisenkrusten („Duricrusts“, „Ferricretes“). Durch die Abholzung von Waldgebieten kann sich in Folge der Austrocknung aus ursprünglich weichen Lateriten in 40 bis 50 Jahren eine 1 m mächtige Eisenkruste entwickeln (Bardossy & Alvea, 1990).

Exogene Eisenanreicherungen sind jedoch nicht nur auf *in situ*-Bildungen beziehungsweise auf Residualanreicherungen beschränkt. Eisenkrusten, die im Sedimentpaket in mehreren Stockwerken auftreten und nicht in direkter Verbindung mit einem lateritischen Verwitterungsprofil stehen, lassen sich nur mit einer lateralen Zufuhr des Eisen erklären (Millot, 1982). Bei diesem Prozeß entstehen „eisenimprägnierte Sedimente“ (Schwarz, 1992). Darunter sind siliziklastische Sedimente verschiedenster Korngrößen zu verstehen, die durch Eisenoxihydrate zementiert sind. In Elfenbeinküste werden die eisenimprägnierten Sedimente in mittel- bis grobsandiger Ausbildung als „Grès de Bingerville“ bezeichnet (Leneuf, 1968). Die intraformatiellen, nicht in Verbindung mit der Paläolandoberfläche stehenden, Eisenanreicherungen werden als „Eisenbänder“ bezeichnet (Germann et al., 1990).

Zur Eisenausscheidung kommt es bevorzugt in morphologischen Tieflagen, wie zum Beispiel in fossilen Tälern. Diese können heute durch Reliefinversion als Erhebungen vorliegen (Thomas, 1994). Das Eisen kann dabei aus lateritisch verwitternden Gesteinen in höheren Lagen stammen. Neben dieser „primären“ Herkunft kann das Eisen auch durch Podsolisierung, das heißt durch die Abfuhr des, an organische Komplexe gebundene Eisens von Sedimenten freigesetzt werden. Durch diesen Prozeß entstehen eisenverarmte Podsole („weiße Sande“). Neben der lateralen Zufuhr werden auch azendent gerichtete Prozesse zur Eisenanreicherung diskutiert. Aufsteigende Eisenzufuhr ist dann wahrscheinlich, wenn die Eisenkrusten oberhalb eines hellen Saprolith-Horizontes liegen (Mann, 1984).

Oolithische Eisensteine bilden eine weitere Gruppe der Eisenanreicherungen. Die Ooide können aus berthieroiden, goethitischen, hämatitischen, phosphatischen und kaolinitischen Phasen aufgebaut sein. Meist finden sich in der Matrix der Oolithe eine marine Fauna.

Obwohl die Erforschungsgeschichte von eisenreichen Oolithen bis in das letzte Jahrhundert reicht, gibt es bis heute keine einhellig akzeptierte Theorie, welche die Bildung dieser Eisenanreicherung erklärt (vgl. Young & Taylor, 1989). Verschiedene Entstehungsmodelle im marinen Milieu, wie die epigenetische Umwandlung aus Karbonatooiden, in situ Bildung von Mikrokonkretionen oder mechanische Anlagerung von Tonpartikel nach dem „Schneeballprinzip“ sind jeweils an gut dokumentierten Proben nachgewiesen (vgl. Young, 1989). Die Ooide können auch pedogen während der Ausbildung eines Latosols entstanden und dann in den marinen Ablagerungsraum transportiert worden sein.

Einigkeit besteht darüber, dass in Zeiträumen mit einem hohen Meeresspiegelstand, in Verbindung mit einem eingeebneten Hinterland, auf dem lateritische Verwitterungsbedingungen herrschen, die Bildung von Eisenooiden im Küstenbereich verstärkt auftritt (Van Houten, 1989). Wenn sich auch diese Faktoren begünstigend auf die Entstehung von eisenreichen Ooiden auswirken, so sind sie jedoch nicht zwingend notwendig.

Eine sedimentäre Form der Eisenanreicherungen sind Umlagerungsprodukte älterer Laterite. Diese werden von Millot (1967) als „Facies Sidérolitique“ und von Goldbery (1982) als „Laterite derivative facies (LDF)“ bezeichnet. Die klastischen Sedimente lassen sich durch das Auftreten von Komponenten mit unterschiedlichen Internstrukturen (Korngröße, Mineralzusammensetzung) von den „autochthonen“ Eisenanreicherungen abgrenzen (Valeton, 1983).

Durch die unterschiedlichen Anreicherungsprozesse lassen sich die Eisenanreicherungen generell in drei genetische Klassen unterscheiden:

- Lateritische, residuale Bildungen („konkretionäre Eisenkrusten“, oolithische Eisensteine)
- Eisenanreicherungen innerhalb des Sedimentpakets („eisenimprägnierte Sedimente“, „Eisenbänder“, oolithische Eisensteine)
- mechanische Anreicherungen („lateritderivate Fazies“, oolithische Eisensteine)

Die genetische Klassifikation ist jedoch problematisch. Die allochthone, lateritderivate Fazies unterscheidet sich anhand der oben genannten Eigenschaften leicht von pseudokonglomeratischen Eisenkrusten oder von breckzierten Eisenbändern. Dagegen stößt die Abgrenzung von residualen und lateral transportierten Eisenanreicherungen auf Schwierigkeiten. Eine residuale Eisenanreicherung durch lateritische Bodenbildung lässt sich nur mit Sicherheit bei dem Auftreten einer erkennbaren Paläooberfläche und/oder dem Vorhandensein eines Saprolith-Horizonts nachweisen. Bei den oolithischen Eisensteinen ist eine genetische Klassifikation aus den oben angeführten Darstellungen recht problematisch. Eisenimprägnierte Sedimente lassen sich daran erkennen, dass zwar eine Eisenanreicherung, jedoch keine Reorganisation der Eisenoxihydrate in Form von konkretionären Neubildungen stattgefunden haben (Schwarz, 1992). Somit beinhaltet die deskriptive Beschreibung auch eine genetische Unterscheidung. Vorsicht ist jedoch in Fällen angebracht, bei denen bereits primär konkretionsreiche oder peloidreiche Sedimente durch laterale (?) Eisenzufuhr in Eisenbänder umgewandelt werden und das primäre Gefüge erhalten bleibt.

Aus Gründen der Übersichtlichkeit klassifiziere ich die verschiedenen Eisenanreicherungen rein deskriptiv nach ihrem Gefüge und ihren Erscheinungsformen in den nachfolgenden Beschreibungen der Faziestypen und der Profilbeschreibungen (Kap. 4.1). Eisenreiche, verfestigte Sedimente, die mehr als 15 Gew.% Eisen enthalten, sind nach dem Vorschlag von Kimberley (in Young & Taylor, 1989) als Eisensteine bezeichnet. Diesem Ausdruck ist der Name der Hauptkomponente vorangestellt, so dass zum Beispiel die Begriffe Toneisenstein, Mittelsandeisenstein, Eisenkonglomerat oder Peloideseisenstein gebildet werden.

3. Methodik

3.1 Vorgehensweise bei der Geländearbeit

Während des Zeitraums Februar bis Juni 1998 und Mai bis Juni 1999 führte ich in Süd-Elfenbeinküste die Geländearbeit durch. Der Geländeaufenthalt gliederte sich in zwei Abschnitte. (1) Im randlichen „Côte d'Ivoire“-Becken nahm ich entlang einer ungefähr 300 km langen West-Ost-Traverse sedimentologische Profile auf und führte eine Beprobung der potentiellen Liefergesteine im angrenzenden Hinterland des Beckens durch. (2) In der Präfektur Grand-Lahou, ungefähr 120 km westlich der wirtschaftlichen Hautstadt Abidjan gelegen, bearbeitete ich die Goldvorkommen „Belle Ville“ und „Doualabougou“.

Geländearbeit im Bereich des sedimentären Beckens

Die Aufnahme und Beprobung von tertiären Sedimenten des „Côte d'Ivoire“-Beckens führte ich von der ghanesischen Grenze im Osten bis zur westlichen Begrenzung des Beckens nahe der Stadt Sassandra durch. Die Aufschlussverhältnisse sind in der Küstenregion von Elfenbeinküste recht schlecht. In frischen Aufschlüssen bildet sich schon nach wenigen Monaten eine eisenreiche Kruste aus. Eine sedimentologische Ansprache ist somit erschwert. Gute Aufschlüsse bieten Sandgruben, die sich in der Nähe jeder größeren Stadt befinden. Sie zeigen die Sedimente in einigermaßen frischem Zustand. Straßenaufschlüsse, vor allem die der 1994 fertiggestellten Küstenstraße, bieten weitere, jedoch schon stark alterierte Profile. Abseits von Straßen und Sandgruben sind gute Aufschlüsse sehr selten anzutreffen. Eine Ausnahme bildet die Kliffküste in der Nähe der Stadt Fresco im westlichen Beckenbereich. Andere Bereiche der steilen Küste im Westen, wie auch die in die Sedimente eingeschnittene Täler, sind überwiegend von Verwitterungsschutt bedeckt. Insgesamt nahm ich 65 Profile nach lithologischen und sedimentologischen Gesichtspunkten auf, von denen jedoch nur wenige mächtiger als 10 Meter sind. Neben der sedimentologischen Aufnahme beprobte ich die meist unverfestigten Sedimente für die Schwermineralanalyse. Im Laboratorium der PETROCI (Société Nationale d'Opérations Pétrolières) beprobte ich Spülproben einer 2280 m tiefen Bohrung, die bei Grand-Lahou niedergebracht wurde. Aus dieser Region konnte ich auch 6 Grundwasserbohrungen aufnehmen.

Ein Vergleich der Schwermineralführung von Sedimenten und Gesteinen des Basements soll zur Ermittlung der Provenanz der Ablagerungen dienen. Zu diesem Zweck beprobte ich Gesteine der verschiedenen lithologischen Provinzen im Hinterland des Beckens. Dabei versuchte ich, sowohl möglichst frische Gesteine als auch deren Verwitterungsbildungen aufzunehmen, um die Veränderung der Schwermineralführung durch Alteration abzuschätzen.

Geländearbeit im Bereich der Goldvorkommen

Die Geländearbeit an den Goldvorkommen in der Region Grand-Lahou beinhaltete die Beprobung der geologischen Einheiten des Basements und die Aufnahme der goldführenden Sedimente. Für die Gesteinsansprache griff ich überwiegend auf Schürfungen zurück, die von einheimischen Goldgräbern angelegt wurden. In „Doualabougou“ wird überwiegend die Primärmineralisation ausgebeutet, während im nahe gelegenen „Belle Ville“ sich die manuelle Abbautätigkeit auf goldführende Sedimente konzentriert. Die alterierten, kristallinen Gesteine sind in handgegrabenen Stollen und Brunnen bis in eine Tiefe von 15 m aufgeschlossen. In „Belle Ville“ finden sich selten ältere Baggerschürfe, die von einer früheren Prospektionsphase zeugen. Die goldführenden Sedimente nahm ich während der Schürfung der Goldgräber auf, so dass die Ansprache frischer Sedimente möglich war. Begleitet wurde ich von zwei einheimischen Goldgräbern, die mir halfen, die Sedimente durch das Waschen mit einer Kalebasse („panning“) auf ihre Goldführung zu überprüfen. Zum Teil legten wir auch eigene Handschürfe an, um laterale Variationen der Sedimente und Verwitterungsprofile aufzunehmen. Insgesamt nahm ich im Bereich der Goldvorkommen 26 Profile auf.

3.2 Rekonstruktion des Ablagerungsraums

Anfertigung der Profile

Für die Anfertigung der Profile des nördlichen Beckens erstelle ich 17 Lithofaziestypen, in die alle Sedimente eingeordnet sind. Die Grundlage der Klassifikation ist die Korngröße und die Hauptkomponenten, sowie weitere Merkmale, die in die Kurzbezeichnung eingehen (Kap. 4.1.1) Die aussagekräftigsten sedimentären Abfolgen sind unter Verwendung der Lithofaziestypen in Kap. 4.1.2 dargestellt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit unterteile ich das nördliche Becken in vier Profilmereiche, deren sedimentäre Abfolgen generelle Gemeinsamkeiten aufweisen. Diese Profilmereiche sind jeweils in einen nördlichen Teil, der direkt das Basement überlagert, und einen südlichen, küstennahen Teil gegliedert.

Faziesanalyse

Unter Berücksichtigung der lateralen Faziesvariationen erstelle ich eine synthetisierte vertikale Abfolge der tertiären Sedimente des Profilbereichs II, von dem die meisten Daten vorliegen. An diesem Profil rekonstruiere ich den Ablagerungsraum der Lithofaziestypen. Dies schließt die Interpretation der Sedimentationsprozesse, die Verwitterungsbildungen und deren Umlagerungen ein. Anhand der Ablagerungsprozesse konstruiere ich eine Kurve von relativen Meeresspiegelständen, die ich mit regionalen Meeresspiegelschwankungen vergleiche. Die Profile der anderen Profilbereiche korreliere ich über die laterale Beckenerstreckung mit der synthetisierten Abfolge. Für zwei Zeitscheiben rekonstruiere ich daraus den Beckenrand.

3.3 Schwermineralanalyse

Das heutige, und vermutlich auch während der Ablagerung der Sedimente vorherrschende, humitropische Klima in Süd-Elfenbeinküste führt durch die starke Verwitterung zu chemisch sehr reifen Sedimenten. Quarz, Kaolin und Eisenoxihydrate bilden die Hauptbestandteile der klastischen Ablagerungen. Feldspäte und Gesteinsbruchstücke treten in der Regel in den tertiären, landfesten Sedimenten nicht auf.

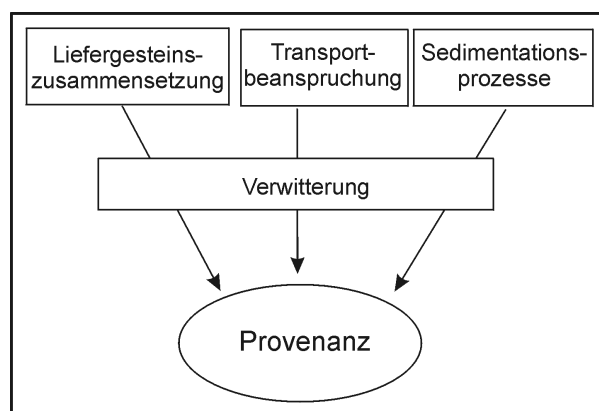


Abb. 3.1: Der Begriff der Provenanz.

Um Aussagen über die Provenanz der siliziklastischen Komponenten zu ermöglichen, wende ich die Methode der Schwermineralanalyse an. Ich vergleiche die Schwermineralzusammensetzung der Sedimente mit der Schwermineralführung potentieller Liefergesteine. Die Untersuchung der Provenanz beinhaltet aber nicht nur die Rekonstruktion der Liefergesteinslithologie, sondern auch die Transport- und Sedimentationsbedingungen des Detritus (Abb. 3.1). Die Verwitterung, die sich auf die Liefergesteine vor der Erosion und auf die Erosionsprodukte während des Transports und nach der Sedimentation auswirkt, beeinflusst die verschiedenen Schwerminerale in unterschiedlichem Maße.

Viele Schwermineralarten sind beständiger gegen chemische Lösung und physikalische Abrasion als Lithoklasten, Feldspäte und zum Teil auch Quarz. Eine gezielte Untersuchung der Schwerminerale lässt somit in alterierten Sedimenten differenziertere Aussagen über deren Herkunft zu. Schwerminerale sind definitionsgemäß Minerale, deren spezifisches Gewicht größer als $2,89 \text{ g/cm}^3$ ist. Ihr Anteil an dem gesamten Komponentenspektrum von Sedimenten liegt meist im Promillebereich. Die Proben müssen daher aufbereitet und die Schwerminerale angereichert werden. Für den praktischen Teil der Schwermineralanalyse wie Probenaufbereitung und Mineralbestimmung finden sich bei Boenigk (1973) ausführliche Anleitungen. In Abbildung 3.2 sind die durchgeführten Untersuchungen an den Schwermineralen dargestellt. Die für die Schwermineralaufbereitung notwendigen Laboreinrichtungen konnte ich am Geographischen Institut der Universität Stuttgart benützen.

Schwermineralaufbereitung

Die Aufbereitung der Sedimente und ihrer potentiellen Liefergesteine für die Schwermineralanalyse erfolgt in mehreren Schritten. Der Weg der Aufbereitung ist in Abbildung 3.3 dargestellt und soll hier kurz beschrieben werden.

Die Sedimente liegen meist unverfestigt vor, so dass ich auf eine mechanische Zerkleinerung verzichten konnte. Alterierte Gesteine des Hinterlands zerfallen nach einem mehrtägigen Aufenthalt im Wasserbad. Frische Gesteinsproben zerkleinerte ich mit einem Backenbrecher auf die maximale Korngröße von 1 mm. Anschließend behandelte ich die Proben 10 min im Ultraschallbad, um den Siltanteil möglichst vollständig zu dispergieren. Durch Sieben und Schlämmen extrahierte ich die Korngrößenfraktion von 63 bis $200 \mu\text{m}$ (Feinsand-Bereich). Durch Auswertung der Schwerminerale über einen Größenbereich von knapp 2 phi können primäre Größenvariationen zwischen verschiedenen Schwermineralarten weitgehend ausgeschlossen werden. Auch die Auswirkungen von Sortierungsprozessen während der Sedimentation lassen sich dadurch gering halten (vgl. Kap. 4.3.2).

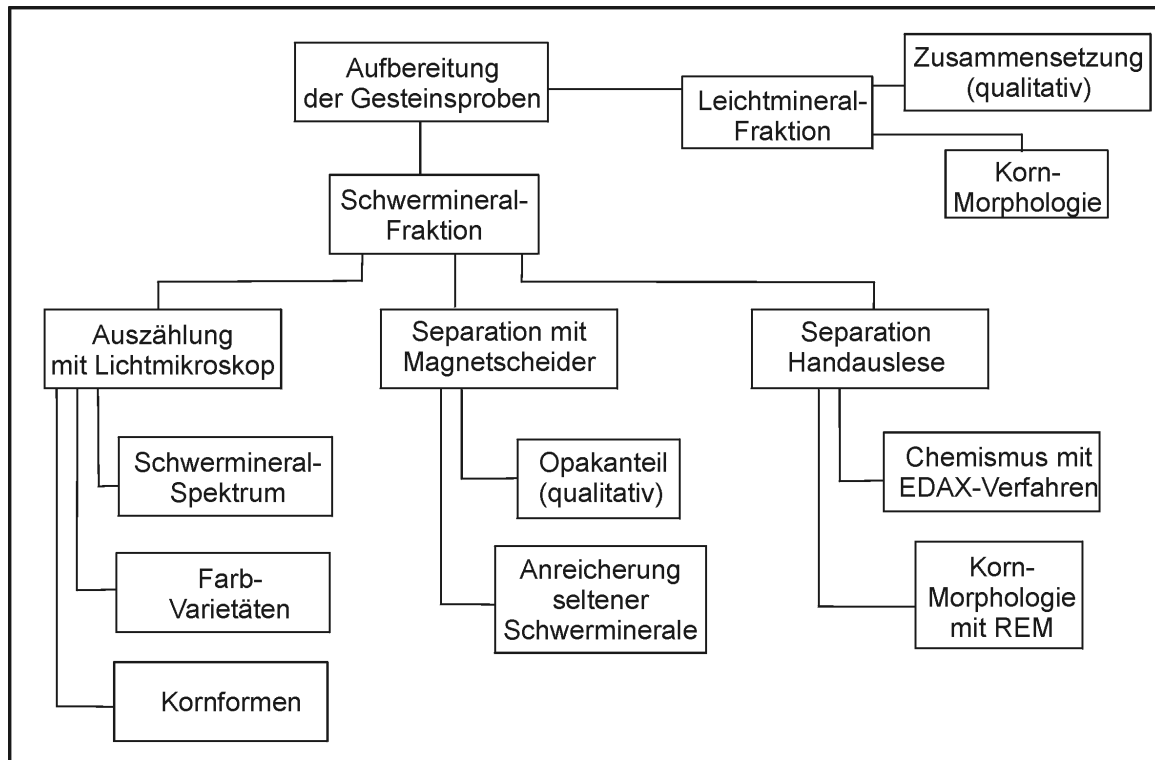


Abb. 3.2: Durchgeführte Untersuchungen an Schwermineralen.

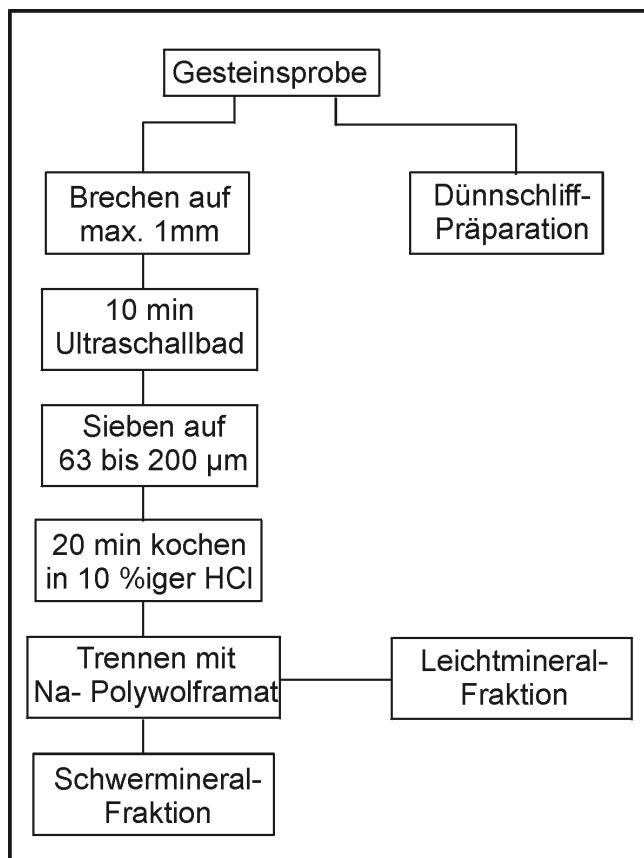


Abb. 3.3: Weg der Schwermineralaufbereitung

Durch das Kochen der Proben in 10 %iger Salzsäure löste ich Kornüberzüge aus Eisenoxihydraten, welche die Mineralbestimmung erschweren. Proben, die eine starke, sekundäre Eisenanreicherung führen, kochte ich in 20 %iger Salzsäure. Eine vollständige Zerstörung von eisenreichen Komponenten gelang meist nicht, so dass diese im fertigen Schwermineralpräparat oft über 95 % Anteil besitzen können. Selten auftretende karbonatische Zemente und karbonatische Komponenten, die für die Schwerentrennungsflüssigkeit schädlich sind, werden beim Kochen mit Salzsäure ebenfalls gelöst. Diese Bestandteile sind für die Schwermineralanalyse nicht diagnostisch. Ein Nachteil des Kochens mit verdünnter Salzsäure ist jedoch die Zerstörung von Apatit und das Anlösen von Fe-reichem Olivin.

Wie die Begutachtung weniger, nicht gekochter Proben zeigt, sind diese Schwerminerale in den eisenreichen Sedimenten nicht vorhanden. Frische Proben des Basements, die ich mit dem Backenbrecher zerkleinerte, mussten nicht gekocht werden. Nach Waschen mit deionisiertem Wasser und Trocknen der Feinsand-Proben kann man mit der Schwermineraltrennung beginnen.

Die Schwermineraltrennung führte ich mit Natrium-Polywolframat durch. Vor- und Nachteile von Na-Polywolframat gegenüber dem früher gebräuchlichen Bromoform sind in Tab. 3.1 aufgeführt. Weitere Informationen über Natrium-Polywolframat finden sich bei Callahan (1987).

5 bis maximal 10 g Probenmenge bringt man in einen mit Na-Polywolframat-Lösung (eingestellt auf die Dichte von 2,89 g/cm³) gefüllten Scheidetrichter. Während mehrerer Stunden Wartezeit sinkt die Schwermineralfraktion auf den Boden des Scheidetrichters. Die Schwermineralfraktion lässt man nun durch einen Drehhahn ab und wäscht sie dann mit deionisiertem Wasser aus. Die Schwerer trennungsfähigkeit lässt sich nun durch Verdampfen des deionisierten Wassers im Trockenschrank wiedergewinnen und kann für neue Trennungen verwendet werden. Die Schwermineralfraktion bettete ich als Streupräparat in das Einbettungsmittel Meltmount (n = 1,704).

Tab. 3.1: Gegenüberstellung von Na-Polywolframat und Bromoform

	Na-Polywolframat	Bromoform
Formel	H ₂ Na ₆ O ₄₀ W ₁₂	CHBr ₃
Dichte	1,0-3,3 g/cm ³	2,84-2,89 g/cm ³
Lösungsmittel	deionisiertes H ₂ O	Methanol/Aceton
Viskosität	hoch	niedrig
Flüchtigkeit	nicht flüchtig	stark flüchtig
Toxizität	minder giftig	Dämpfe stark giftig
Wiederverwertung	Waschen mit deionisiertem H ₂ O	schwierig, oft nicht gebräuchlich
Verbrauch pro Probe	±2 ml	6-10 ml
Preis	1600 DM/l	250 DM/l + hohe Entsorgungskosten

Auszählung

Die Auszählung der Schwermineralpräparate führte ich mit einem Durchlichtmikroskop mit hoher Vergrößerungsmöglichkeit durch. Ich verwendete die bei Mange & Maurer (1991) beschriebene Bänderzählmethode. Hierfür werden alle Körner in einer zuvor festgelegten Bandbreite gezählt. Mindestens 200 Körner, nach Möglichkeit 300 Körner, wertete ich je Probe aus.

Der Anteil opaker Minerale konnte durchlichtmikroskopisch nicht bestimmt werden, da sich die „echten“ opaken Minerale (im wesentlichen Magnetit und Ilmenit) von den Eisenoxihydraten, die als nicht transparente Aggregate auftreten, nicht unterscheiden lassen. Der Anteil an opaken Schwermineralen ermittelte ich daher nach der Magnetscheidung qualitativ. Sie sind meist in geringen Gehalten vertreten. Ihr prozentueller Anteil ist für die Interpretation nicht von Bedeutung.

Die Schwermineralfraktion bettete ich in einen Kunstharz (Meltmount) von hoher Lichtbrechung (n = 1,704) ein. Dadurch lässt sich der Winkel der Totalreflexion an den meist hochlichtbrechenden Mineralkörnern verringern; es lässt sich besser in das Mineral „hineinsehen“. Zudem kann man durch die relativen Lichtbrechungsunterschiede der Minerale zum Einbettungsmittel bereits eine Vorauswahl treffen.

Farbliche Varietäten und unterschiedliche Kornformen einzelner Schwermineralphasen zählte ich ebenfalls aus. Bei allen Schwermineralen unterschied ich die Rundungsgrade eckig, abgerundet und rund. Die Bewertung der Farbe ging bei Schwermineralen, die eine variable Farbführung besitzen, durch die Zuordnung zu den Farben gelb, rot, grün, braun, grau und blau ein. Schwerminerale, bei denen diese Untersuchung sinnvoll ist, beziehungsweise bei denen anhand der verschiedenen Eigenschaften unterscheidbare Gruppierungen auftreten, sind Zirkon und Turmalin. Bei diesen Gruppen berücksichtigte ich mindestens je 100 Körner, nach Möglichkeit bis zu 200 Körner.

Fehlerbetrachtung:

Boenigk (1983) hält eine Auszählung von 100 Körnern für ausreichend genau und gibt einer engständigen Beprobung den Vorzug vor hohen statistischen Genauigkeiten von Einzelproben. Andere Autoren (Mange & Maurer, 1991; Nechaev & Isphording, 1993) empfehlen die Auszählung von 200 Körnern, um auch seltener auftretende Phasen zu erfassen. Die zu erwartenden Fehler bei einer Auszählung von 200 bis 300 Körnern liegen bei 10%iger Häufigkeit eines Korntyps bei 4% bis 4,5% Fehler und bei 40%iger Häufigkeit bei 5,8% bis 7% (Pettijohn et al., 1987). Diese theoretischen Werte beziehen sich auf die Fehler bei der Auszählung von Dünnschliffen. Um die Fehler bei der Auswertung der Schwermineralpräparate abzuschätzen, zählte ich zwei Proben je fünfmal aus (Tab. 3.2). Diese Auszählung verteilte ich über den gesamten Untersuchungszeitraum.

Die praktisch ermittelten Fehler der Schwermineral-Auszählung liegen deutlich unterhalb der theoretischen Werte. Dies liegt an der zuverlässigen Bestimmung von eindeutig identifizierbaren Schwermineralen in einem Körnerpräparat. Dagegen sind Körner in einem kompakten Gestein oft mehrdeutig und führen stärkere Korngrößenvariationen (von Eynatten, 1996). Der praktisch ermittelte Fehler ist bei den Turmalinvarietäten ungefähr gleich groß, zum Teil auch größer als der theoretische Wert. Die subjektive, nicht eindeutige Einschätzung von Farbe und Kornform liegt wohl diesem höheren Fehler zugrunde.

Tab. 3.2: Mittelwert m und mittlerer Fehler $2s$ der ausgezählten Schwerminerale (~300 Körner/Probe und Auszählung) und der Turmalinvarietäten (~ 200 Körner/Probe und Auszählung) in Kornprozenten von zwei Proben mit je 5 Auszählungen ($n=5$). Standardabweichung $s=\sqrt{[\sum(x-m)^2]/(n-1)}$. T: Turmalin, Z: Zirkon, R: Rutil, St: Staurolith, D: Disthen, Si: Sillimanit, E: Epidot, An: Andalusit, Tro: Turmalin rot, Tg: Turmalin grün, Tb: Turmalin braun, Tgb: Turmalin grau und blau Te: Turmalin eckig, Ta: Turmalin angerundet, Tru: Turmalin rund.

Probe		T	Z	R	St	D	Si	E	An	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru
Ma 3	m	15,5	25,7	1,3	55,0	1,1	0,0	0,3	1,0	39,9	16,5	35,2	8,4	1,5	97,0	1,4
	2s	2,8	3,2	0,8	4,6	0,6	0,0	0,5	0,9	6,8	6,7	4,7	5,6	1,2	2,5	1,1
Eb 4	m	17,5	18,1	15,9	34,2	15,4	0,0	0,0	0,0	31,0	5,4	53,5	10,5	12,0	75,6	12,5
	2s	3,5	2,8	2,5	6,6	5,0	0,0	0,0	0,0	7,7	3,5	7,0	2,7	5,7	9,5	9,8

Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralen

Mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) untersuchte ich die Schwerminerale bezüglich ihrer Kornformen. Anhand der Ätzformen der Schwerminerale in Gesteinen des Hinterlands konnte ich auf deren Verwitterungsanfälligkeit schließen. Die Unterscheidung von mechanischer Rundung und chemischer Ätzung detritischer Körner unterstützte die Klassifizierung der, durch das Lichtmikroskop gewonnene, Rundungsgrade. Bei überwiegend angeätzt vorliegenden Körnern konnte ich Grenzen der Aussagekraft des Rundungsgrades aufzeigen. Die Analyse der Kornmorphologie führte ich mit Kohlenstoff-bedampften Proben durch, um die Identifikation der Minerale stets zu gewährleisten. Diese Untersuchungen führte ich auch an Leichtmineralen (Quarz und Feldspat) durch.

Geochemische Untersuchungen an Schwermineralen

An den Schwermineralen Staurolith, Turmalin, Granat und Pyroxen führte ich die Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung mittels energiedispersiver Röntgenspektroskopie (EDAX) durch. Die betreffenden Schwerminerale las ich aus lose ausgestreuten Präparaten unter dem Binokular-Mikroskop mit einer Präparationsnadel aus. Die Körner klebte ich mit doppelseitigem Kohlenstoff-Klebestreifen auf Probenteller für das Rasterelektronenmikroskop (REM). Die Schwerminerale analysierte ich auf die Elemente Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, V, Cr, Fe und Zn. Jede Messung führte ich über eine Dauer von 100 s bei 15 kV durch. Ich berechnete die Gewichtsprozente (Gew.%) der Oxide, die auf 100% normiert sind.

Fehlerbetrachtung

Vom Hersteller werden die Fehlergrenzen des nicht standardisierten, „halbquantitativen“ EDAX-Verfahrens auf $\pm 10\%$ angegeben. Bei großen Differenzen im Atomgewicht analysierter Elemente können noch größere Fehler auftreten. Um den Fehler meiner Einzelkornmessungen abzuschätzen, analysierte ich während den Messkampagnen einen Olivin-Standard, ein Turmalinkorn und ein Staurolithkorn mehrfach und berechnete den mittleren Fehler (Tab. 3.3).

Tab. 3.3: Mittelwert m und mittlerer Fehler $2s$ der analysierten Elemente in Gewichtsprozenten der Oxide von einem Standard und zwei Einzelkörner mit je 10 Messungen ($n=10$). Standardabweichung $s=\sqrt{[\sum(x-m)^2]/(n-1)}$.

Mineral	Gew.%	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	NiO	ZnO
Turmalin	m	1,84	8,25	39,71	41,75	0,08	0,58	0,81	-	6,98	-	-
	2s	1,04	0,78	0,91	1,54	0,06	0,13	0,24	-	1,49	-	-
Staurolith	m	-	2,80	56,26	27,58	-	-	0,31	0,24	12,70	-	0,10
	2s	-	0,14	0,73	2,16	-	-	0,23	0,04	2,55	-	0,04
Olivin-Standard	m	-	50,70	-	38,62	-	0,11	-	0,16	10,17	0,24	-
	2s	-	1,40	-	0,98	-	0,04	-	0,05	0,57	0,10	-
Herstellerangabe			48,36	-	40,60	-	0,11	-	0,12	11,01	0,38	-

Die Abweichungen der Mittelwerte gemessener Gehalte des Olivin-Standards von den wahren Gehalten (nach Herstellerangabe) liegen meist innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen des Geräts. Bei Oxiden mit Gehalten von deutlich über 10 Gew.% (MgO, SiO₂) konnte ich Fehlergrenzen von ungefähr 5% erreichen. Dagegen weichen Oxide, die Gehalte von weniger als 1 Gew.% erreichen (MnO, NiO), um bis zu 50% vom wahren Gehalt ab. Bei Oxiden im Bereich von 10 Gew.% (FeO) stellt sich eine relative Abweichung von ungefähr 10% vom wahren Gehalt ein.

Innerhalb der einzelnen Messungen zeigen sich Abweichungen mit einem mittleren Fehler $2s$ von maximal 2,55. Aus dem mittleren Fehler ergibt sich ein relativer Fehler von $\pm 15\%$ bis knapp $\pm 30\%$ bei

Elementoxidgehalten bis zu wenigen Gewichtsprozenten (Na_2O , K_2O , CaO , MnO , NiO , ZnO). Bei Oxiden mit mehreren Zehner Gewichtsprozenten reduziert sich der Fehler auf $< \pm 5\%$ (MgO , Al_2O_3 , SiO_2).

Für die, in dieser Arbeit verwendeten Darstellungen von Verhältnissen der Hauptelementgehalte sind die beobachteten Fehlergrenzen hinreichend genau. Aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichte ich in den Diagrammen auf Fehlerbalken.

3.4 Untersuchungen an goldführenden Gesteinen

Aufgrund der starken Alteration der goldführenden Gesteine ist die Untersuchung des Goldvorkommens auf Verwitterungsbildungen und auf sehr selten zu findende, frische Gesteine beschränkt. Feste Gesteine untersuchte ich mit der Methode der Dünnschliffmikroskopie und dem REM mit EDAX-Verfahren. An unverwitterten Mineralen alterierter Gesteine analysierte ich Goldkörner und goldführende Quarzgänge.

Geochemische Analysen an Goldkörnern

Die chemische Zusammensetzung des Goldes untersuchte ich an anpolierten Präparaten mittels wellendispersiver Röntgenspektroskopie (WDX). Ich analysierte das Gold frischer und alterierter Quarzgänge sowie detritisches Freigold auf die Elemente Au, Ag, Hg, Cu, Bi, Te und Sb. Es lagen nur die Elemente Au und Ag überhalb der Nachweisgrenze vor. Diese Elemente standardisierte ich an metallischen Standards (Tab. 3.4). Die Messungen führte ich bei 20 kV und 20 nA durch. Mehrfache Messungen der Standards ergaben Abweichungen $< 1\%$, so dass auch bei den Analysen von diesen Fehlergrenzen auszugehen ist.

Tab. 3.4: Standards und Messbedingungen für Analyse der Goldkörner

Element	Standard	Spektrometer	Peak	Steigung	Beginn	Ende
Au	Au	PET	$M\alpha$ 66800	-	-1000	+1000
Ag	Ag	PET	$L\alpha$ 47500	-	-700	+700
Hg	HgI_2	LLIF	$L\alpha$ 30800	1,00	-800	-
Bi	BiTe	LLIF	$L\alpha$ 28400	1,11	-	+600
Cu	Cu	LIF	$K\alpha$ 38200	1,16	-	+800
Te	BiTe	LPET	$L\alpha$ 37600	1,06	-	+800
Sb	InSb	LPET	$L\alpha$ 39300	0,98	-600	-

Die Morphologie der Goldkörner untersuchte ich mit Hilfe des REM. Hierfür klebte ich die Körner lediglich auf Probenhalter. Aufgrund der Leitfähigkeit erübrigt sich eine Bedampfung. An morphologischen Eigenschaften dokumentierte ich primäre Merkmale, sekundäre Veränderungen (Ätzung und Wiederausfällung) und mechanische Abrasionsspuren.

Fluideinschlussanalyse an Gangquarzen

Die Bildungsbedingungen der Quarzgänge untersuchte ich mit Hilfe der Fluideinschlussanalyse. Da die Goldführung stets an Quarzgänge gebunden ist, scheint eine gemeinsame Entstehungsgeschichte wahrscheinlich. Mit der Methode der Kryometrie und Thermometrie analysierte ich an beidseitig polierten, 200 bis 300 μm starken Dickschliffen („Wafer“) die Zusammensetzung der eingeschlossenen Fluide. Bei der Kryometrie kühlte ich kleine Bruchstücke des Dickschliffs auf einem am Mikroskop installierten Kühltisch mit Hilfe von flüssigem Stickstoff bis auf ungefähr -150°C . Während des anschließenden Aufwärmvorgangs beobachtete ich die Phasenübergänge innerhalb der verschiedenen Einschlüsse. Mit der Dokumentation der jeweiligen Temperatur der Phasenübergänge, die durch ein nahe an der Probe befindliches Thermoelement angezeigt wird, lässt sich indirekt die Zusammensetzung der Fluide ermitteln.

Bei der Thermometrie, die zur Ermittlung der Temperatur- und Druckbedingungen dient, werden die selben Fluideinschlüsse auf einem Heitzisch bis auf rund 400°C erhitzt. Die Homogenisierungstemperatur und die Art der Homogenisierung (in die flüssige Phase / in die gasförmige Phase / in die kritische Phase) der meist mehrphasigen Einschlüsse wird vermerkt. Durch die Homogenisierung lässt sich der Druck- und Temperaturbereich beziehungsweise ein Druck-Temperatur-Paar, das während der Bildung herrschte, bestimmen.

Aus Gründen der Messgenauigkeit sollte der Aufheizvorgang, besonders im Bereich der Phasenumwandlungen, langsam und kontinuierlich geschehen. Empfohlene Heizraten liegen bei der Schmelztemperatur von CO_2 und wässrigen Lösungen bei $1^\circ\text{C}/\text{min}$, für die Homogenisierungstemperatur bis zu $10^\circ\text{C}/\text{min}$. Für eine ausführliche Beschreibung der Versuchsanordnung, des Messvorgangs und der Auswertung der Daten wird auf eine umfangreiche Literatur (Roedder, 1984; Leeder et al., 1987 u.a.) verwiesen.