

## 5. Diskussion und Interpretation

Mit den Daten aus der sedimentologischen Profilaufnahme und der Schwermineralanalyse rekonstruiere ich die Prozesse, die zur Ausbildung der Ablagerungen am Beckenrand des „Côte d'Ivoire“-Beckens führten. Der Hauptaugenmerk der Interpretation ist auf die Provenanz der Sedimente gelegt. Die Provenanzanalyse ermöglicht Aussagen über die Liefergebietszusammensetzung und über Erosions- und Transportprozesse. Hierfür vergleiche ich die Schwermineralassoziationen der Sedimente des Beckens und mit den Gesteinen des Hinterlandes. Zuvor erläutere ich kurz die rezente Sedimentologie im Bearbeitungsgebiet, um nachfolgend Gemeinsamkeiten und Unterschiede zur Situation während des Tertiärs aufzuzeigen.

### 5.1 Kurzer Abriss der rezenten Sedimentation in Süd-Elfenbeinküste: Der Schlüssel zur Vergangenheit?

Nach dem Leitgedanken „The present is the key to the past“ stelle ich die heutigen Erosions-, Transport- und Sedimentationsprozesse im tropischen Bereich von Elfenbeinküste zusammengefasst dar. Die Verteilungsmuster der Ablagerungen im randmarinen Bereich sind heute von einem Wechselspiel des Eintrags fluvialer Sedimente und eines starken, küstenparallelen Sedimenttransports gesteuert.

#### 5.1.1 Dynamik der Küste

Die Flüsse, die das eingeebnete Hinterland in südliche Richtung entwässern, münden im Bereich des Beckens in den Südatlantik beziehungsweise in die Lagunen (Monnier, 1974). An ihrer Mündung besteht die Sedimentfracht der Flüsse zu 90% aus gelösten und in Suspension befindlichen Stoffen (Le Loeff & Marchal, 1993). Der geringe Anteil an grobkörniger Bodenfracht lässt sich im Hinblick auf das Klima und das Relief folgendermaßen erklären:

Die großen Flüsse Cavally, Sassandra, Bandama und Comoé durchfließen sämtliche Klimazonen von Elfenbeinküste. Ihr letzter Abschnitt führt durch den humid-tropischen Bereich der „Attié“-Klimazone der Binnenebene (Wiese, 1988, vgl. Kap. 1.2). Weitere Flüsse entspringen erst in dieser regenreichen Zone (Abb. 1.2 bis 1.4). Die intensive tropische Verwitterung in dieser Klimazone führt zu einem Vorherrschen der chemischen Verwitterung gegenüber der physikalischen Erosion. Dadurch geschieht der Abtransport des bereitgestellten Materials in überwiegend gelöster Form. In der Binnenebene, die durch eine Morphologie von weit gespannten Spültälern und Spülmulden (nach Büdel, 1981) mit nur wenigen Meter Höhenunterschied in Erscheinung tritt, finden sich im Flusslauf kaum fluviale Sedimentkörper. Selten anzutreffende Sedimente sind aufgrund der eckigen Ausbildung ihrer Komponenten eher residualen, eventuell geringfügig umgelagerten, Anreicherungen zuzuordnen (Thomas, 1994).

Den auf der Binnenebene „ziellos umherirrenden“ (Monnier, 1974), diese „wie Fremdkörper durchfließenden“ (Wiese, 1988) großen Flüssen fehlt das durch physikalische Erosion bereitgestellte, grobkörnige Material zur einschneidenden Erosion. Sie übernehmen eine rein passive Vorfluterrolle zum Abtransport des Wassers und dem darin gelösten oder in Suspension geführten Material (Büdel, 1981). An ihrer Mündung in die Lagune bilden sie überwiegend feinklastische, schlammreiche Sedimentkörper („fluvio-lagunäre Schlämme“) aus (Tastet et al., 1993).

Die Küste von Elfenbeinküste ist aufgrund rezenter, sedimentologischer Prozesse in einen westlichen und einen östlichen Bereich unterteilt: Im westlichen Bereich von Tabou an der Grenze zu Liberia bis zur Hauptstadt Abidjan herrscht Erosion vor. Östlich von Abidjan herrscht Sedimentation vor. Der Monsun, der das ganze Jahr aus südwestlicher Richtung weht, lässt die Wellen aus dieser Richtung auf die Küstenlinie auftreffen. Die Küste ist zwischen Tabou und Sassandra WSW-ENE-, zwischen Sassandra und Abidjan W-E- und zwischen Abidjan und der ghanesischen Grenze WNW-ESE-gerichtet (Abb. 5.1). Die schräg auf die Küstenlinie treffenden Wellen bewirken einen lateralen Strandversatz in östliche Richtung. Der jährliche Sedimenttransport wird auf über 800000 m<sup>3</sup>/a beziffert (Le Loeff & Marchal, 1993). In Benin führt der Strandversatz zu einem lateralen Sedimenttransport in der Größenordnung von jährlich 0,8 bis 1,5 mio m<sup>3</sup> (Rossi, 1989).

Zwischen Tabou und Sassandra erodieren die Wellen an einer Kliffküste das präkambrische Basement. Flüsse, die in diesen Küstenabschnitt einmünden, sind durch Sandhaken oft mehrere Kilometer nach Osten abgelenkt, bis sie ins Meer fließen. Sie können jedoch, im Gegensatz zu den Flüssen weiter östlich, ihre Mündungen das ganze Jahr über offenhalten (Le Loeff & Marchal, 1993).

Im Bereich zwischen Sassandra und Abidjan münden die Flüsse in die Lagune. Die Lagune ist durch eine quartäre bis rezente, zum Teil kilometerbreite Barriereinsel vom Meer getrennt. Heute herrscht in diesem Bereich Erosion vor (Abb. 5.1). Die, Ende des 18. Jahrhundert auf den Barriereinseln erbauten, Kolonialstädte „Ancien Lahou“ und „Ancien Fresco“ mussten in den Siebziger Jahren geräumt werden, da die Barriereinseln sich durch die Küstenerosion auf weniger als hundert Meter verschmälerte (Borremans, 1986).

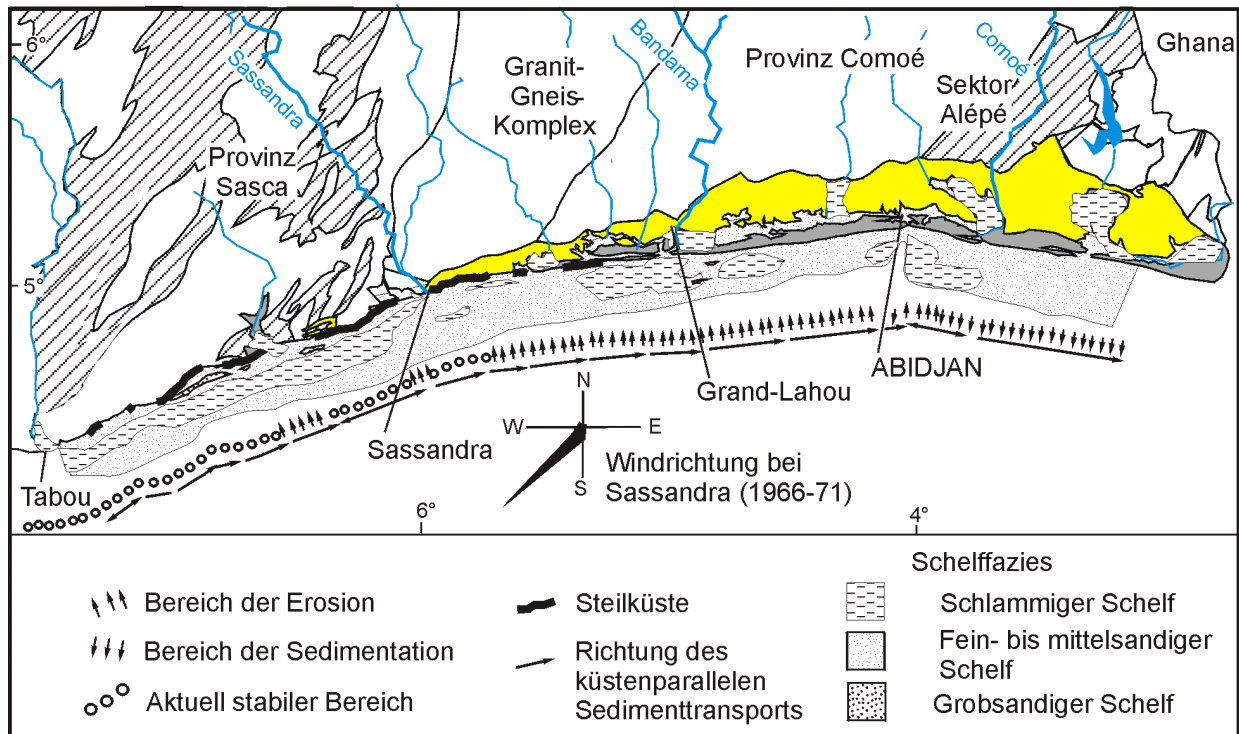


Abb. 5.1: Rezente Dynamik des litoralen Bereichs und Sedimente des Schelfs in Süd-Elfenbeinküste. Legende für Geologie siehe Abb. 4.38. Zusammengestellt nach Bagarre & Tagini (1965), Le Loeff & Marchal (1993) und Tastet et al. (1993).

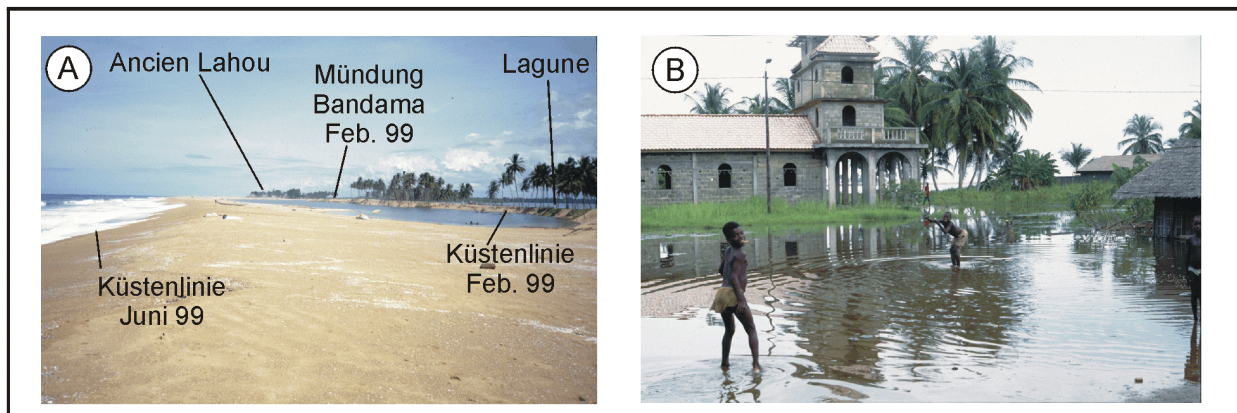


Abb. 5.2: Auswirkungen des lateralen Strandversatzes bei Grand-Lahou (westlicher Bereich des Küstenstreifens). A: Verbreiterung der Barriereinsel von Februar bis Juni 1999 und Schließung der Mündung des Bandama. B: Durch die Schließung der Mündung und verstärkte Wasserführung des Bandama zu Beginn der Regen-zeit wird das Lagunendorf Brafedon (südlich von Grand-Lahou) überflutet. Die Mündung durch die Barriereinsel wurde wenige Tage nach dieser Aufnahme im Juni 1999 von einheimischen Arbeitern geöffnet. Drei Dorfbewohner verunglückten bei diesem Unterfangen.

Die Dynamik der Barriereinsel dokumentierte ich bei meinem Geländeaufenthalt 1999. Während eines Zeitraums von nur vier Monaten führte eine kurzzeitige Phase der Sedimentation von lateral transportierten Sanden zu einer Verbreiterung der Barriereinsel bei „Ancien Lahou“ von knapp 30 m auf mehr als 300 m (Abb. 5.2A).

Die in den Küstenabschnitt zwischen Sassandra und Abidjan mündenden Flüsse fließen durch schmale Seegats in den Atlantik. Während der Trockenzeit werden die Seegats von den durch Strandversatz transportierten Sanden oft geschlossen (Monnier, 1974). Die verstärkte Wasserführung der Flüsse zu Beginn der Regenzeit führt dann innerhalb weniger Tage zur Überflutung weiter Bereiche des landwärtigen Küstenstreifens (Abb. 5.2B). Das meterhoch angestaute Wasser der Lagune bricht dann während der Regenzeit durch die Barriereinsel. Dies führt zur Bildung neuer Seegats.

Im östlichen Bereich des Küstenstreifens, von Abidjan bis zur ghanesischen Grenze, herrscht heute Sedimentation auf der meerwärtigen Seite der Barriereinsel vor. Hier findet sich eine bis zu 5 km breite Strandrückenebene (Tastet et al., 1993).

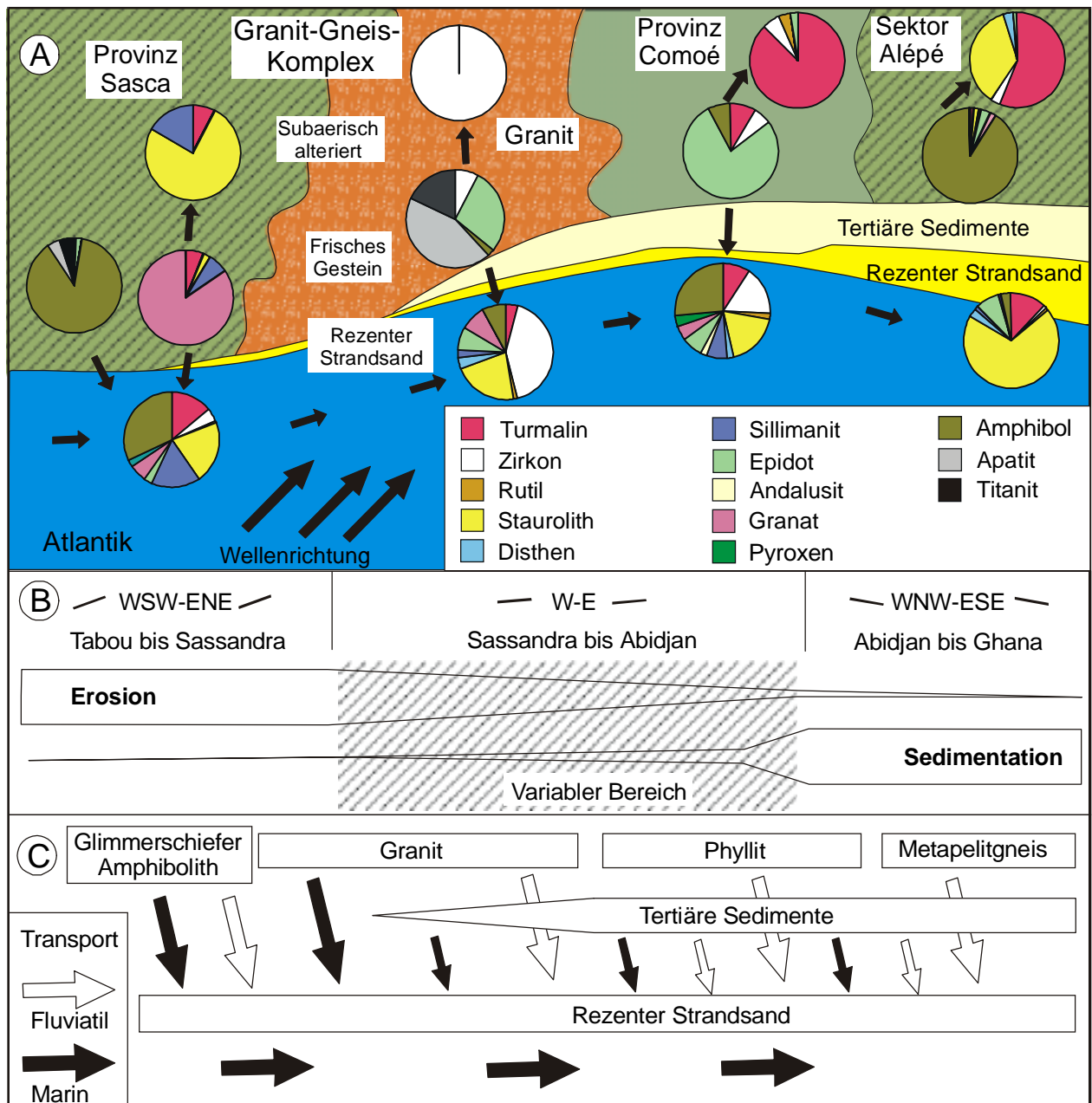


Abb. 5.3: Rezente Sedimentverteilung und Vermischung von Detritus verschiedener Liefergebiete im litoralen Bereich von Süd-Elfenbeinküste (schematisiert). A: Schwermineralführungen frischer (mittlere Reihe) und alterierter (obere Reihe) Gesteine des Hinterlands sowie rezenter Strandsande (untere Reihe). B: Ausrichtung der Küstenabschnitte und Bereiche vorherrschender Erosion und Sedimentation (vgl. auch Abb. 5.1). C: Provenienz der rezenten Strandsande.

### 5.1.2 Die Abbildung von Erosions- und Transportprozessen in rezenten litoralen Sedimenten

Die Schwermineralverteilung in den rezenten Strandsanden spiegelt die lateralen, östlich gerichteten Transportvorgänge wider (Abb. 5.3). Im westlichsten Bereich des Beckens leitet sich die Schwermineralassoziation der Strandsande aus den Schwermineralführungen frischer Amphibolithe und granatführender Glimmerschiefer ab (vgl. Kap. 4.2.2 und 4.2.6). Die Liefergesteine werden an der Kliffküste durch Wellenerosion abgetragen. Im Gegensatz zu den stark alterierten Gesteinen der Binnenebene stehen an der Kliffküste die Gesteine frisch an. An der Kliffküste herrscht somit eine schmale Zone mit verwitterungslimitierter Erosion vor. Bereits wenige Meter hinter der Küstenlinie beginnt die Zone der transportlimitierten Erosion, die sich über die gesamte Binnenebene erstreckt (vgl. Kap. 4.3.2).

Die Strandsande im Bereich des granitischen Basements führen ebenfalls die Schwerminerale Granat, Sillimanit und Staurolith der hochmetamorphen Zone im Westen. Der höhere Anteil an Zirkon ist auf die granitischen Gesteine des östlichen Granit-Gneis-Komplexes zurückzuführen. Im Bereich der niedrigmetamorphen Provinz Comoé besitzen die Strandsande eine hohe Diversität an Schwermineralen. Dies zeigt eine Durchmischung von Detritus verschiedenster Liefergesteine an. Das Auftreten von Andalusit weist auf den Einfluß kontaktmetamorpher Liefergesteine, die sich in der Provinz Comoé in thermischen Kontakthöfen von Intrusionen finden, hin (vgl. Kap. 4.2.1 und 4.2.2). Die Pyroxene stammen von basischen Vulkaniten oder Gängen. Der prozentuale Anteil von Granat und Staurolith und das Verhältnis zueinander bleibt weitgehend gleich. Daher ist ein starker, zusätzlicher Eintrag von granat- oder staurolithführenden Sedimenten während des küstenparallelen Transports innerhalb dieses Küstenabschnitts nicht wahrscheinlich.

Im östlichen Bereich des Beckens besitzt die Schwermineralführung der Strandsande einen höheren Anteil an Turmalin, Rutil und Staurolith. Granat ist nicht mehr zu finden. Die Anteile von Epidot und Amphibol nehmen stark ab (Abb. 4.55). Diese Anreicherung stabiler Schwerminerale, in Verbindung mit dem nun vorherrschenden Staurolith, ist durch die Abkoppelung frischer Liefergesteine von dem Sedimentationsraum bedingt: Da das Basement im mittleren Küstenabschnitt nicht direkt an die Küstenlinie angrenzt, sondern durch den tertiären Sedimentkörper getrennt ist, werden keine frischen Basementgesteine durch Küstenerosion abgetragen. Statt dessen kommt es zur Erosion tertiärer Sedimente im zentralen Bereich zwischen Sassandra und Abidjan (Abb. 5.1). Die überwiegend Staurolith, Turmalin und Zirkon führenden, tertiären Sedimente (vgl. Kap. 4.2.4) liefern den wieder aufgearbeiteten Detritus, der sich mit dem Detritus der paläoproterozoischen Liefergesteine mischt und nach Osten transportiert wird. Da aber Granat in den östlichen Proben überhaupt nicht mehr auftritt, liegt der Schluss nahe, dass bereits alle Granate aus den westlichen Liefergebieten eliminiert sind. Dies kann durch mechanische Abrasion, chemische Lösung oder durch ein Zusammenwirken beider Prozesse während des zurückgelegten Transportwegs geschehen sein. Auch ein Aussortieren des relativ dichten Granats durch hydraulische Prozesse (vgl. Kap. 4.3.2) während des litoralen Transports ist nicht auszuschließen. Der geringe Anteil an Zirkon in der Schwermineralführung der östlichen Strandsandproben ist auf das Aussortieren von Zirkon, der das dichteste, transparente Schwermineral ist, zurückzuführen. Zusätzlich drängen die Erosionsprodukte der Metapelitgneise des Sektors Alépé mit ihren staurolithreichen und disthenführenden Schwermineralspektren den Anteil an Zirkon zurück. Aufgrund des niedrigen Amphibolanteils des Strandsands ist auch im Bereich der Binnenebene von der Erosion überwiegend alterierter Gesteine auszugehen.

### 5.1.3 Die rezente Sedimentation auf dem Schelf

Die heutige flachmarine Sedimentation findet auf dem sogenannten „Plateau Continental“ statt. Dieser Schelfbereich ist sehr schmal. Der steile Kontinentalhang beginnt bereits 10 bis 12 km von der Küstenlinie entfernt in 120 m Wassertiefe. Im Bereich des Schelfs herrschen zwei Wasserströmungen vor. Der oberflächennahe Guineastrom ist küstenparallel nach Osten gerichtet. Er reicht bis in eine Wassertiefe von 10 bis 20 m. Darunter fließt eine Gegenströmung nach Westen.

Auf dem Schelf findet sich eine überwiegend siliziklastische Sedimentfazies. Seltener tritt eine karbonatreiche Fazies auf, die auf Bereiche mit mehr als 70 m Wassertiefe beschränkt ist. Die terrigene Fazies ist von Schlämmen und fein- bis mittelkörnigen Sanden gebildet (Tastet et al., 1993). Grobsande treten selten in schmalen, küstenparallelen Streifen auf. Vor den Mündungen der großen Flüsse (Sassandra, Bandama, Comoé) befinden sich ausgedehnte schlammreiche Zonen (Abb. 5.1). Diese besitzen aufgrund der hohen Sedimentationsrate einen konvexen Querschnitt. Schelfbereiche, in die keine großen Flüsse einmünden, sind durch sandige Zonen gekennzeichnet. In diesen Bereichen verminderter Sedimentation herrschen konkave Schelfquerschnitte vor (Tastet et al., 1993). Innerhalb der schlammreichen Zonen tritt eine peloidische Fazies auf. Die Peloiden, die aus Kotpillen bestehen und 25 bis 75% des Sediments ausmachen können, sind ab 40 m Tiefe zu finden (Odin, 1988). In dieser Tiefe bestehen sie meist aus Berthierin, während sie in tieferen Bereichen (80 m bis 250 m Wassertiefe) aus Glaukonit aufgebaut sind.



## 5.2 Die Aussagekraft der Schwerminerale und ihrer Varietäten für die Provenanz

Die Schwermineralvergesellschaftung der oberkretazischen bis neogenen Sedimente sind von den ultra-stabilen Schwermineralen (cf. Hubert, 1962) Zirkon, Turmalin und Rutil, sowie Staurolith und Disthen, die unter sauren Verwitterungsbedingungen sehr stabil sind, aufgebaut. Es handelt sich somit um eine sehr eingeschränkte Variabilität an Schwermineralen. Mit dieser Schwermineralvergesellschaftung beschränkt sich die Provenanzanalyse auf die Aussage, dass detritischer Staurolith und Disthen auf ein amphibolithfaziell metamorphes Liefergestein hinweist (vgl. Kap. 4.2.1). Um diese begrenzten Aussage-möglichkeiten zu erweitern, ist eine Varietätenanalyse sinnvoll (Morton, 1985).

### Varietätenanalyse

Die Varietätenanalyse umfasst die Untersuchung von Farbe, Habitus, Form, sowie Art und Häufigkeit der Einschlüsse einer Schwermineralphase (Morton & Hallsworth, 1999). Zusätzlich unterscheiden sich Varietäten oft durch ihre chemische Zusammensetzung (Morton, 1991). Der Vorteil einer Varietäten-untersuchung ist das weitgehende Ausschalten von Einflüssen, die selektiv die Schwermineralassoziation verändern (Morton, 1985).

Für die Varietätenanalyse der untersuchten Schwermineralassoziationen sind die am häufigsten auf-tretenden Schwerminerale Turmalin, Zirkon und Staurolith prädestiniert. Zirkon tritt jedoch bereits in den metasedimentären Liefergesteinen in verschiedenen Varietäten und Rundungsgraden auf. Er eignet sich daher nur begrenzt für Aussagen über das Liefergebiet. Staurolith tritt mit einer Vielzahl von Varietäten mit verschiedenen Einschlüssen und Farbnuancen auf. Liefergebietsdiagnostische Merkmale oder Trends liegen aber weder in den amphibolithfaziellen Gesteinsprovinzen des Hinterlandes noch in der vertikalen oder lateralen Abfolge der Sedimente vor (vgl. Kap. 4.3.2 und 4.4.2).

### 5.2.1 Charakteristische Merkmale der Turmalinvarietäten

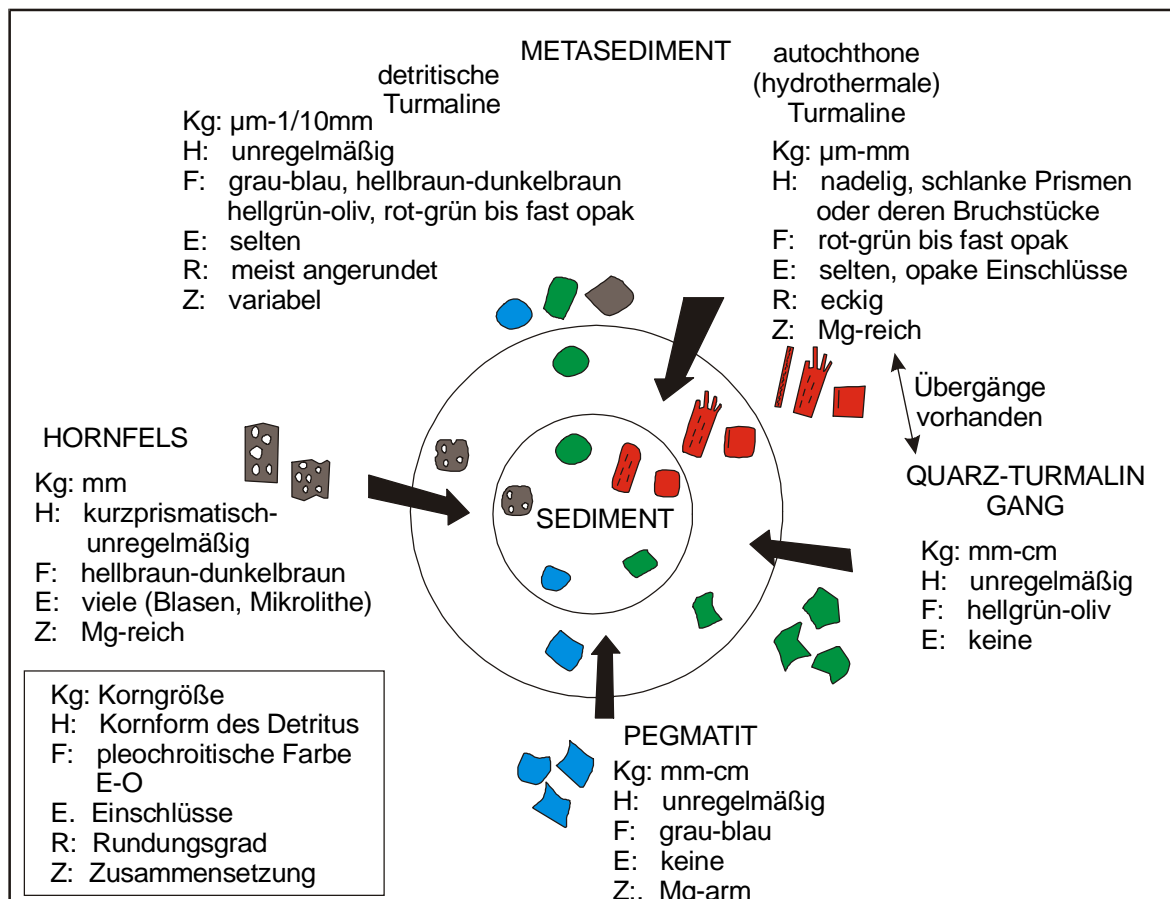


Abb. 5.4: Charakteristische Turmalinvarietäten in den Sedimenten und ihr Bezug zu den Gesteinen des Hinterlands.

Turmalin tritt in den Schwermineralpräparaten der Sedimente in verschiedenen Farben und Formen auf (Abb. 5.4). Diese Varietäten sind auf ihr primäres Vorkommen in Gesteinen des Hinterlands zurückzuführen (vgl. Kap. 4.2.2).

Idiomorphe, meist langprismatische Turmalinvarietäten mit einem Pleochroismus von rot oder bräunlich-rot nach dunkelgrün stammen aus turmalinisierten, metasedimentären Schiefen (Abb. 4.40). Die Körner sind meist einschlußfrei oder führen opake Substanzen. Die Turmaline sind magnesiumreich (vgl. Kap. 4.4.1). Es sind autochthon gebildete, hydrothermale Turmaline (Milesi et al., 1989; Oberthür et al., 1994). Stumpfprismatische bis unregelmäßig geformte, meist einschlußreiche Bruchstücke von Turmalinen mit einem Pleochroismus von hellbraun nach dunkelbraun stammen von mittelgradig kontaktmetamorphen Hornfelsen (Abb. 4.41). Diese Varietät ist ebenfalls magnesiumreich. Es bestehen Übergänge bezüglich der Farbe und der Kornform zu den hydrothermalen Varietäten. Besonders in den amphibolithfaziellen Metasedimenten, die durch die Ausbildung von Staurolith gekennzeichnet sind, treten prismatische, autochthone Turmaline in rötlichbraunen Farbtönen auf.

Turmaline mit einem Pleochroismus von hellgrün nach olivgrün treten stets als unregelmäßig geformte Bruchstücke auf. Einschlüsse in den Bruchstücken sind selten. Primäre Bildungen finden sich in großkörnigen Quarz-Turmalingängen. Zwischen den hellgrün-olivgrünen Turmalinen der Quarz-Turmalingänge und den rot-dunkelgrünen Turmalinen der turmalinisierten Metasedimente treten Übergänge auf.

Blau-graue Turmaline liegen immer als Bruchstücke vor und sind einschlußfrei. Der Pleochroismus von grau nach blau ist nur schwach ausgebildet. Primär finden sich großkörnige, grau-blaue Turmaline in pegmatitischen Gesteinen (Abb. 4.44). Dort besitzen sie eine Zonierung von außen blau nach innen graublau. Die blau-graue Varietät ist magnesiumarm (vgl. Kap. 4.4.1).

### 5.2.2 Der Rundungsgrad: Indikatoren für den Transportweg

Die Rundung von Mineralkörnern spiegeln die Transportdistanz und die Transportart wider. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass ein Rundungsgrad, der durch mechanische Abrasion während des Transports erfolgt, nachträglich durch chemische Anlösungsvorgänge modifiziert werden kann. Besonders unter tropischen Verwitterungsbedingungen ist dies bei Leichtmineralen und instabilen Schwermineralen der Fall (vgl. Kap. 4.3). Daher lassen sich nur die verwitterungsresistenten Schwerminerale für die Untersuchung des Rundungsgrads heranziehen.

Postsedimentäre Verwitterungsprozesse besitzen in rezenten Sedimenten keine Bedeutung. Daher bestimmte ich mit der Analyse der Kornformen von Schwermineralen rezenter Sedimente die geeigneten Schwerminerale. Generell treten zwei Gruppen bezüglich der Aussagekraft ihres Rundungsgrads auf. Die erste Gruppe ist von Schwermineralen gebildet, bei denen unter den gegebenen klimatischen Bedingungen die Auswirkungen der chemischen Lösung stärker sind als die der mechanischen Abrasion (Abb. 5.5). Diese Minerale treten nie in gut gerundeten Kornformen auf. Auch bei Körnern von Strandsanden, die eine gute Rundung erwarten lassen, herrschen Ätzformen vor. Zu dieser Gruppe zählen Amphibole, Pyroxene, Epidot, Titanit und Apatit. Im Extremfall treten Minerale dieser Gruppe erst gar nicht im rezenten Sediment auf. Dies ist bei Titanit und Apatit der Fall.

Die zweite Gruppe ist von Schwermineralen gebildet, die gegen chemische Alteration so stabil sind, dass sich ein dem Transportweg und der mineralspezifischen mechanischen Stabilität entsprechender Rundungsgrad einstellt (und eventuell auch während nachfolgender Prozesse erhalten bleibt). Dies sind die Schwerminerale, die sich während der Verwitterungs- und Transportprozesse relativ anreichern. Zu dieser Gruppe zählen die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil, die  $Al_2SiO_5$ -Modifikationen Andalusit, Sillimanit und Disthen, sowie Staurolith.

Granat findet sich bei dieser Wechselwirkung von chemischer Ätzung und mechanischer Abrasion in beiden Gruppen wieder. Bedingt durch seine unterschiedlich hohe Stabilität gegenüber chemischer Ätzung ist er in saurer Umgebung sehr schnell durch chemische Lösungsvorgänge eliminiert (Nickel, 1973) und fällt somit in die erste Gruppe 1. In einem neutralen bis alkalinen Milieu ist Granat jedoch stabil, so dass Ätzformen selten zu beobachten sind (Morton, 1987). In diesem Fall ist der Granat in Gruppe 2 einzuordnen.

Der in den Sedimenten am häufigsten anzutreffende Staurolith (Gruppe 2) ist trotz der hohen chemischen Stabilität für eine Bewertung des Rundungsgrades problematisch. Als primär gebildetes, in wenigen Gesteinstypen des Hinterlandes auftretendes, sehr stabiles Schwermineral sollte er für die Varietätenanalyse gut geeignet sein. In den primären Gesteinen kommt er mit unregelmäßigen Kornformen und reich an Einschlüssen vor. Nach litoralem oder fluvialem Transport zeigt er stets eine sehr unregelmäßige Kornform. Die mechanische Abrasion der einschlußreichen Staurolithe führt zum Aufreißen der Kavitäten und Herausfallen beziehungsweise der Alteration der festen Einschlüsse. Dadurch kommt es immer wieder zu neuen, konkaven Kornformen und damit zu neuen, ungerundeten Kanten.

Der in den Sedimenten selten auftretende Andalusit ist in seinem Abrasionsverhalten mit dem Staurolith vergleichbar. Bei Sillimanit führt eine Spaltung der Prismen quer zur Längserstreckung zu immer neuen, eckigen Formen während des Transports. Dadurch lassen sich Prismen beobachten, die an einem Ende gerundet, am anderen Ende eckig sind. Die Prismen werden so mit zunehmendem Transportweg immer stumpfer, das heißt ihr Länge/Breite-Verhältnis wird immer kleiner. Da Sillimanit zwar in den rezenten

Küstensedimenten über die gesamte Beckenbreite auftritt, aber in den tertiären Sedimenten selten ist, ist diese qualitative Beobachtung nicht weiter quantifiziert. Von Disthen liegen stets Körner mit beginnender Kantenrundung bis angerundete Formen vor. Die nie auftretende gute Rundung des Minerals ist auf seine gute Spaltbarkeit bei senkrecht aufeinander stehenden Spaltsystemen zurückzuführen. Nach dem Abplatzen von bereits gerundeten „Treppen“ beginnt die Kornrundung wieder neu.

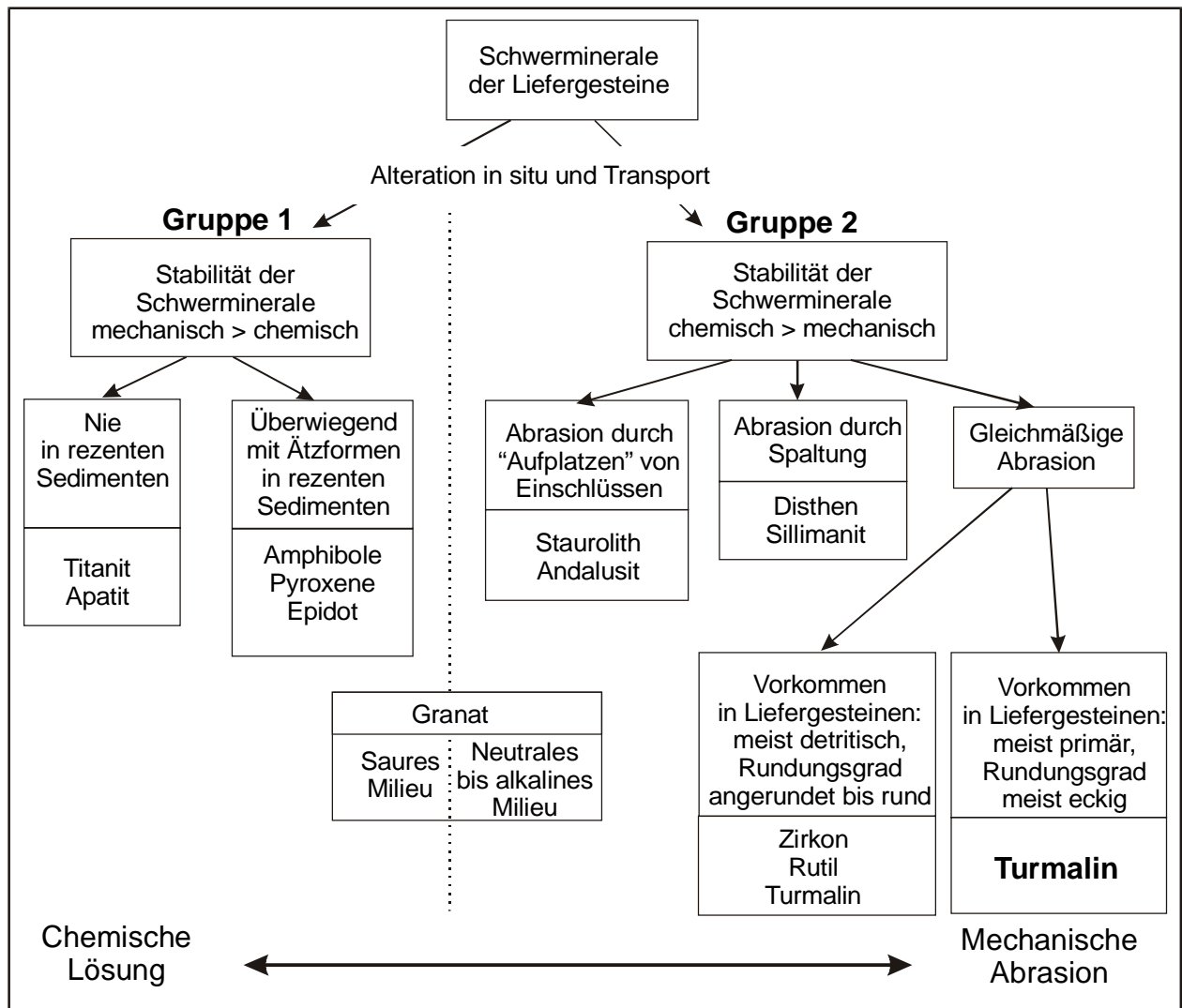


Abb. 5.5: Auswirkung von chemischer Ätzung und mechanischer Abrasion an Schwermineralen rezenter Sedimente. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Bei Zirkon und Rutil ist der Rundungsgrad von Körnern rezenter und auch tertiärer Sedimente nicht aussagekräftig. Diese beiden ultrastabilen Schwerminerale kommen zwar in Plutoniten mit eckigen Kornformen vor, sind in den bimischen Metasedimenten jedoch detritisch und besitzen daher unterschiedliche Rundungsgrade.

Turmalin ist nach den Stabilitätsreihen von Freise (1931) und Thiel (1945) das stabilste Schwermineral gegenüber der mechanischen Abrasion. Er zeigt aber eine relativ schnell auftretende Kantenrundung. Daher ist er in der Stabilitätsreihe von Dietz (1973) als weniger stabil eingestuft (vgl. Kap. 4.3.2). Diese Eigenschaften, verbunden mit einer sehr hohen Stabilität gegen chemische Lösungen und seiner überwiegend autochthonen Bildung, machen die Varietätenanalyse mit Turmalin zu einem geeigneten Werkzeug für die Bewertung des Transportwegs.

### 5.2.3 Hydrothermaler Turmalin: Werkzeug für die Provenanzanalyse

Die Turmaline treten als allochthone und autochthone Varietäten in den Liefergesteinen auf (vgl. Kap. 5.2.1). Die allochthonen Turmaline der Metasedimente liegen bereits mit verschiedenen Rundungsgraden vor und lassen sich somit nicht für die Bewertung des Transportwegs verwenden. Autochthone Turmaline treten stets als eckige Körner im Muttergestein auf. Im Sediment liegen diese Turmaline meist als Bruchstücke ehemals größerer Körner vor, so dass keine „primären“ Kristallkanten und -flächen

erkennbar sind. Eine Ausnahme bilden die hydrothermalen Turmaline, die als sehr kleine, idiomorphe Körner im Muttergestein auftreten. Sie finden sich überwiegend mit prismatischer Kornform im Sediment. An den vorhandenen Kristallkanten ist der Rundungsgrad der Körner sehr gut erkennbar. Die hydrothermalen Turmaline sind in den Sedimenten sowohl mikroskopisch durch ihre rote Farbe als auch geochemisch durch ihren Magnesiumgehalt von den anderen Varietäten abgegrenzt (vgl. Kap. 4.2 und 4.4.1).

Hydrothormaler Turmalin besitzt somit die Besonderheit, dass er stets mit idiomorphen Kristallformen in den Metasedimenten im Hinterland des sedimentären Beckens auftritt. Die schlankprismatische Primärform, verbunden mit der hohen Stabilität gegen chemische Lösung, der Abgrenzbarkeit zu anderen Varietäten und seinem räumlich begrenzten Auftreten, machen ihn zu einem hervorragenden Werkzeug für die Provenanzanalyse. So zeigt hydrothormaler Turmalin eine Variabilität seines Rundungsgrads von sehr eckig im primären Vorkommen bis rund in Sedimenten. Es lässt sich eine zunehmende Rundung in Abhängigkeit zu der Transportweite beziehungsweise der Art des Transports erkennen (Abb.5.6) Eine beginnende Kantenrundung der oft filigranen, sonnenförmigen Kristallform lässt sich schon in geringfügig umgelagerten, kolluvialen Sedimenten beobachten.

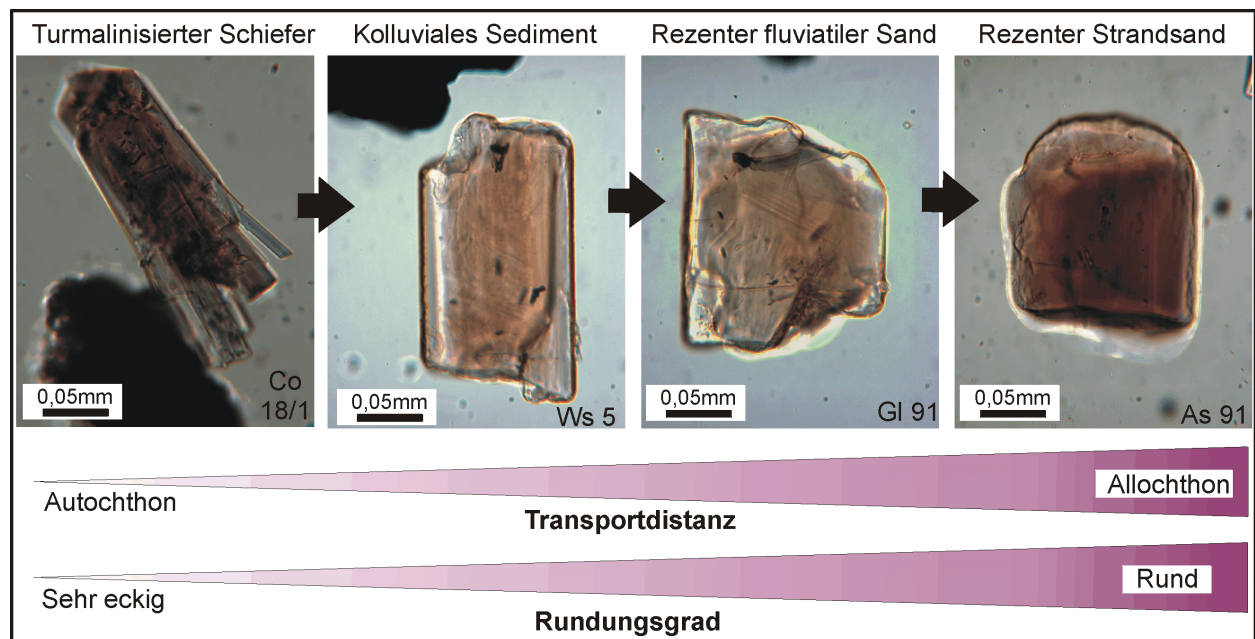


Abb. 5.6: Zunehmende Rundung von hydrothermalen Turmalin in Abhängigkeit zur Transportweite beziehungsweise Transportart.

### 5.3 Die Provenanz der kretazischen Sedimente bei Grand-Lahou

Als Liefergesteine der kretazischen Sedimente kommen die in Kapitel 4.2.2 vorgestellten Gesteine des Hinterlands (Provinz Comoé, Sektor Alépé der Provinz Comoé, Granit-Gneis-Komplex und seine Provinz Sasca) in Frage. Es ist mit einer Mischung des Detritus der verschiedenen Liefergesteine zu rechnen. Auch weitere Liefergesteine, die heute nicht mehr aufgeschlossen sind oder bei der Beprobung der potentiellen Liefergesteine nicht erfaßt wurden, müssen berücksichtigt werden. Da die Schwermineralvergesellschaftung der Sedimente im wesentlichen von ultrastabilen (Zirkon, Turmalin, Rutil) und sehr stabilen (Staurolith, Andalusit, Sillimanit, Disthen, Magnetit, Ilmenit) Schwermineralen aufgebaut wird, muss die Bewertung der potentiellen Liefergesteine auf der Basis dieser Schwerminerale erfolgen. Die vier Gesteinsprovinzen im Hinterland sind zusammengefasst durch folgende stabile Schwermineralassoziationen charakterisiert (Abb. 5.7, vgl. auch Kap. 4.2.2, Kap. 4.3.2, Abb. 4.59, Kap. 4.4):

Für die Provinz Comoé, die flächenmäßig den größten Anteil des direkt an das Becken angrenzenden Hinterlandes besitzt, ist die Schwermineralassoziation roter, hydrothormaler Turmalin + Zirkon typisch. In der Region nördlich von Grand-Lahou ist eine verstärkte Turmalinisierung der Metasedimente zu beobachten (vgl. Kap. 4.2.5). Intrudierte Plutonite führen wenige Zirkone. Im thermischen Kontakthof der Intrusionen findet sich Andalusit und brauner, metasomatischer Turmalin. Blauer Turmalin tritt in seltenen Pegmatiten auf.

Der höhergradig metamorphe Sektor Alépé im südöstlichen Bereich der Provinz Comoé besitzt eine typische Vergesellschaftung von Staurolith und Disthen. Im Südwesten der Provinz Comoé tritt ein kleinräumiger Bereich mit der gleichen Assoziation auf.

Die Schwermineralführung des östlichen Granit-Gneis-Komplexes beschränkt sich auf Zirkone. Die Meta-

pelite der Provinz Sasca im Südwesten des Granit-Gneis-Komplexes führen eine typische Schwermineralassoziati on von Staurolith + Sillimanit. Die opaken Minerale Magnetit und Ilmenit treten in allen Gesteinen auf.

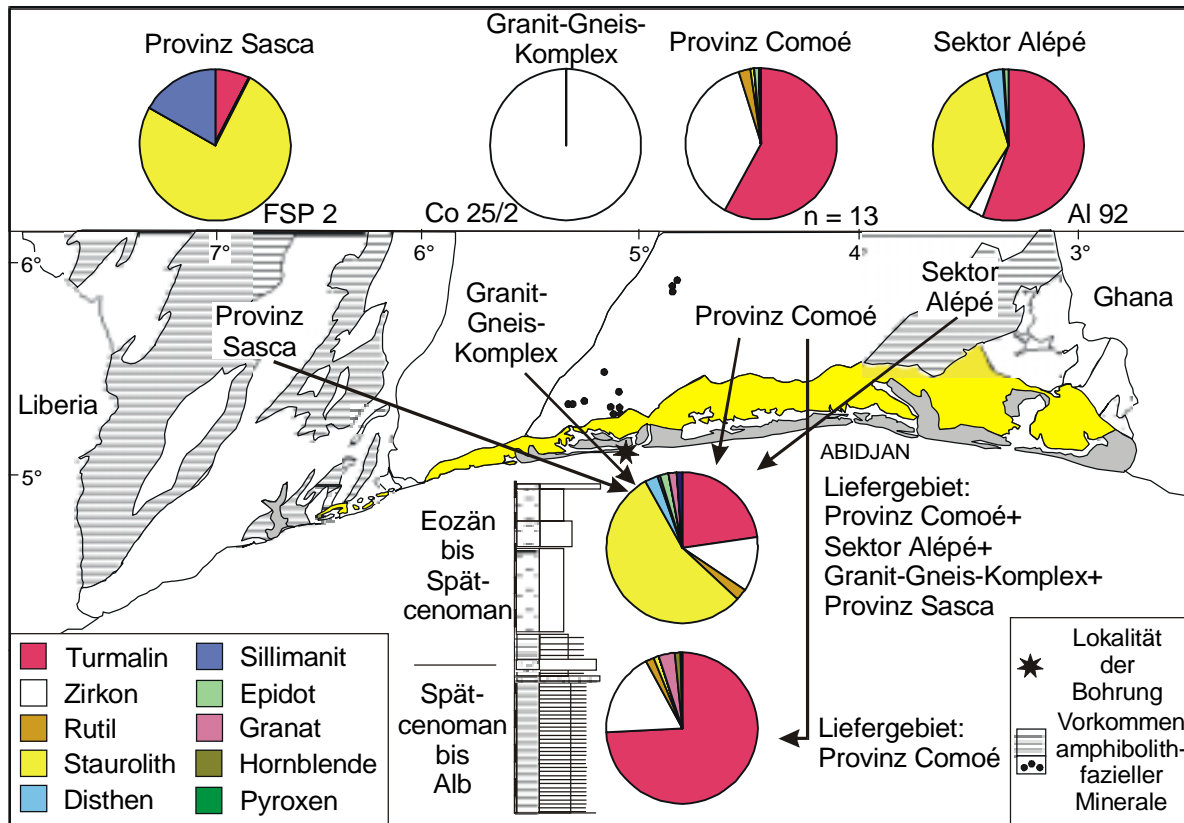


Abb. 5.7: Durchschnittliche Schwermineralführung alterierter Hinterlandsgesteine und kretazischer bis eozäner Sedimente. Beachte das Auftreten der amphibolithfaziellen Schwerminerale Staurolith und Disthen.

Stellt man nun den verwitterungsresistenten Schwermineralassoziationen der Hinterlandsgesteine die Schwermineralspektren der Sedimente des Alb bis späten Cenoman (Schwermineralassoziation 1 der Bohrung bei Grand-Lahou, vgl. Kap. 4.2.3) gegenüber, so zeigt sich die weitgehende Übereinstimmung mit der stabilen Schwermineralassoziation der Schiefer der Provinz Comoé (Abb. 5.7). Die Schwerminerale der Sedimente bestehen überwiegend aus Turmalinen (74%) und Zirkon (18%). Staurolith ist nur mit wenigen Körnern (<1%) vertreten. Dessen frische Kornformen schließen eine Reduzierung seines Anteils an der Schwermineralführung durch chemische Lösung während der Versenkungsdiagenese aus (Abb. 4.49). Nach Beobachtungen von Morton (1986) und Smale & Morton (1987) tritt die Lösung von Staurolith erst in Versenkungstiefen zwischen 2400 m und 3100 m auf (vgl. Kap. 4.3.2). Rot-grüne, langprismatische Turmaline bilden 89% der Turmalinpopulation. Die Turmaline der Schwermineralassoziation 1 sind magnesiumreich und entsprechen in ihrer Zusammensetzung den hydrothermalen Turmalinvarietäten der turmalinisierten Schiefer der Provinz Comoé (vgl. Kap. 4.4.1). Die Turmaline treten überwiegend (84% der Turmalinpopulation, Tab. 5.1) mit eckigen Kornformen auf. Auch Ilmenitkörner in Assoziation 1 besitzen einen eckigen Rundungsgrad. Dies spricht für geringe Transportweiten der Sedimente.

Das Vorkommen von manganführendem Granat (vgl. Kap. 4.4.3) mit idiomorphen, ungerundeten Kornformen in Proben des Alb (2110, 2020 und 1950) zeigt Gondite im Liefergebiet an. Gondit tritt in der vulkanischen Zone von Guitri im Südwesten der Provinz Comoé auf (Abb. 2.5, vgl. auch Kap. 4.2.2). Dieses Gebiet schließt sich westlich an die Bereiche mit turmalinisierten Schiefen an. Pyroxen ist in zwei Proben des Alb mit sehr geringen Anteilen vertreten (Probe 2110: 3% und 2020: 1%, siehe Anhang). Dies zeigt basische Gesteine im Liefergebiet an.

Zusammenfassend spricht das Vorherrschen von rot-grünem, hydrothermale Turmalin und die weitgehende Abwesenheit von Staurolith und Disthen in den Sedimenten des Alb bis späten Cenoman für ein Liefergebiet innerhalb der turmalinisierten Schiefer der niedriggradig metamorphen Provinz Comoé. Andere Liefergesteine (Gondite, basische Gesteine) traten untergeordnet auf. Die überwiegend



eckigen Kornformen der Schwerminerale zeigen geringe Transportweiten und somit ein nahegelegenes Liefergebiet an.

Tab. 5.1: Übersicht der Unterschiede in der Schwermineralführung zwischen der Schwermineralassoziation 1 (Alb bis spätes Cenoman) und der Schwermineralassoziation 2 (spätes Cenoman bis Eozän).

	Alter	Sedimente	Staurolithanteil an der Schwermineralführung	eckige der Turmaline in der Turmalinpopulation	rot-grüne Turmaline in der Turmalinpopulation	Granate
Assoziation 2	spätes Cenoman-Eozän	Siltige und sandige Tonsteine	55%	8%	45%	2,6 Gew.% MnO angerundete Bruchstücke
Assoziation 1	Alb - spätes Cenoman	Tonsteine mit zwischen-geschalteten Sandsteinen	<1%	84%	89%	9,1 Gew.% MnO eckige, idiomorphe Körner

Im späten Cenoman kommt es zu einer abrupten Änderung in den Schwermineralspektren der sedimentären Abfolge. Ab Probe 1250 sind die Schwermineralführungen von Staurolith mit einem Anteil von durchschnittlich 55% dominiert (Abb. 5.7, vgl. auch Abb. 4.48). Dieser Wechsel ist durch zusätzliche lithologische Provinzen im Liefergebiet verursacht. Eine Fraktionierung durch hydraulische Sortierung und ein damit verbundener Rückhalt von Staurolith in den Proben des Liegenden ist auszuschließen, da Staurolith mit einer hydraulischen Äquivalentgröße von 0,6 zwischen der des Zirkons (0,9) und der des Turmalins (0,2-0,4) liegt (vgl. Tab. 4.7). Das Verhältnis von Turmalin zu Zirkon bleibt nach dem Auftreten des Staurolith weitgehend das gleiche.

Ein weiteres Indiz für die Erweiterung des Liefergebiets ist die Abnahme des Anteils des rot-grünen, hydrothermalen Turmalin innerhalb der Turmalinpopulation. Dieser Anteil halbiert sich von 89% auf durchschnittlich 45% in den Sedimenten des späten Cenoman bis Eozän (Tab. 5.1). Die kontinuierliche Zunahme des Anteils grüner, brauner und blauer Turmaline in der Turmalinpopulation spricht für die zunehmende Beteiligung anderer Gesteinstypen (Quarz-Turmalin Gänge, metasomatisch beeinflusste Kontaktmetamorphite, Pegmatite) im Liefergebiet.

Die Abnahme des Anteils von eckigen, gering transportierten Turmalinkörnern in der Turmalinpopulation von durchschnittlich 84% in Assoziation 1 auf durchschnittlich 8% in Assoziation 2 zeigt größere Transportweiten des Detritus an. Andere Schwerminerale (Staurolith, Granat, Ilmenit) treten ebenfalls mit angerundeten bis runden Kornformen auf. Eckige Körner sind in Schwermineralassoziation 2 selten.

Für eine Änderung des Liefergebiets spricht auch die unterschiedliche Zusammensetzung der selten auftretenden Granate. In Assoziation 1 (Proben 1950 und 1470) treten Granate mit durchschnittlich 9,1 Gew.% MnO auf. In Assoziation 2 (Proben 1090, 350 bis 220) führen die Granate durchschnittlich 2,6 Gew.% MnO (Abb. 4.68).

In einer Probe der Subassoziation 2A (Probe 1180, spätes Cenoman) tritt ein beträchtlicher Anteil an Pyroxen (12%) auf. Die Körner liegen in sehr unterschiedlichen Rundungsgraden vor (Abb. 4.50). Geochemische Untersuchungen zeigen eine ähnliche Zusammensetzung wie die Klinopyroxene eines Norits der Provinz Comoé (vgl. Kap. 4.4.4). Pyroxenreiche Gesteine treten in Gängen in allen Gesteinsprovinzen im Hinterland des Beckens auf. Von früheren Bearbeitern werden sie in das Mesozoikum gestellt (Delor et al., 1995). An der Schüttung der Sedimente der Probe 1180 waren diese basischen Gesteine maßgeblich beteiligt.

Das Vorherrschen von Staurolith und das Auftreten von Disthen in Schwermineralassoziation 2 zeigt deutlich den Einfluß eines amphibolithfaziellen Liefergebietes in den Sedimenten des späten Cenoman bis Eozän. Mögliche Liefergebiete, in denen diese amphibolithfaziellen Schwerminerale in großen Mengen auftreten, ist der Sektor Alépé im Südosten der Provinz Comoé und die Provinz Sasca im Südwesten des Granit-Gneis-Komplexes. Das Vorherrschen von angerundeten und runden Schwermineralen ist mit längeren fluvialen Transportwegen oder mit einem längeren Aufenthalt in der litoralen Zone zu erklären.

#### 5.4 Die Geometrie des Beckenrands

Durch das Auftreten von Granat in den Sedimenten lassen sich die Transportwege des Detritus rekonstruieren. Granat besitzt unterschiedlich hohe Stabilität gegen Lösung in verschiedenen geochemischen Umgebungen (vgl. Kap. 4.3.2). Granat ist chemisch sehr instabil in einem sauren Milieu, jedoch stabil in einem neutralen oder alkalinen Milieu (Nickel, 1973). Diese Eigenschaft des Granats bildet sich in den Schwermineralassoziationen rezenter Sedimente ab (vgl. Kap. 5.1): Granat ist in fluvialen Sedimenten nicht zu finden, da die sauren Grundwässer, die unter lateritischen Verwitterungsbedingungen einen pH-Wert von 4,5 bis 6,0 besitzen (Thomas, 1994), bereits im Muttergestein zur Lösung des Granats *in situ* führen (Abb. 4.60). Auch während des fluvialen Transports ist der Detritus fortwährend sauren Wässern ausgesetzt (Johnsson, 1993). Im Falle des Eintrags von granatführendem Detritus ist ebenfalls eine schnelle Lösung des Granats während des Transports, beziehungsweise während alluvialer Zwischenlagerung zu erwarten (Morton & Hallsworth, 1999). Dagegen tritt Granat in den Schwermineralführungen rezenter Strandsande auf. Dies ist mit einer Erosion frischen Gesteins durch Küstenerosion und nachfolgendem Transport in neutralem bis leicht alkalinem Meerwasser (Galloway & Hobday, 1983) zu erklären (vgl. Kap. 5.1). In diesem Milieu ist der Granat so stabil, dass die Stabilität gegen chemische Lösung größer als die Stabilität gegen mechanische Abrasion ist (vgl. Kap. 5.2).

Um daher Granate im Detritus, der von einem tiefgründig verwitterten Hinterland erodiert und in einem humid-tropischen Umfeld abgelagert wurde, zu erhalten, müssen mehrere Voraussetzungen erfüllt sein.

- Unverwittertes, granatführendes Gestein muss erodiert werden, da ansonsten der Granat unter dem Einfluß saurer Grundwässer bereits *in situ* eliminiert wird.
- Das granatführende Erosionsprodukt muss direkt in das (neutrale bis leicht alkaline) marine Milieu transportiert werden, da ansonsten der Granat während Zwischenlagerungen im fluvialen Milieu unter Einfluss des sauren Grundwassers eliminiert wird.
- Das abgelagerte Sediment darf nicht dem sauren Grundwasser ausgesetzt sein, da ansonsten eine diagenetische Lösung („Intrastratal Solution“) einsetzt.

Zwei verschiedene Szenarien können unter diesen Voraussetzungen zur Erhaltung des Granats in den kretazischen bis eozänen Sedimenten führen:

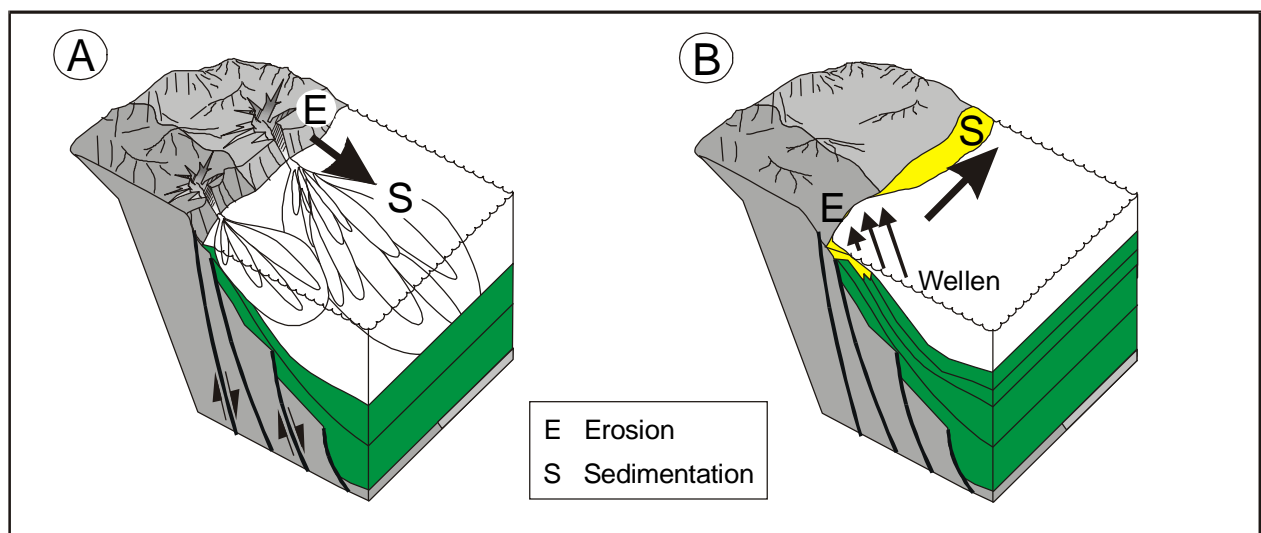


Abb. 5.8: Entwicklung des Beckenrandes, rekonstruiert aus der Varietätenanalyse detritischer Granate aus Sedimenten des Alb bis Eozän. A: Durch aktive Störungen ausgebildete Kliffküste mit punktförmigen Sedimentquellen. B: Ausgleichsküste mit vorherrschendem küstenparallelem Sedimenttransport.

1) Eine Möglichkeit ist die Ausbildung einer störungsgebundenen Kliffküste mit Steilufern und tief eingeschnittenen Schluchten (Abb. 5.8A). An steilen Talflanken oder durch Kliffkollaps kann frisches Gestein aufgeschlossen sein und somit für die Erosion zur Verfügung stehen. Die Distanz zwischen dem Abtragungsgebiet und der Küstenlinie ist somit sehr gering, so dass der granathaltige Detritus direkt in das marine Becken transportiert wird. Dass diese Situation während der Sedimentation der Ablagerungen von Alb bis späten Cenoman wohl bestanden hat, zeigt sich in dem Auftreten von frischen, eckigen Granatkörnern. Diese besitzen, wie auch die Turmaline, keine Anzeichen von Transportbeanspruchung (vgl. Kap. 4.2.3). Dazu spricht das Überwiegen von Mn-reichen Granatvarietäten in der Schwer-

mineralassoziation 1 (vgl. Kap. 4.4.3) für eine Erosion von frischen Gonditen, die von der südwestlichen Begrenzung der Provinz Comoé beschrieben sind (vgl. Kap. 4.2.2). Dies lässt auf ein nahegelegenes, lateral eng begrenztes Liefergebiet schließen.

2) Eine zweite Möglichkeit ist eine Ausgleichsküste, an der Sedimenttransport durch lateralen Strandversatz vorherrscht (Abb. 5.8B). Durch Wellenerosion an weiter entfernten Kliffküsten wird der Detritus von frischen Gesteinen abgetragen. Schräg auf die Küste auftreffende Wellen produzieren einen küstenparallelen Sedimenttransport, der den granatführenden Detritus vom Abtragungsgebiet bis zum Ablagerungsraum verfrachtet. Durch den längeren Transportweg, beziehungsweise durch den längeren Aufenthalt im litoralen Bereich, werden die erodierten Granatbruchstücke angerundet. Der Detritus ist während der Erosion, des Transports und der Ablagerung nie oder nur selten meteorischem Wasser ausgesetzt. Dieses Szenario findet heute statt (Le Loeff & Marchal, 1993, vgl. auch Kap. 5.1) und hat vermutlich auch während der Ablagerung der Sedimente des späten Cenoman bis Eozän stattgefunden. Zusätzlich gibt der Transport durch lateralen Strandversatz eine Erklärung für die Prozesse, die für eine Mischung des Detritus unterschiedlicher Liefergebiete verantwortlich sind (vgl. Kap. 5.3).

Im Gegensatz zu den Granaten der Schwermineralassoziations 1 ist die Zusammensetzung der Granate der Assoziations 2 typisch für Granate von Metasedimenten, die bei einer Regionalmetamorphose entstehen (Deer et al., 1992, vgl. auch Kap. 4.4.3). Granatführende Gesteine treten im Westen (Provinz Sasca) und Osten (Sektor Alépé) des Beckens auf (vgl. Kap. 4.2.2).

## 5.5 Die tertiäre Sedimentation am Beckenrand des „Côte d'Ivoire“-Beckens

Nach dem Übergang zur Drift-Phase und der Liefergebietsaufweitung zu Beginn der späten Kreidezeit fand im „Côte d'Ivoire“-Becken südlich der Hauptverwerfung „Faille des Lagunes“ eine mehr oder weniger kontinuierliche, meist feinklastische Sedimentation statt (vgl. Kap. 2.2.3). Nördlich der „Faille des Lagunes“ stellen oberkretazische oder paläogene Ablagerungen das unterste stratigraphische Schichtglied dar (vgl. Kap. 2.2.4). Darüber folgen neogene, vermutlich bis in das Quartär reichende Einheiten („Continental Terminal“). Die neogenen Sedimente nahm ich über die gesamte Beckenbreite nach sedimentologischen Gesichtspunkten auf. Vor der Diskussion der Provenanz der tertiären Sedimente, die anhand der Schwermineraldaten geführt wird, gibt die Profilkorrelation und die Interpretation der Faziesanalyse Aufschluss über die Sedimentationsbedingungen und Ablagerungsräume.

Die Sedimente nördlich der „Faille des Lagunes“ sind in (1) oberkretazische bis paläogene, meist feinkörnige und (2) neogene bis (?) quartäre, meist grobkörnige Einheiten unterteilt (Leneuf, 1968). Die oberkretazischen bis paläogenen Sedimente lassen sich im frischen (erbohrten) Zustand mit Foraminiferen biostratigraphisch datieren. Bei den vermutlich neogenen Sedimenten ist eine biostratigraphische Datierung in den meisten Fällen aufgrund fehlender Fossilien nicht möglich (Delor et al., 1996). Mit Hilfe der Profilkorrelation und Angaben aus der Literatur konstruiere ich eine stratigraphische Zuordnung der sedimentären Einheiten.

### 5.5.1 Oberkreide bis Paläogen

#### Interpretation der Lithofazies

Oberkretazische Sedimente sind im wesentlichen nur aus Bohrungen bekannt. Im Profilbereich II (vgl. Kap. 4.1.2) sind Kalke und Mergel des Maastricht an mehreren Lokalitäten erbohrt. In Yokoboué, 20 km westlich von Grand-Lahou, finden sich schwarze, pyritreiche Mergel mit einer Mikrofauna des Maastricht in einer Teufe von 20 m (Guerin-Villeaubreil 1955). Wenige Kilometer südwestlich lässt ein Bruchstück eines Ammoniten (*Desmoceras?*) in sandigen Schlämmen in einer Teufe von 36 m ein oberkretazisches Alter der Sedimente vermuten (Bohrung F 6 in Sage & Simon, 1981, Lokalität siehe Anhang I). Südlich von Nzida finden sich in einer Teufe zwischen 43 und 107 m sandige Schlämme mit einer Mikrofauna des Maastricht (Charpy & Nahon, 1978). Etwas nördlich davon beschreibt Dorthe (1964) im Bett des Bandama den Ammonit *Desmoceras*. In der Bohrung südlich von Grand-Lahou, südlich der „Faille des Lagunes“, sind oberkretazische Sedimente durch das Auftreten von *Siphogenerinoides cretacea* ab einer Teufe von 520 m nachgewiesen (Attewell et al., 1979).

Bei der Grundwasserbohrung Locodjo bei Abidjan (Profilbereich III) finden sich ab 124 m Teufe sandige Kalke und Kalksandsteine mit *Exogyra olisiponensis* SHARPE (oberes Maastricht) (Leneuf, 1968). Die Sedimente des Maastricht überlagern dort den paläoproterozoischen Sockel in 170 m Teufe. Die Mikrofauna der Kalke von Locodjo ist identisch mit der von Yokoboué und Nzida. In Ebouinda (Profilbereich IV) treten Sedimente des Maastricht ab einer Teufe von 115 m auf (Charpy & Nahon, 1978).

Die paläogenen Ablagerungen sind nur an wenigen Lokalitäten, vornehmlich an der westlichen Beckenflanke (Profilbereich II) und der östlichen Beckenflanke (Profilbereich IV) aufgeschlossen. Sie sind grundsätzlich durch einen extrem geringen grobklastischen Sedimenteintrag gekennzeichnet (Lithofazies-

typen M, SLp, SG, SO und GB, vgl. Kap. 4.1.1). Wegen Unsicherheiten in der biostratigraphischen Datierung sind sie mit den lithologisch ähnlichen oberkretazischen Sedimenten zusammengefasst (Delor et al., 1995).

Die Glaukonitsande (Lithofaziestyp **SG**) von Fresco (Profilbereich II) und Ebouinda (Profilbereich IV) sind durch das Auftreten planktischer Foraminiferen und verschiedener Makrofossilien (Nautiloideen, Austern, Turmschnecken, Crustaceen, Echinodermen und Korallen, vgl. Kap. 4.1.2) dem marinen Ablagerungsraum zuzuordnen (Tessier, 1960). Die Foraminiferen zeigen eine flachmarine Fazies an (Lys, in Charpy & Nahon, 1978). Das Auftreten von irregulären Seeigeln lässt auf ein unverfestigtes Substrat und eine Wassertiefe von wenigen Zehner Meter schließen (Tessier & Roman, 1973). Das seltene Auftreten von isolierten, ahermatypischen Korallen (Madreporiden) in den Glaukonitsanden von Fresco und Ebouinda deuten auf kühles Wasser hin (Barta-Calmus, 1969a und b). Die Bildung der Glaukonitpeloide erfolgte durch eine oberflächennahe Glaukonitisierung von Kotpillen ab einer Wassertiefe von 50 bis 80 m (Odin, in: Sage & Simon, 1981). Weiterhin ist für die Glaukonitisierung der Kontakt mit kühlem Meerwasser, weitab von dem Eintrag kontinentalen Detritus, nötig. Diese Bedingungen deuten auf eine vornehmliche Bildung von Glaukonit im Bereich der Schelfkante (Odin, 1988). Rezent findet sich eine ähnliche Fazies ab einer Wassertiefe von 80 m in weniger als 10 km Entfernung von der Küstenlinie (vgl. Kap. 5.1).

Die Foraminiferen *Globorotalia pseudorenardii* und *Globorotalia velascoensis* zeigen ein paleozänes Alter an (Tessier, 1960; Reyre, 1977). In der Region Grand-Lahou ist ein paleozänes Alter von erbohrten Glaukonitsanden durch die Globorotaliiden (*Globorotalia eugubina*, *Globorotalia pseudobulloides* und *Globorotalia trinidadensis*) angezeigt (Sage & Simon, 1981). Kalium-Argon-Datierungen liefern ein spätpaleozänes bis früheozänes Alter der glaukonitischen Peloide (Odin, in: Sage & Simon, 1981). Glaukonitreiche Sedimente sind im Untersuchungsgebiet typisch für das Paleozän. Daher sind glaukonitische Ablagerungen anderer Lokalitäten wohl ebenfalls ins Paleozän zu stellen (Charpy & Nahon, 1978). Nahon et al. (1980) zeigen, dass sich aus den peloidischen Glaukonitsanden (Lithofaziestyp SG) von Ebouinda unter lateritischen Verwitterungsbedingungen Peloidisensteine (Lithofaziestyp **SLp**) und goethitische Ooideisensteine (Lithofaziestyp **SOfe**) bilden. Diese beiden Lithofaziestypen stellen somit Verwitterungsprodukte paleozäner, ehemals glaukonitreicher Sedimente dar, beziehungsweise lassen sich mit diesen korrelieren (Tessier, 1960; Lang et al., 1986).

Für die Entstehung von berthieroiden Ooideisensteinen (Lithofaziestyp **SOB**), die im Profilbereich II auftreten, bestehen unterschiedliche, zum Teil kontroverse Theorien (zusammengefasst in Odin, 1988; Young, 1989; Hüller & Schickl, 1989). Ooide bilden sich sowohl im kontinentalen Bereich als auch im marinen Milieu. Im kontinentalen Bereich entstehen Ooide pedogen während der lateritischen Verwitterung. Die Ooidbildung kann sich dabei in marin abgelagerten Sedimenten vollziehen (Nahon et al., 1980) oder die Ooide werden nach ihrer pedogenen Entstehung ins Meer transportiert (Siehl & Thein, 1989). In beiden Fällen entsteht der (fälschliche) Eindruck einer marinen Entstehung der Ooide. Diese Theorien beziehen sich jedoch ausschließlich auf die Bildung goethitischer Ooideisensteine. Die Entstehung berthieroider Ooideisensteine hat sich vermutlich stets im flachmarinen Milieu ereignet (Odin, 1988). Dabei handelte es sich um brackisches, lagunäres Environment (Dreesen, 1989; Bayer, 1989), geschützte Meeresbuchten (Kimberley (1979) oder Mündungen von Flüssen (Harder, 1978). Nach Harder (1989) bildet sich Berthierin zusammen mit Siderit vornehmlich in feinklastischen Sedimenten, die reich an organischer Substanz sind. Berthierin kann sich auch während der Diagenese aus Kaolinit und Goethit bilden (Bhattacharyya, 1989). Die Ooide entstehen durch mechanische Akkretion (Chauvel & Guerrak, 1989), Wachstum *in situ* als Mikrokonkretionen (Young, 1989) oder Umwandlung aus karbonatischen Ooiden (Kearsley, 1989). Alle Bearbeiter der marin gebildeten Ooide sind sich einig, dass sich die Ooide während eines reduzierten terrigenen Eintrags oder einer Phase der Nichtsedimentation anreichern. Van Houten & Purucker (1984) und Young (1989) zeigen einen Zusammenhang der zeitlichen Verteilung von Ooideisensteinen mit folgenden Faktoren auf: (1) global hoher Meeresspiegel, (2) geflutete Schelfe, (3) global ausgeglichenes Klima, (4) zu Fastebenen abgetragenes Festland mit intensiver chemischer Verwitterung, (5) Transgression und (6) hoher Dispersionsgrad der Kontinente.

Die berthieroiden Ooideisensteine, die wenige Zehner Meter über dem heutigen Meeresspiegel im Profil Tjoko aufgeschlossen sind (vgl. Kap. 4.1.2), lassen sich durch das Auftreten von Foraminiferen in den Kernen der Ooide mit großer Sicherheit einem marinen Bildungsraum zuordnen. Das Auftreten glaukonitischer Foraminiferen in den Ooidkernen schließt die Bildung der Ooide durch lateritische Verwitterung aus, da Glaukonit unter oxidierenden Bedingungen nicht stabil ist (Odin, 1988). Da sich kein grobkörniges, terrigenes Material in dem Ooideisenstein findet, ist eine Entstehung in wenig bewegtem Wasser wahrscheinlich. Es ist aber auch möglich, dass grobkörniges Material nicht zur Verfügung stand. Das seltene Auftreten von Intraklasten deutet auf geringe Umlagerungen hin. Das generelle Fehlen von mit sessilen Foraminiferen besiedelten Ooiden und von Bioturbation, sowie das häufige Auftreten von inkohlem Holz können Anzeichen von leicht reduzierenden Bedingungen sein. Selten zu beobachtende opakisierte und goethitische Intraklasten lassen auf eine Schüttung von oxidierten Ooideisensteinen schließen. Dies deutet auf Auftauchhorizonte innerhalb des Bildungsraum der berthieroiden Ooideisensteine hin.

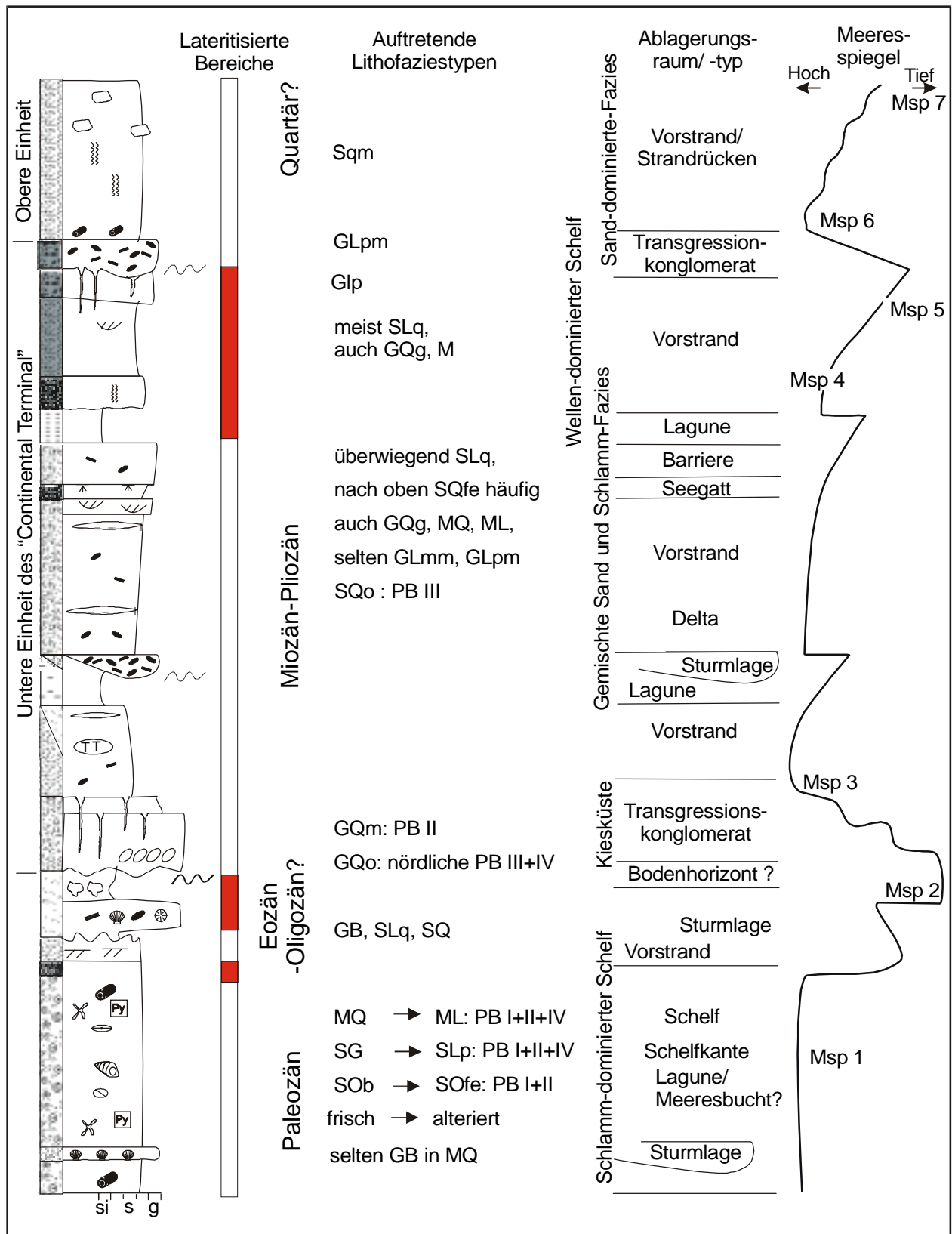


Abb. 5.9: Synthetisierte vertikale Abfolge der tertiären Sedimente des Profilbereichs II. Laterale Variationen vergleiche Text und Abb. 5.10. Meeresspiegel (Msp. 1 bis 7) siehe Abb. 5.11. Legende siehe Abb. 4.25b.

Die Ooide lassen sich im Klassifikationsschema nach Kearsley (1989) in die Subklasse B 3 (Berthierin-Ooide mit gut definierten konzentrischen Laminae und uneingeregelter Internstruktur) bezeichnen. Die berthieroiden Ooide entstanden erst nach der Ablagerung des Sediments *in situ*. Dafür lassen sich mehrere Gründe anführen: (1) Es treten nie Bruchstücke von Ooiden auf. Die Oberflächen der Ooide



zeigen keine Beschädigungen. As fanden folglich keine Umlagerungen statt. (2) Die Ooide sind nie besiedelt. Bei einer Bildung der Ooide auf der Sedimentoberfläche ist eine Besiedlung mit sessilen Foraminiferen zu erwarten (Hüller & Schickl, 1989). (3) Die sehr feinkristalline Internstruktur zeigt keine Anzeichen für ein tangenciales Anlagerungsgefüge (Abb. 4.22B), wie es für eine mechanische Akkretion nach dem „Schneeballprinzip“ kennzeichnend ist (Kearsley, 1989). (4) Als Kerne der Ooide finden sich unterschiedliche Komponenten, wie Foraminiferen, Holzreste und Silikate. Oft treten auch keine erkennbaren Kerne auf, die Schalen beginnen dann diffus im inneren Drittel des Ooids. Es sind auch Ooide zu beobachten, in deren Kern das Material der Matrix auftritt. Für die Ooidbildung waren somit keine körnigen Nukleationskerne nötig. (5) Die Schalen der Ooide besitzen ungefähr die gleiche chemische Zusammensetzung wie die Matrix. Auffällig ist die Ausbildung von konzentrischen phosphatischen Zonen innerhalb der Ooide. Diese können diagenetischer Natur sein (Kearsley, 1989) oder könnten eventuell die Mikrokonkretionsbildung begonnen haben. Berthierin oder Goethit könnte sich dann durch Adsorptionsprozesse anlagern (Gehring, 1989).

Eine pedogene Bildung der goethitische Ooideisensteine (Lithofaziestyp **SOfe**) aus berthieroiden Ooideisensteinen durch goethitische Pseudomorphosen zeigt sich am Top der oolithischen Abfolge im Profil Tjoko 1 (vgl. Kap. 4.1.2). Dieser Lithofaziestyp kann nach Nahon et al. (1980) pedogen auch aus peloidischen Glaukonitsanden entstehen.

Da in den paleozänen Sedimenten der Bohrung südlich von Grand-Lahou umgelagerte Ooide und Pelloide aus berthieroiden Material auftreten, fand die berthieroide Ooidbildung vermutlich ebenfalls während des Paleozäns statt. Durch lateritische Verwitterung bildeten sich aus berthieroiden Ooideisensteinen die goethitischen Ooideisensteine der Lokalität Bandama und Nzida, die somit ebenfalls paleozäne Ablagerungen darstellen. Gesteine des Lithofaziestyps SLp und SOfe treten im Profilbereich I verstärkt auf und bilden dort abbauwürdige Eisenlagerstätten (Knopf 1963).

Die Schlämme des Lithofaziestyps **MQ** lassen aufgrund ihres geringen Gehalts an sandigen Detritus auf einen ruhiges, strömungsarmes Ablagerungsmilieu schließen. Die weite Verbreitung dieses Lithofaziestyps bis an den Beckenrand spricht für ein Fehlen von gröberkörnigen Abtragungsprodukten in der Küstenzone. Die selten zu beobachtende Lamination mit tonärmeren und tonreicheren Laminae deutet auf einen rhythmisch schwankenden Sedimenteintrag (Jahreszeiten?). Pyritische Konkretionen stellen Grabgänge dar und zeigen ein Bodenleben an. Seltene grobklastische Einschaltungen (feine Konglomerate, Grobsandsteine, Muschelschille des Lithofaziestyps **GB**) sind wohl auf Sturmereignisse zurückzuführen.

Die mächtige Ausbildung der Schlämme über große Bereiche des Beckenrandes und die geringen fazialen Unterschiede lassen auf eine extensive deckenartige Sedimentation eines Schlamm-dominierten Schelfs schließen (Johnson & Baldwin, 1986). Die verfestigten Ton- und Silteisensteine (Lithofaziestyp **ML**) in der Region Grand-Lahou (Lokalitäten Nzida, GL 2, CBV) sind die lateritischen Verwitterungsprodukte dieser Schlämme. Die lateral verfolgbare Ausbildung der Ooideisensteine, Glaukonitsande und Schlämme lässt den Schluß zu, dass es sich bei diesen Lithofaziestypen in Profilbereich I, II und IV um zeitgleiche Fazies-Äquivalente handelt.

Die eozänen Sedimente südlich der „Faille des Lagunes“ können eine Mächtigkeit von 900 m erreichen. Bei der Bohrung südlich von Grand-Lahou stehen mindestens 240 m mächtige Sedimente des Eozäns an (Attewell et al., 1979; Delor et al., 1992). Während des Oligozäns bildete sich südlich der „Faille des Lagunes“ eine markante Erosionsdiskordanz aus (vgl. Kap. 2.2.3). Südlich von Abidjan liegen die Sedimente des Miozäns erosiv auf paleozänen Ablagerungen (N'Da et al., 1995).

Sedimente des Eozän und Oligozän sind nördlich der „Faille des Lagunes“ bisher nicht bekannt, beziehungsweise nicht datiert. Eventuell lassen sich im Profil Bandama die Korallen- und Bivalvenführenden Sedimente, die paleozäne Ooideisensteine überlagern und noch unterhalb der grobklastischen, neogenen Sedimente liegen, in das späte Paläogen stellen (Abb. 5.9).

#### Der Beckenrand während des Paläogens

Während des Paleozäns fand auf dem gesamten Schelf eine schlammreiche Sedimentation statt (Abb. 5.11 und Abb. 5.12A). Das generelle Fehlen grobklastischer Sedimente bis an den Paläobeckenrand gibt einen Hinweis auf die Ausbildung eines Schlamm-dominierten Schelfs und eventuell auch auf eine Schlammküste oder Chenierküste (Otvos & Price, 1979). Das seltene Auftreten von Sturmlagen zeigt eine Schönwetter-dominierte Fazies an. In den Profilbereichen I und II fand in anoxischen Bereichen des Schlamm-dominierten Schelfes eine autochthone, berthieroide Ooidbildung in flachem, wenig bewegtem Wasser statt (Abb. 5.11). Als Bildungsort der Ooide kommen vor allem randmarine Bereiche mit brackischem Wasser (Lagunen, Meeresbuchten, Ästuar) in Frage (Harder, 1989). Im Beckenzentrum (Profilbereich III) sind paleozäne Sedimente nördlich der „Faille des Lagunes“ nicht bekannt (Guerin-Villeaubreil, 1955).

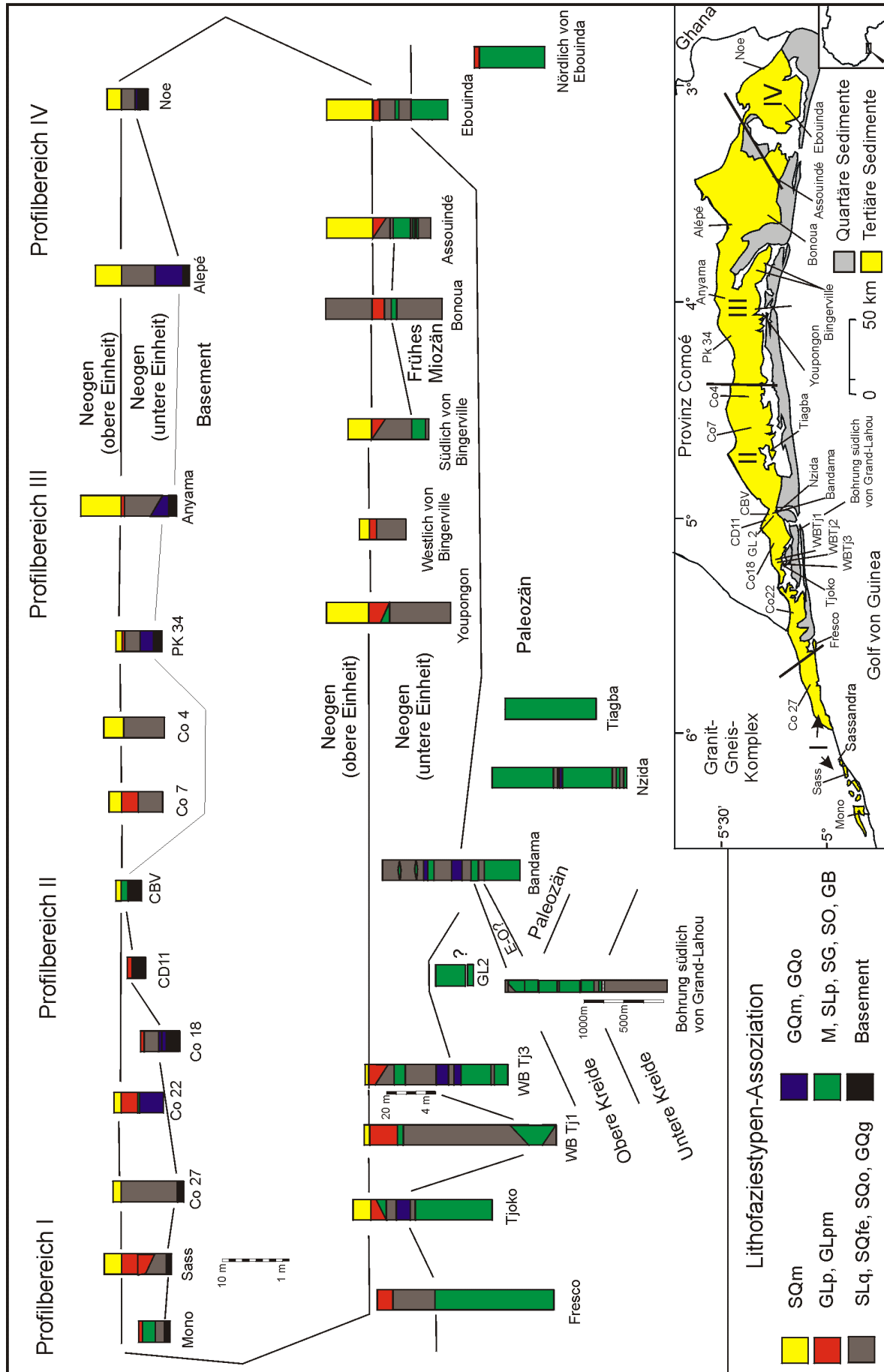


Abb. 5.10: Profilkorrelation der aufgenommenen Abfolgen. Lithofaziestypen vergleiche Kap. 4.1.2.

Wenige Kilometer südlich der Hauptverwerfung fand bereits eine Sedimentation auf dem Kontinentalhang statt (N'Da et al., 1995), so dass die „Faille des Lagunes“ wohl die paleozäne Schelfkante bildete. Im Bereich der Schelfkante kam es in den Profilmereichen II und IV zur Glaukonitisierung von Kotpillen. Ahermatypen Korallen siedelten in diesem Milieu.

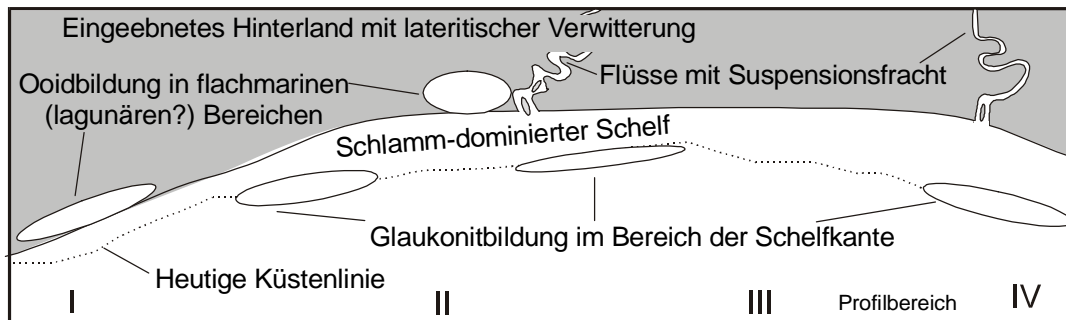


Abb. 5.11: Faziesverteilung während des Paleozäns. Erläuterungen siehe Text

Die paleozäne Sedimentation fand während der weltweiten Warmzeit, die von der Oberkreide bis in das frühe Eozän reichte (Frakes et al., 1992, vgl. Kap. 2.3.1), statt. Der Westafrikanische Kraton war während des Paläogens schon intensiv eingeebnet („Afrikanische Rumpffläche“, vgl. Kap. 2.3.2). Das extrem humide Klima führte zur Ausbildung von Lateriten und Bauxiten auf der Rumpffläche und somit zum Überwiegen der chemischen Verwitterung gegenüber der mechanischen Erosion im Hinterland (Johnsson, 1993). Die Flüsse führten die feinkörnigen Verwitterungsprodukte überwiegend in kolloidaler Form und in Suspension. Dies hatte einen verminderten Sedimenteintrag in das Becken zur Folge. Durch dieses Minimum detritischer Zufuhr aus dem Hinterland in das Becken kam es zum Überwiegen der schlammigen Sedimentation im litoralen Bereich. Die Ausfällung des gelösten Eisens, das aus dem tiefgründig verwitterten Hinterland eingetragen wurde, führte in den randmarinen, wärmeren Bereichen zur Ooideisensteinbildung. In landferneren, kühleren Bereichen herrschte Glaukonitbildung vor.

Das Top der paleozänen Sedimente zeigt Oxidation und Eisenanreicherung. Glaukonitsande werden zu Peloideisensteinen, Schlämme zu Toneisensteinen und berthieroide zu goethitischen Ooideisensteinen transformiert. Dies ist auf eine Auftauchphase während anhaltender lateritischer Verwitterungsbedingungen in einem tropisch-humiden Klima zurückzuführen. Damit ist ein relativer Meeresspiegelabfall angezeigt. Der Meeresspiegelniedrigstand korreliert vermutlich mit einer Erosionsdiskordanz südlich der „Faille des Lagunes“, die von Caprona (1992) in das obere Paleozän gestellt ist.

Über der alterierten paleozänen Schichtfolge setzt, ohne die Ausbildung eines erkennbaren erosiven Kontaktes, eine zunehmende Faziesdifferenzierung ein. Diese zeigt eine zunehmende Gliederung des schmalen Schelfs an. Lokal konnten sich Korallen entwickeln. Die koloniebildenden und hermatypen Korallen *Tarbellastraea* cf. *aquitaniensis* (Chevalier 1962) und *Montastrea* cf. *limbata* (Duncan 1863) (schriftliche Mitteilung Löser, 2000) sind bisher aus dem „Côte d'Ivoire“-Becken nicht beschrieben. Goethitische Ooideisensteine, deren Komponenten sich auch in den Septen der Korallite eingeschlossen finden (Abb. 4.28), bildeten das für die Korallenbesiedlung notwendige Hartsubstrat (Leinfelder, 1994). Die massiven Wuchsformen der koloniebildenden Korallen zeigen mäßige Sedimentationsraten an (Nose, 1995). Das kurzzeitige Wachstum der Korallen fand wohl in einer offenen Meeresbucht statt, in der das Wasser warm genug war und die Salinität des Meerwassers nicht wesentlich durch Evaporation oder fluvialen Eintrag verändert wurde.

Die Ablagerung der verschwemmten Korallen ereignete sich durch ein Sturmereignis, bei dem diese über eine geringe Distanz transportiert wurden. Im Profil Bandama zeigt das Auftreten von Toneisensteingeoden über der Sturmlage einen weiteren Paläobodenhorizont (dos Anjos et al., 1995). Während der Bodenbildung kam es zur pseudomorphen Verdrängung des karbonatischen Skeletts der Korallen durch feinkörnige Eisenoxihydrate. Die Bodenbildung zeigt einen relativen Meeresspiegelabfall an. Der gesamte Schelfbereich wurde freigelegt. Durch intensive, lateritische Verwitterung und assoziierte Einebnung bildete sich auf den paläogenen Sedimenten eine Paläoküstenebene aus (Abb. 5.12B). Diese spätpaläogene Küstenebene lässt sich mit der sogenannten „Cuirasse Bauxitique“ (cf. Grandin & Delvigne, 1969) korrelieren (Abb. 5.14, Verheye & Pomel, 1984). Südlich der „Faille des Lagunes“ führte der relative Meeresspiegelabfall im gesamten Beckenbereich zu einer ausgedehnten Erosionsdiskordanz, die in das Oligozän gestellt ist (vgl. Kap. 2.2.3). Der Fluss Comoé, dessen Unterlauf während des Oligozäns in westnordwestliche Richtung parallel der „Faille des Lagunes“ gerichtet war, schnitt sich tief in die unterlagernden Sedimente ein (Simon & Amakou, 1984). Dabei bildete sich auf dem Schelf der submarine Canyon „Trou sans fond“ aus (Dietz & Knebel, 1971).

### 5.5.2 Neogen („Continental Terminal“)

Die Interpretation des neogenen Ablagerungsraums wird seit den siebziger Jahren kontrovers diskutiert. Frühe Bearbeiter waren sich über ein kontinentales, fluviales Ablagerungsmilieu, in dem Schichtflutereignisse eine wesentliche Rolle spielten, einig (Le Bourdieu, in Leneuf, 1968; Berton, 1961; Knopf, 1963; Millot, 1964; Leneuf, 1968). Berton (1961) bemerkte jedoch, dass die Sedimente des „Continental Terminal“ grobkörniger als rezente fluviale Ablagerungen, aber auch schlechter sortiert als heutige Strandsande sind. Tessier et al. (1975) und Charpy & Nahon (1978) zeigten, dass das „Continental Terminal“ keine allochthone Ablagerung ist, sondern durch oberflächennahe Alteration mariner Sedimente überwiegend paläogenen Alters entstand. Bei diesen Arbeiten wurden aber ausschließlich die Lokalitäten Fresco und der südliche Teil des Profilbereich IV (Region von Ebouinda) bearbeitet. Millot (1980) hält entgegen, dass die eisenreichen Horizonte eher detritisch als autochthon sind.

Tastet (1979) beschreibt aus der Region Abidjan (Profilbereich III) Sedimente, die auf ein kurzzeitiges, marines Eindringen nördlich der „Faille des Lagunes“ schließen lassen. Von Bacchiana et al. (1982) sind Foraminiferen in schwarzen Schlämmen bei Bingerville beschrieben, die ein marines, unteres Miozän anzeigen. Die jüngsten Sedimente des „Continental Terminal“ sind als äolische Ablagerungen interpretiert (Tastet, 1979).

Lang et al. (1986) zeigen in ihrer Übersicht des „Continental Terminal“ in Westafrika, dass in den Küstenbecken mehrere Faziestypen von allochthoner Sedimentation und autochthoner Verwitterungsbildung möglich sind. Es findet sich (1) eine autochthone Fazies, die durch lateritische Alteration am Top mariner Sedimente entstanden ist; (2) eine autochthone Fazies, die durch lateritische Verwitterungsbildung am Top allochthoner, siderolithischer Sedimente entstanden ist; (3) eine allochthone, siderolithische Fazies, die diskordant über frischen marinen Serien liegt. Desweiteren betonen Lang et al. (1990), dass der Name „Continental Terminal“ keine stratigraphische oder paläogeographische Bedeutung beinhaltet. Dies gilt besonders im Vergleich mit posteoziänen bis präquartären Sedimenten in der Sahara, für die dieser Begriff von Killian (1931) ursprünglich geprägt wurde.

#### Interpretation der Lithofazies

Die grobklastischen, neogenen Sedimente überlagern im Norden des Beckens direkt das paläoproterozoische Basement (vgl. auch Kap. 4.1.2). Im südlichen, landfesten Bereich überlagern sie meist paläogene Sedimente. Südlich der „Faille des Lagunes“ treten überwiegend feinkörnige Siliziklastika und pelagische Sedimente auf (Báldi-Beke et al., 1987; Mascle et al., 1998).

Tastet (1979) beschreibt in der Region Abidjan im Zentrum des Beckens (Profilbereich III) die Ausbildung von vier lithologischen Einheiten. Von unten nach oben sind dies:

Einheit 1: Schlammige Sande, mehr oder weniger grobkörnig, mit Einschaltungen von Tonen (0 – 20m).

Einheit 2: Schlammige Sande und übelriechende, schwarze Tone (0 – 10 m).

Einheit 3: Meist grobkörnige Sande, mit Einschaltungen von gescheckten Tonen (0 – 90 m).

Einheit 4: Homogene, ockerfarbene, schlammige Sande, die analog zu Sedimenten in Benin „Terre de Barre“ (Houessou & Lang, 1979) benannt sind (0 – 20 m).

Diese Abfolge ist in anderen Beckenbereichen jedoch nicht zu beobachten. So sind die Einheiten 1 und 2 auf die Region von Abidjan (Profilbereich III) beschränkt. Über den gesamten Beckenbereich sind nur die Einheiten 3 und 4 aufgeschlossen (Delor et al., 1995). Daher ist eine Zweiteilung in eine untere Einheit aus tonreicheren Sanden (im wesentlichen Einheit 3 nach Tastet, 1979) und eine obere Einheit aus tonärmeren Sanden (Einheit 4) sinnvoller (Lang et al., 1986).

#### *Untere Einheit*

Die tonreichen Sande der unteren Einheit sind in den Profilbereichen durch eisenreiche Komponenten gekennzeichnet („siderolithische Fazies“, „lateritderivate Fazies“). In dieser Einheit treten überwiegend quarzreiche und eisenreiche, unverfestigte Kiese und Sande, (Lithofaziestypen GQo, GQm, GQg, GLpm, GLmm, GLp, SQfe, SLq), selten auch Schlämme (Lithofaziestypen MQ, ML) auf (vgl. Kap. 4.1.1). Die Horizonte im unteren Bereich sind meist nicht über die gesamte Beckenbreite korrelierbar. Das Top der Einheit zeigt eine weite laterale Kontinuität (Abb. 5.10).

#### *Basaler Bereich der unteren Einheit*

Das Einsetzen der grobklastischen Sedimentation markiert den Beginn der miozänen bis pliozänen Sedimentationszyklus des „Continental Terminal“. In neogenen Sedimentpaketen, die direkt das paläoproterozoische Basement überlagern, treten oft Bänke mit grobklastischen, quarzreichen Sedimenten (Lithofaziestyp **GQo**) auf („Basiskonglomerat“, cf. Berton, in: Leneuf, 1968). Leneuf (1968) und Tessier (1979) interpretieren diesen Lithofaziestyp als Sedimente fluvialer Terrassen. Meiner Meinung nach lässt sich das Basiskonglomerat nicht in einen fluvialen Ablagerungsraum stellen. Folgende Beobachtungen sprechen dagegen: (1) Für einen fluvialen Transport der Kiese müsste ein

relativ steiles Paläorelief vorhanden sein. Für die teils gute Rundung der Kiese, die überwiegend aus Gangquarz-Bruchstücken bestehen, wäre ein Transport über viele Kilometer erforderlich (Pettijohn, 1975). (2) Das Basiskonglomerat zeigt im nördlichen Teil des Profilbereichs III eine deckenartige Geometrie. (3) Die Ausbildung des Basiskonglomerats in Profilbereich I und II ist an die Verfügbarkeit von Quarzgängen im direkt unterlagernden Basement gekoppelt. Über granitischem Basement im östlichen Granit-Gneis-Komplex, das keine Quarzgänge führt, ist kein Konglomerat, sondern ein geröllführender Sand (Lithofaziestyp **GQg**) ausgebildet (Profilbereich I). Weiter östlich liegt über Metasedimenten, die reich an Quarzgängen sind, ein gut sortiertes Basiskonglomerat (Profilbereich II). Zudem spiegeln seltene Gesteinsbruchstücke stets die Lithologie des unterlagernden Basements wider (Leneuf, 1968). (4) Der kiesige Horizont über den feinklastischen, paläogenen Sedimenten (Lithofaziestyp **GQm**), der mit dem Basiskonglomerat korrelierbar ist (Abb. 5.10), weist eine geringmächtige, flächenhafte Ausbildung auf und ist immer gut sortiert.

Die Zonierung von schlecht sortierten Kiesen mit Imbrikation im nördlichen Bereich und gut sortierten Kiesen im südlichen Bereich spricht für eine Ablagerung im Küstenbereich. Die beobachteten fazialen Unterschiede entsprechen einer proximalen „Imbrication Zone“ und einer distalen „Outer Frame Zone“ einer Kiesküste (Bluck, 1967; Davis, 1985). Die stets mit der Lithologie des Basements im Liegenden identischen Lithoklasten der quarzreichen Kiese sind dabei Erosionsmaterial angrenzender Kliffküsten..

Das generelle Fehlen von lateritderivaten Klasten in Kiesen der Lithofaziestypen GQo, und GQm zeigt, dass es sich nicht um direkte Abtragungsprodukte des lateritisch verwitterten Basements handelt. Die Kiese überlagern auch kein komplettes Bodenprofil des Basements, sondern sind erosiv bis zum Saprolith der granitischen oder metasedimentären Gesteine eingeschnitten. Die Bodenprofile liegen somit stets als gekappte Profile vor. Im Gegensatz dazu finden sich nördlich des Beckenrands meist vollständige Verwitterungsprofile mit pisolithischen Horizonten, wie sie von Nahon (1986) und Delor et al. (1995) im Detail beschrieben sind. Die Abtragung der eisenreichen Horizonte fand demnach während eines früheren Erosions- und Sedimentationszyklus statt.

Am Top des kiesigen Pakets treten Dezimeter tiefe Risse auf (Abb. 5.9). Die Risse besitzen verfestigte Wände aus Eisenoxihydraten und sind mit Sanden der hangenden Einheit verfüllt. Die Risse sind auf eine Austrocknung des Horizonts zurückzuführen.

#### *Mittlerer Bereich der unteren Einheit*

Über dem „Basiskonglomerat“ ist der basale Bereich der unteren Einheit überwiegend von mittel- bis grobkörnigen Sanden mit unterschiedlich hohen Anteilen lateritderivater Komponenten aufgebaut (Lithofaziestyp **SLq**). Die Sande führen eisenreiche Klasten, die von einer lateritischen Bodenbildung (Pisoide, Eisenschlammsteine) oder/und von Eisenanreicherungen innerhalb eines Sedimentpakets (eisenimprägnierte Sandsteine) stammen. Die eisenreichen („lateritderivaten“) Komponenten sind somit von einem Hinterland geschüttet, das von einer lateritischen Bodenbildung bedeckt war. Auch das häufige Auftreten von sogenanntem Runiquarz (Quarzkörner, deren Risse mit Eisenoxihydrat verfüllt ist) deutet auf lateritisierte Liefergesteine hin (Stoops, 1989). Die massige Ausbildung der schlammreichen Sande ist als ein Produkt von intensiver Bioturbation und daraus resultierender Vermischung von sandigen und schlammigen Lithofaziestypen anzusehen (Kulm et al., 1975).

Nach oben ist die untere Einheit zunehmend von eisenimprägnierten Sedimenten (Lithofaziestyp **SQfe**) durchzogen. Die durch Eisenoxihydrate zementierten Sande sind auf sekundäre Eisenanreicherungen innerhalb des Sedimentpakets zurückzuführen (Germann et al., 1990; vgl. auch Kap. 2.3.3). Vermutlich stellen die gut begrenzten Horizonte der eisenimprägnierten Sandsteine ehemalige Grundwasserstände dar (Schwarz, 1992). Spurenfossilien (*Ophiomorpha*, *Planolites?*), die auf ein flachmarines Ablagerungsmilieu im Vorstrand hinweisen (Pemberton, 1992), sind in den frühdiagenetisch gebildeten Eisensandsteinen erhalten. Innerhalb der eisenimprägnierten Sandsteine lassen sich postsedimentäre Quarzkornsprengung und Lösung der Quarzkörner beobachten, die zu einer erheblichen Veränderung des Modalbestandes und des Korngrößenspektrums führten (vgl. Kap. 4.3.1). Es ist davon auszugehen, dass die Veränderung der Komponenten auch in den unverfestigten Sanden des Lithofaziestyps SLq stattfanden.

Gering mächtige Einschaltungen von feinkörnigen Sedimenten des Lithofaziestyps **MQ** beziehungsweise **ML** stellen entweder randmarine Ablagerungen oder Sedimente des inneren Schelfs dar (siehe oben). Im Bereich von Bingerville (östlicher Teil des Profilbereich III) lagerte sich dieser Lithofaziestyp in einer offenen Meeresbucht ab (Bacchiana et al., 1982). Dort tritt eine marine Mikrofauna (*Dacinoïdes circumtegens* De Klasz & Rérat; *Altistoma scalaris* De Klasz & Rérat) des unteren bis mittleren Miozäns auf. Dieser Fund ist die einzige biostratigraphische Datierung der neogenen Sedimente nördlich der „Faille des Lagunes“ (Delor et al., 1995).

Linsenförmige Einschaltungen von monomikten und polymikten, lateritderivaten Kiesen (Lithofaziestyp **GLmm** und **GLpm**) stellen Umlagerungsprodukte lateritischer Bodenprofile dar (Valeton, 1999).



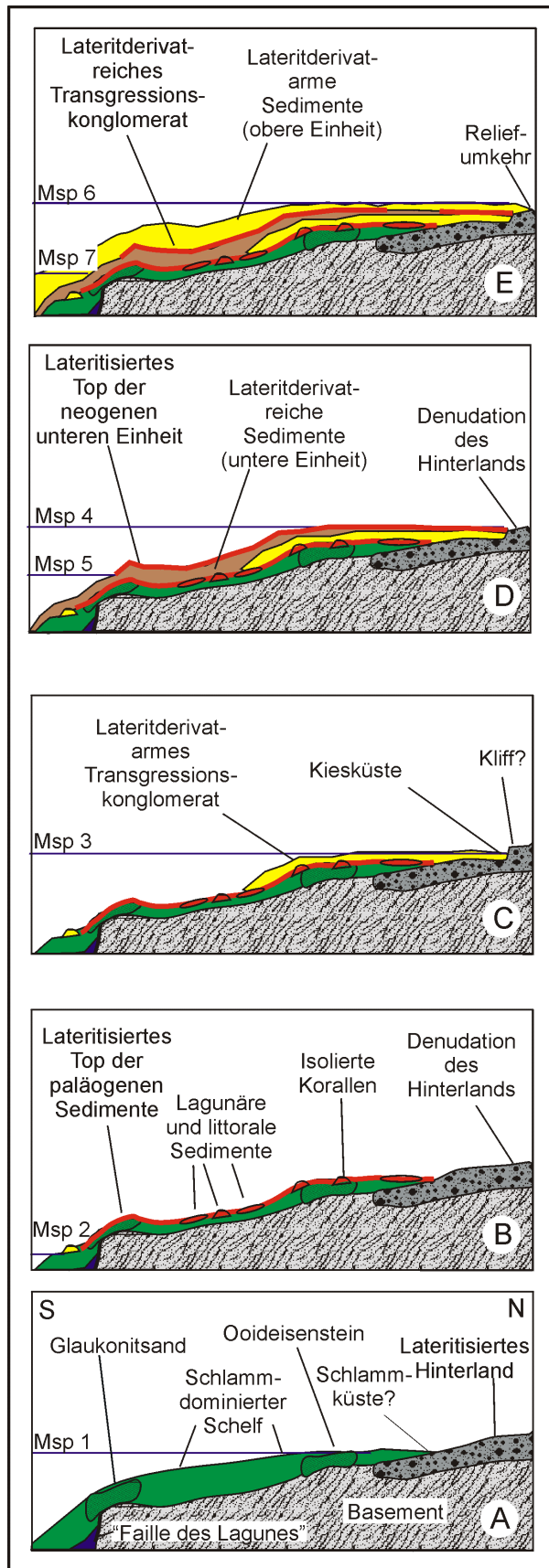


Abb. 5.12: Modell für die tertiäre Sedimentation in der Region von Grand-Lahou. Erläuterungen siehe Text. Vergleiche auch Abb. 5.9 bis 5.12.

Monomikte Komponenten (meist Bruchstücke von feinkörnigen Eisenkrusten) zeigen die Erosion eines lateral begrenzten und oberflächennahen Bodenhorizonts an. Polymikte Komponenten lassen auf die Erosion größerer Gebiete und/oder mehrerer Bodenhorizonte schließen. Als möglicher Prozess, der zur Ausbildung dieser Umlagerungsprodukte führte, kommt die Aufarbeitung lateritischer Bodenprofile über Sedimenten im Rückstrandbereich und über Basement durch Küstenerosion während eines ansteigenden Meeresspiegels in Frage. Die Erosionsprodukte lagerten sich im Vorstrand ab.

Im südlichen Bereich des Beckenzentrums (Profilbereich III) treten weiße, schrägschichtete Sande ohne lateritderivate Klasten (Lithofaziestyp **SQo**) auf. Als Ablagerungsmilieu dieser groben Quarzsande kommen fluviale Rinnen oder proximale Bereiche von Alluvialfächern in Frage. Ein mariner Ablagerungsraum ist aufgrund des häufigen Auftretens von Wurzelhorizonten weitgehend auszuschließen. Durch das Überwiegen von Sanden, geröllführenden Sanden und feinen Kiesen gegenüber feinklastischen Sedimenten ist die Ablagerung aus Flüssen mit Bodenfracht wahrscheinlich (Collinson, 1986). Die Überlieferung der sedimentären Strukturen, die in den neogenen Sanden ungewöhnlich ist (mündl. Mitt. Diaby, 1998), zeigt eine geringe Bioturbation an. Dies spricht für eine schnelle Ablagerung dieses Lithofaziestyps.

#### *Top der unteren Einheit*

Das Top der unteren Einheit ist in allen Profilbereichen von einem mehreren Meter mächtigen, lateritisierten Horizont aufgebaut. Diesem lateritischen Sedimentpaket geht oft eine 1 bis 3 m mächtige Silteinheit voraus.

Darüber liegt die Fleckenzzone (vgl. 2.3.3) innerhalb des Lithofaziestyps SLq. Darauf folgt ein pisolithischer („pseudokonglomeratischer“) Horizont (Lithofaziestyp **GLp**), der über die gesamte Beckenbreite gut entwickelt ist und in dieser Arbeit als Korrelationshorizont dient (Abb. 5.10). Die Internstruktur der PISOIDE und deren Matrix besitzen die gleiche Korngröße. Damit ist eine autochthone Bildung während humid-tropischer Verwitterungsbedingungen angezeigt (Nahon, 1986). Eisenkrustenbildung und zahlreiche, oft Meter tiefe Austrocknungsrisse (Abb. 4.17) deuten auf einen darauf folgenden Wechsel zu ariderem Klima hin (Valeton, 1999; Widdowson & Gunnell, 1999). Die wellige Oberfläche des Tops der unteren Einheit ist als Kollapsstruktur, die aufgrund Lösungsvorgänge innerhalb der Sedimente im Liegenden entstanden ist, anzusehen (Paradis, 1982).

Der lateritderivate, polymikte Kies (Lithofaziestyp **GLpm**) im Hangenden ist, im Gegensatz zum unterlagernden autochthonen Pisolith, ein „echtes“, allochthones Konglomerat (Abb. 5.9). Die Diversität lateritderivater Komponenten (alterierte Glaukonitsande, Ooideisensteine, PISOIDE, feinkörnige Eisenkrusten, eisenimprägnierte Sedimente verschiedenster Korngrößen, Bruchstücke von Gangquarzen) zeigt ein weites Liefergebiet innerhalb lateritisierter Sedimente und des Basements an.

#### Obere Einheit

Die ockerfarbenen, massigen Sande (Lithofaziestyp **SQm**) der oberen Einheit (Einheit 4 cf. Tastet, 1979) des „Continental Terminal“ überlagern bis auf wenige Ausnahmen den gesamten randlichen Bereich des Beckens. Die bimodale Korngrößenverteilung mit quarzreichem Mittelsand und eisenreichem Schlamm von variablem Anteil (Abb. 4.20) ist mit einer unterschiedlichen Herkunft oder Bildung des Schlammanteils zu erklären. Dabei ist eine nachträgliche Einschwemmung des Schlammanteils in die Sande, die Bildung des Schlammes durch intraformatielle Verwitterung instabiler Minerale der Sande oder die Vermischung von primär sandigen und schlammigen Schichten durch Bioturbation möglich.

Die gleichmäßige, flächenhafte Ausbildung der Sedimente im gesamten Becken und das Fehlen von Sedimenten, die auf Rinnenablagerungen hindeuten, schließt Einflüsse einer fluvialen Fazies weitgehend aus. Durch das Auftreten von Spurenfossilien (*Ophiomorpha*, Abb. 4.18 und 4.19) ist der flachmarine Ablagerungscharakter der oberen Einheit dokumentiert (Wozazek & Krawinkel, 1999). Im Bereich nordwestlich von Abidjan (Profilbereich III) führen die siltigen Sande, die dort das „Basiskonglomerat“ überlagern, mehrere Steinlagen, aus denen von Paradis (1980) prähistorische Steinwerkzeuge des Sangoen (45000 bis 40000 v. Chr.) beschrieben werden.

#### Der Beckenrand während des Neogens

Nach dem oligozänen Meeresspiegeltiefstand und einer Phase der festländischen, lateritischen Verwitterung auf dem freigelegten Schelf transgredierte der miozäne Ozean über die, in weiten Bereichen eingeebnete Küstenebene (Abb. 5.12C). Dadurch kam es zur Ausbildung eines flächenhaften Transgressionskonglomerats, das weit ins Hinterland reicht. In den Gesteinen des Basements bildete sich durch Küstenerosion eine Kliffküste aus. Während der Ingression entwickelten sich Buchten mit kiesigen Stränden über dem paläoproterozoischen Basement.

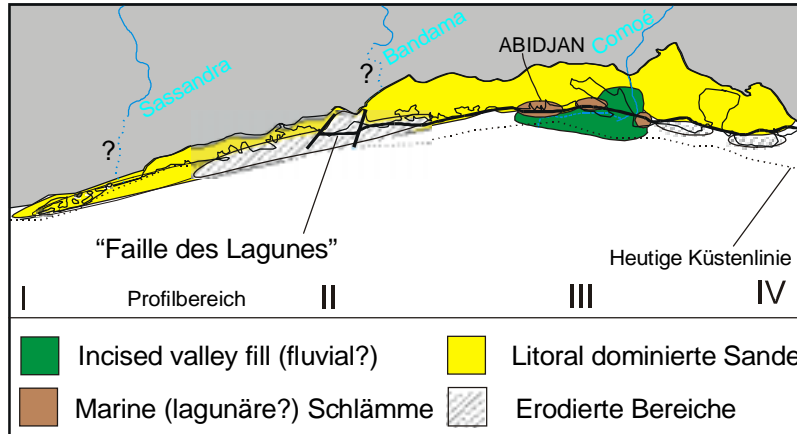


Abb. 5.13: Faziesverteilung während des Miozäns. Erläuterungen siehe Text.

Die Progradation der Küstenlinie während einer generellen Regression führte zur Bildung der lateritderivaten Sande der unteren Einheit des „Continental Terminal“ (Abb. 5.12D). Die meist sandigen Sedimente lagerten sich überwiegend im Vorstrand eines Wellen-dominierten Schelfs ab. Sporen in marinen, obermiozänen Sedimenten im Bereich der Hauptverwerfung zeigen das Auftreten von sumpfigen Wäldern und Mangroven im Hinterland an (Báldi-Beke et al., 1987). Vermutlich bildete sich, ähnlich wie heute, ein System von Barriereinseln und Lagunen an der Küste aus. Sekundäre Eisenanreicherungen in den lateritderivaten Sanden, in Verbindung mit Austrocknungsrisse in den unterlagernden kiesigen Horizonten, lassen auf ein Klima mit starken saisonalen Kontrasten schließen.

In der Region von Abidjan verfüllte sich der eingeschnittene Unterlauf des Comoé. Diese Sedimente lassen sich als fluvial dominierte Ablagerungen eines „Incised valley fill“ interpretieren. Planare Schrägschichtungseinheiten in den Sedimenten zeigen einen Sedimenttransport in südliche bis östliche Richtung an. Der Canyon „Trou sans fond“ wurde dabei nicht verfüllt (Simon & Amakou, 1984). Nördlich des parallel zur Hauptabschiebung gerichteten Paläotals lagen halboffene Meeresbuchten oder lagunäre

Bereiche mit Mangroven, in denen eine überwiegend schlammige Sedimentation stattfand (Abb. 5.13). Das Auftreten von Süßwasseralgen zeigt einen Eintrag von Flüssen in die randmarinen Bereiche an (Klasz & Klasz, 1992).

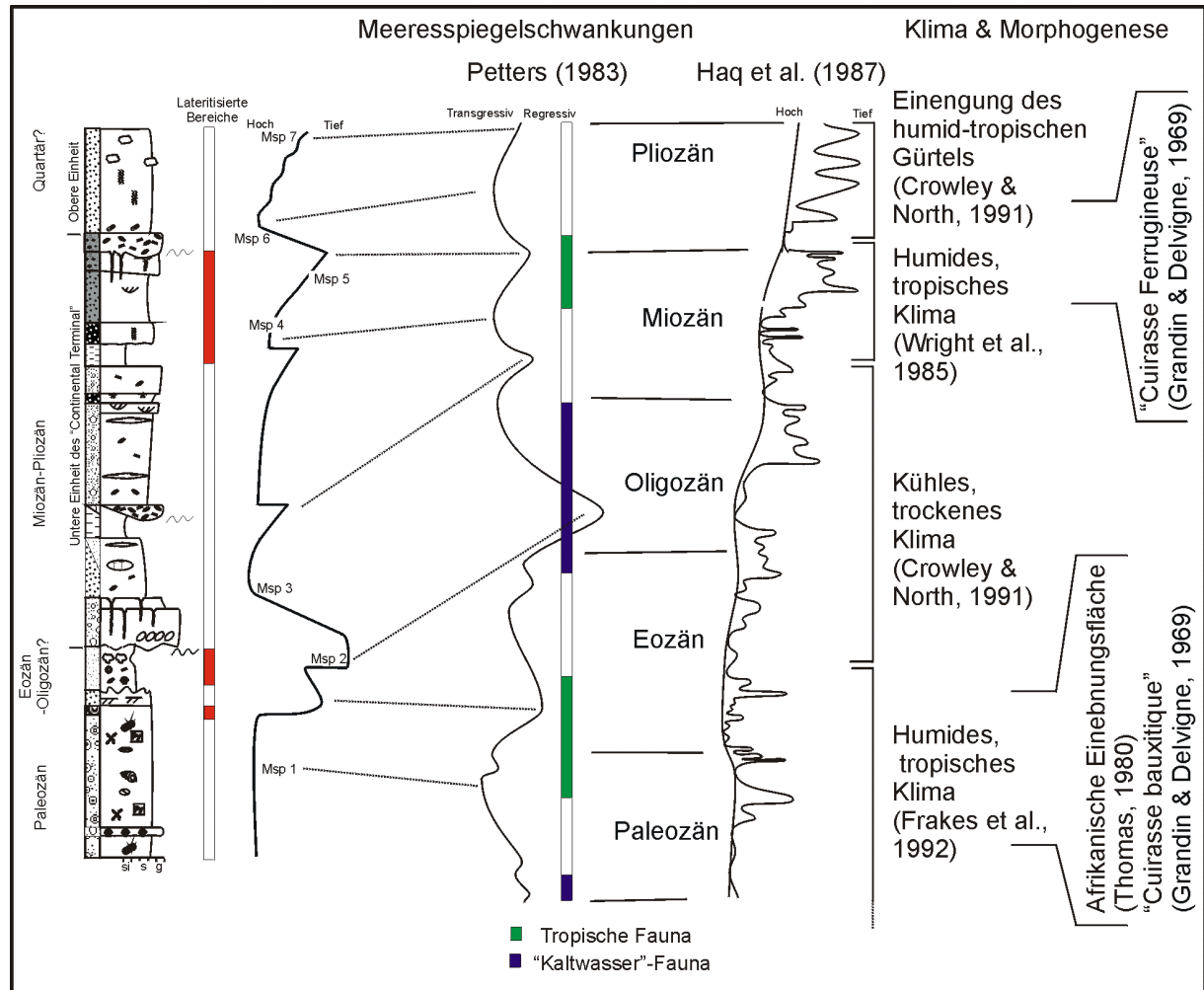


Abb. 5.14: Korrelation der relativen Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen während des Tertiärs. A. Relative Meeresspiegelschwankungen für den Beckenrand des „Côte d’Ivoire“-Beckens. Interpretation der Ablagerungssequenzen aus der Faziesanalyse der Sedimente (vgl. Abb. 5.9 und 5.12). Transgressions- und Regressionszyklen für den Golf von Guinea. Interpretation von Faunenassoziationen der Sedimente des Nigerdeltas nach Petters (1983). Eustatische Meeresspiegelschwankungen erster und zweiter Ordnung nach Haq et al. (1987). Klima und Morphogenese vergleiche Kap. 2.3.

Danach endete die Sedimentation. Der gesamte Küstenbereich wurde freigelegt. Die Sedimente der unteren Einheit wurden im Zuge einer warm-humiden Klimaphase mehrere Meter tief lateritisiert. Unter überwiegend chemischen Verwitterungsbedingungen bildete sich erneut eine Küstenebene aus. Im Süden finden sich umgelagerte, lateritderivate Klasten über feinkörnigen, marinen Sedimenten des oberen Miozäns (Báldi-Beke et al., 1987). Dies lässt auf eine spät- oder postmiozäne Lateritbildung in den Sedimenten des Küstenstreifens schließen. Damit korreliert das lateritisierte Top der unteren Einheit mit der sogenannten „Cuirasse Ferrugineuse“ (cf. Grandin & Delvigne, 1969) (Abb. 5.14). Die lateritische Verwitterung führte im Hinterland zu anhaltender Denudation der Landoberfläche. Die Ausbildung einer verhärteten Eisenkruste mit Austrocknungsrissen zeigt eine aridere Klimaphase an (Bardossy & Alvea, 1990, vgl. auch Kap. 2.3.3). Die klimatische Entwicklung wird mit dem ersten Auftreten des Guinea-Stroms im frühen Pliozän erklärt. Das damit verbundene Upwelling kalter Wässer an der westafrikanischen Küste verursachte eine zunehmende Aridität im Bereich des Küstenstreifens (Norris, 1998). Die lateritische Eisenkruste ist von einem überwiegend lateritderivaten, polymikten Konglomerat flächenhaft bedeckt. Glaukonitsandsteine, die sich vermutlich während des Paläogens im Süden bildeten (vgl. Kap. 5.5.1) und nun als goethitisierte Klasten in den polymikten Konglomeraten im Bereich des

Beckenrands auftreten, zeigen einen Sedimenttransport in nördliche Richtung an. Die Ausbildung des kiesigen, lateritderivaten Horizonts kann als ein zweites Transgressionskonglomerat durch einen erneuten Meeresspiegelanstieg interpretiert werden (Abb. 5.12E). Dabei kam es zur Wiederaufarbeitung der lateritischen Eisenkruste an der retrogradierenden Küstenlinie. Die Ausbildung des Transgressionskonglomerats bis an den nördlichen Beckenrand lässt auf einen relativ hohen Meeresspiegelstand schließen.

Die flachmarinen Sedimente der oberen Einheit des „Continental Terminal“, die Ablagerungen einer Strandrückenebene darstellen, bildeten sich vermutlich während pliozäner Meeresspiegelschwankungen mit einem generellen regressiven Trend über dem Transgressionskonglomerat aus. Häufig auftretende Holzklasten, vornehmlich an der Basis der Einheit, zeigen eine starke Bewaldung der Küstenregion an. Dispers verteilte, große Gangquarzbruchstücke (Abb. 4.14) sind ebenfalls auf verfrachtete Bäume, in deren Wurzeln die Kiese verfangen waren, zurückzuführen.

Lateritische Verwitterungsbedingungen führten nach der Ablagerung der tertiären Einheiten zu einer stetigen Denudation des Hinterlandes und der Sedimente. Die flächenhafte Tieferlegung der Landoberfläche durch überwiegend chemische Verwitterung vollzog sich auf den Gesteinen des Basements schneller als auf den quarzreichen Sedimenten. Dies führte zur Reliefumkehr und Ausbildung des von den tertiären Sedimenten aufgebauten Plateaus (Leneuf, 1968).

### 5.5.3 Die Form des Beckenrands

Das „Côte d'Ivoire“-Becken bildete sich im Zuge der Öffnung des Südatlantiks nicht durch reine Divergenz der Kontinente, sondern als ein „Mega-Keilbecken“ am transformen Côte d'Ivoire-Ghana-Kontinentalrand (vgl. Kap. 2.2.2). Die Öffnung des Atlantik akzentuierte sich an den Bruchzonen „Saint Paul“ westlich und „Romanche“ östlich des Küstenbeckens (Abb. 2.9). Der Kontinentalrand südlich der „Faille des Lagunes“ ist aufgrund unterschiedlicher Sedimentmächtigkeiten des „Côte d'Ivoire“-Beckens und daraus rekonstruierten Subsidenzverhalten sowie durch die Geometrie des Keilbeckens in ein östliches und ein westliches Segment unterteilt (Abb. 5.15):

- Das östliche Segment (Transpressionsbereich), von Abidjan bis zum Kap „Three Points“ in Ghana (vgl. Abb. 2.7), liegt an der nordöstlichen, distensiven Seite des Keilbeckens (Delor et al., 1995). Durch Subsidenz an gestaffelten Abschiebungen kam es zur Aufnahme von großen Sedimentmächtigkeiten (Latil-Brun et al., 1988).
- Im westlichen Segment (Transpressionsbereich), vom Kap „Palmas“ bis Abidjan, bildet die Küste die Verlängerung der Bruchzone „St. Paul“. Die Sedimentmächtigkeiten sind geringer als im östlichen Segment (Arens et al., 1971).

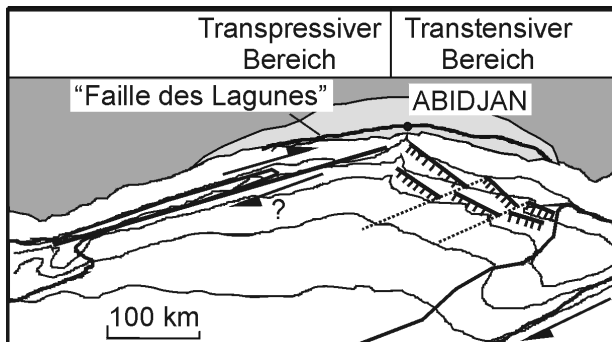


Abb. 5.15: Unterteilung des Kontinentalrands von Elfenbeinküste in ein östliches, transtensives Segment und ein westliches, transpressives Segment. Verändert nach Latil-Brun et al. (1988).

Der Ausstrich der neogenen Sedimente an Land bildet heute die Form eines nach Süden offenen Halbmondes (Abb. 2.5 und 2.6). Am westlichen Beckenrand (Profilbereich I) finden sich unzusammenhängende, vermutlich erosive Reste sedimentärer Einheiten von wenigen Metern Mächtigkeit und wenigen Kilometern Nord-Süd-Erstreckung (vgl. auch Kap. 4.1.2). Die westliche Beckenflanke (Profilbereich II) besitzt in östliche Richtung zunehmende Sedimentmächtigkeiten der neogenen Sedimente von 10 auf 70 m und zunehmende Nord-Süd-Erstreckung von 10 auf 25 km. Die Basis der neogenen Sedimente liegt in Profilbereich II mehrere Zehner Meter über dem heutigen Meeresspiegel. Die obere Einheit ist relativ gering mächtig ausgebildet.

Die obere Einheit kann dort auch fehlen. Das von den Sedimenten gebildete Plateau liegt 40 bis 60 m ü. M. Dessen Oberfläche ist sehr eben, aber durch eine spätere Gullybildung randlich intensiv zerschnitten. Im Bereich des Beckenzentrums (Profilbereich III) besitzen die neogenen Sedimente ihre größte Mächtigkeit (bis 125 m) und größte Nord-Süd-Erstreckung (~40 km). Die Basis der neogenen Abfolge befindet sich immer unter dem Meeresspiegel. Die obere Einheit ist meist über 5 m, oft auch über 10 m mächtig. Das aus den Sedimenten gebildete Plateau liegt auf gut 100 m ü. M. Die Oberfläche ist wellig und nicht zertalt. Das Plateau der östlichen Beckenflanke (Profilbereich IV) gleicht in der Morphologie, Nord-Süd-Erstreckung und Höhenlage dem Plateau des Beckenzentrums. Während im Norden des Profilbereich IV die paläogenen Sedimente von den neogenen Ablagerungen bedeckt sind, liegt im

Süden die Grenze zwischen paläogenen und neogenen Sedimenten an der Oberfläche des Plateaus.

Diese Form des Beckenrands mit seinen unterschiedlichen Profilbereichen ist durch eine Vielzahl von Faktoren bedingt, die in unterschiedlicher Art in der Geometrie ihren Ausdruck finden. **Eustatischen Meeresspiegelschwankungen** sind in zweierlei Hinsicht beteiligt. Von den Meeresspiegelhochständen ist die Ausdehnung der Flutungsflächen auf dem Kraton abhängig. Da der überwiegende Teil der sandigen Sedimente Ablagerungen des Vorstrands und Strandrückensedimente darstellt, entspricht die nördlichste Erstreckung der neogenen Sedimentation der maximalen Überflutung des Basements. Weiterhin ist mit einem eustatischen Meeresspiegelhochstand wohl auch ein sogenanntes „thalassokratisches“ Regime mit humid-tropischem Klima und niedrigem Relief verknüpft. Während dieser „Biostase“ (cf. Erhart, 1955) wird das Hinterland durch überwiegend chemische Verwitterung zu Rumpfflächen eingeebnet. Die Flüsse führen dabei ihre Sedimentfracht in überwiegend gelöster Form (Thomas, 1994). Das thalassokratische Regime wird von einem episodischen „epeirokratischen“ Regime unterbrochen, bei dem während eustatischen Meeresspiegeltiefständen die Erosionsbasis tiefer gelegt wird und gleichzeitig ein klimatischer Wechsel zu arideren Klimaten führt. Diese „Rhexistase“ (cf. Erhart, 1955) führt zu einem randlichen erosiven Einschneiden der Rumpfflächen.

Während der Riftphase, beziehungsweise während der frühen Geschichte des Beckens, kam es durch thermisch gesteuerte Hebung zur Ausbildung von Escarpments („**Randschwellenbildung**“, cf. Jessen, 1943). Bis heute und auch bis ins Neogen andauernde Auswirkungen auf das Basement sind jedoch bei dem „reifen“ passiven Kontinentalrand von Westafrika (Gilchrist & Summerfield, 1990) nicht zu erwarten. Dagegen könnte eine unterschiedliche **Rotation des Kontinentalrands** Variationen in den Ausdehnungen und Mächtigkeiten der Sedimente in den verschiedenen Bereichen des Beckens verursacht haben. Die Rotation wird durch das Zusammenwirken von der Subsidenz durch Sedimentauflast und der Hebung des Basements während der Denudation der Landoberfläche verursacht (Abb. 5.16A). Diese Rotation lässt sich auch als „kontinuierliche Flexur“ bezeichnen (Thomas, 1994).

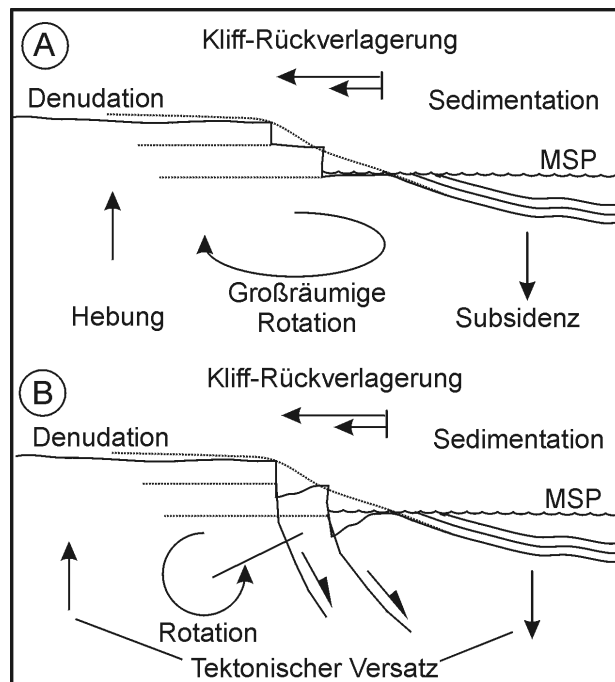


Abb. 5.16: Differenzierung des Reliefs zwischen Hinterland und Becken. A: Differenzierung durch kontinuierliche Flexur. Großräumige Rotation des Kontinentalrands durch Subsidenz des Beckens und Hebung des Hinterlands während der Sedimentation, Denudation des Basements und Rückverlagerung des Kliffs (aus Thomas, 1994). B: Rotation durch Reaktivierung von listrischen Abschiebungen des frühen Halbgrabens. Antithetische Rotation durch Kippung der einzelnen Schollen.

Ähnliche Ursachen, jedoch unterschiedliche Auswirkungen könnte die **Reaktivierung der Hauptabschiebung** „Faille des Lagunes“ oder ihrer Nebenabschiebungen besitzen. Durch das Wiederaufleben von listrischen Abschiebungen, die sich am frühen Halbgraben ausbildeten, wurden Teile des Beckenrands in größere Wassertiefen und damit in das vollmarine Milieu verfrachtet (Klasz & Klasz, 1992). Die Rotation der Landoberfläche durch Kippschollen ist der Rotation durch kontinuierliche Flexur entgegengesetzt (Abb. 5.16B).

Die unterschiedlichen Nord-Süd-Erstreckungen der tertiären Sedimente und deren variierende Mächtigkeiten im heute landfesten Bereich nördlich der „Faille des Lagunes“ können unter Berücksichtigung der Beckengeometrie eines Keilbeckens folgendermaßen interpretiert werden:

Im östlichen Segment des Beckenrands, das den Profilbereich III und IV einschließt, herrschte auch während des Neogens Distension vor. Harnische in den neogenen, durch sekundäre Eisenanreicherungen verfestigten Sedimenten zeigen aktive Abschiebungen an. Durch diese Abschiebungen wurde für die neogenen Sedimente verhältnismäßig viel Ablagerungsraum geschaffen. Dadurch konnten sich in der Region von Bingerville (Profilbereich III) während des Miozäns vollmarine Ablagerungsmilieus entwickeln (Klasz & Klasz, 1992). Die Rotation der Kippschollen führte im Profilbereich IV zum Auftauchen der paläogenen Sedimente im Süden.



Entlang dieser Störungen stiegen Kohlenwasserstoffe aus den unterlagernden, kretazischen Sedimenten auf. Deren nichtflüchtige Anteile finden sich nun in den neogenen Sedimenten als Teersande (Mündl. Mitt. Diaby, 1999). Am Übergang vom östlichen, transtensiven Segment zum westlichen, transpressiven Segment schnitt sich der Vorläufer des Flusses Comoé ein. Die Ausrichtung seines Unterlaufs an der Wende Paläogen/Neogen in westnordwestliche Richtung (Delor et al., 1992b; vgl. auch Abb. 5.13) war parallel der Streichrichtung von Kippschollen, die gegen das Hinterland rotiert waren, ausgerichtet. Der heute landfeste Teil des westlichen Segments (Profilbereich I und II) zeigt, ebenfalls wie der Bereich südlich der „Faille des Lagues“, geringere Sedimentmächtigkeiten. Ein Zusammenhang der verringerten Sedimentmächtigkeiten mit dem transpressiven Segment des Keilbeckens drängt sich auf. Nach Mascle & Blarez (1987) endete die Transformbewegung zwar schon im Santon. Posttransforme, thermische Hebung kann jedoch als Erklärung für geringere Subsidenzraten während der späten Kreide und eventuell auch des Paläogens dienen (Latil-Brun et al., 1988). Eventuell führte dies zu der hoch liegenden Basis neogener Sedimente. Im Neogen ist, aufgrund der Ausbildung eines über 60 Ma alten, reifen passiven Kontinentalrands keine thermische Hebung wahrscheinlich (Gilchrist & Summerfield, 1990). Für diesen Bereich ist jedoch der Prozess der kontinuierlichen Flexur zu erwarten. Dabei könnte die geringe Sedimentmächtigkeit südlich der „Faille des Lagues“ zu einer geringen Subsidenz führen, so dass die Hebung des Kontinentalrands durch isostatische Ausgleichsbewegung während der Denudation des Hinterlands überwog. Durch die Hochlage der neogenen Sedimente wurde deren obere Einheit nur gering mächtig abgelagert. Während den arideren, „interpluvialen“ Phasen des Pleistozäns konnten die sandigen Sedimente der oberen Einheit die unterlagernde lateritische Kruste der unteren Einheit vor der nun überwiegend mechanischen, einschneidenden Erosion nicht schützen. Dadurch bildeten sich, im Gegensatz zu den Profilbereichen im östlichen Beckensegment, zahlreiche kleine Schluchten („Gullies“). Diese schnitten sich, nachdem die dünne Eisenkruste erodiert war, tief ein.

## 5.6 Die Schwermineralassoziation der neogenen Sedimente: Aussagen über laterale Verteilungsmuster

Die Vermischung des Detritus verschiedener Liefergebiete, die während des späten Cenomans beginnt und bis in das Eozän reicht (vgl. Kap. 5.3), setzt sich auch im Neogen fort. Staurolith herrscht in der Schwermineralführung jeder Probe des „Continental Terminal“ vor (vgl. Kap. 4.2.4). Dies zeigt die Beteiligung amphibolithfazieller Muttergesteine an der Schüttung neogener Sedimente an jedem Punkt der Beckenbreite.

Die flachmarinen, neogenen Sedimente besitzen eine ähnliche Schwermineralassoziation wie die Sedimente des späten Cenomans bis Eozäns. Allerdings fehlen die instabilen Schwerminerale (Granat, Pyroxen) in den neogenen Ablagerungen. Die Schwermineralführung der neogenen Ablagerungen weisen über die laterale Beckenerstreckung nur geringe Veränderungen auf. Dies lässt auf keinen starken punktförmigen, beziehungsweise fluvialen Eintrag von sandigem Detritus schließen. Küstenerosion und küstenparalleler Strandversatz ermittelte ich als vorherrschende Mechanismen für Abtragung und Transport der Schwerminerale der Sedimente des späten Cenomans bis Eozäns (vgl. Kap. 5.4). Die Schwermineralführung der sandigen, neogenen Sedimente deutet auf ähnliche Erosions- und Transportvorgänge.

Als amphibolithfazielle Liefergesteinsprovinzen der staurolithreichen Sedimente kommen die Provinz Sasca westlich des Beckens und der Sektor Alépé der Provinz Comoé im Osten des Beckens in Frage. Eine kleinräumige, staurolithführende Zone im südwestlichen Bereich der Provinz Comoé könnte ebenfalls zur Schüttung der Sedimente beigetragen haben (vgl. Kap. 4.2.2). Die Zuordnung einer dieser Provinzen als Liefergebiet gibt über die Richtung des lateralen Sedimenttransports Aufschluss. Die chemische Zusammensetzung der Staurolithkörner lässt jedoch keine Rückschlüsse auf die Herkunft des Detritus zu (vgl. Kap. 4.4.2). Die Staurolithe der neogenen Sedimente besitzen eine höhere „Eisenhaltigkeit“ (cf. Kepezhinskas & Korolyuk, 1972) als die Staurolithe amphibolithfazieller Gesteine der verschiedenen Gesteinsprovinzen im Hinterland. Dies spricht für einen geringeren Metamorphosegrad der Muttergesteine neogener Sedimente im Vergleich zu den beprobten Metamorphiten. Die amphibolithfaziellen Gesteinsprovinzen waren wohl während des Neogens in höheren Stockwerken mit einem etwas niedrigeren Metamorphosegrad aufgeschlossen. Die Staurolithe der Sedimente könnten auch von anderen, bei der Beprobung nicht angetroffenen oder weiter entfernten Gesteinsprovinzen stammen. Die detritischen Staurolithe besitzen ein primäres Bildungsalter von  $1983 \pm 17$  Ma (schriftliche Mitteilung R. Frei, 1999, vgl. Anhang IV). Dies zeigt die amphibolithfazielle Metamorphose der Liefergesteine während der Eburnischen Orogenese an (vgl. Kap. 2.1.3). Der Detritus ist somit von paläoproterozoischen Birimischen Metasedimenten geschüttet. Die Lieferung von großen Mengen staurolithreichem Detritus, wie in den Beckensedimenten auftreten, erfordert entsprechend große Liefergebiete. Großräumige Gesteinsprovinzen von staurolithführenden Metasedimenten treten nur in der Provinz Sasca und im Alépé Sektor auf, so dass mit einer überwiegenden Lieferung von diesen Birimischen Gesteinsprovinzen auszugehen ist.

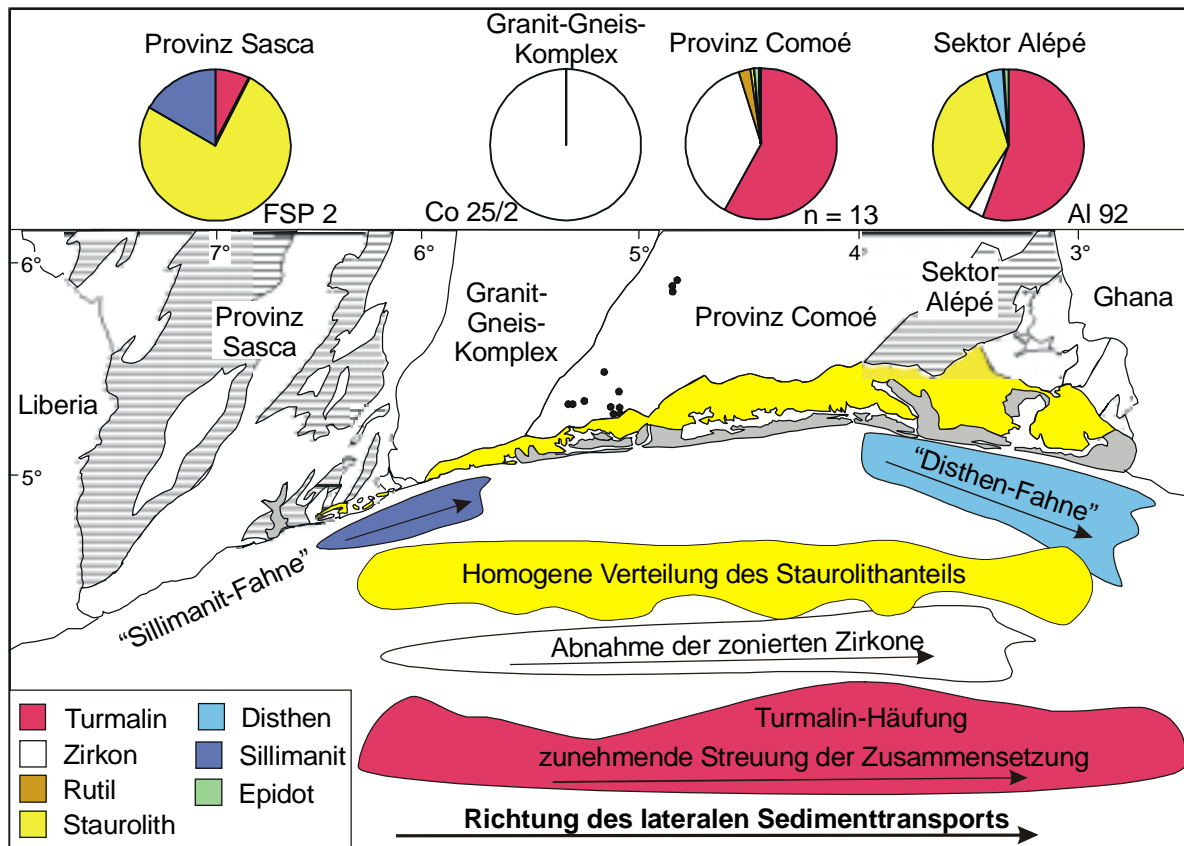


Abb. 5.17: Interpretation der Verteilungsmuster der Schwerminerale in neogenen Sedimenten (gelb dargestellt). Hinweise auf östlich gerichteten Sedimenttransport aus der Schwermineralanalyse. Vergleiche auch mit Abb. 5.3.

Die Schwermineralführungen der neogenen Sedimente der oberen Einheit (Abb. 4.52B) führen Sillimanit nahe der Provinz Sasca in den westlichsten Proben. Sillimanit liegt in den Glimmerschiefern der Provinz Sasca als zweithäufigstes stabiles Schwermineral vor. Eine deutliche Häufung der Gehalte an Disthen liegt in den östlichen Proben der neogenen Sedimente vor. Primär tritt Disthen in den Metasedimenten des Sektors Alépé auf, der sich in geringer Entfernung befindet. Die Sedimente lassen sich somit deutlich durch diese Indexschwerminerale auf die beiden Liefergebiete beziehen (Abb. 5.17).

An der Verteilung der Disthengehalte zeigt sich die Richtung des lateralen Sedimenttransports: Westlich von Abidjan tritt Disthen mit durchschnittlich 1,6% auf. Dagegen führen die Proben im östlichen Bereich des Beckens mehr als 4% Disthen. Diese Proben stammen aus Sedimenten südlich und östlich der amphibolithfaziellen, disthenführenden Gesteine des Sektors Alépé. Dessen „Disthen-Fahne“ ist somit deutlich nach Osten gerichtet. Dies lässt auf einen gleich gerichteten Sedimenttransport schließen. Eine ähnliche Verteilung der Disthengehalte zeigt sich in den Schwermineralführungen rezenter Strandsande (Abb. 5.3). In den rezenten Strandsanden führt ein östlich gerichteter Sedimenttransport durch lateralen Strandversatz zu diesem Verteilungsmuster.

Die Verteilung der Turmalingehalte zeigt eine schwache Häufung im Bereich des Beckenzentrums (Abb. 4.52). Die Häufung ist durch den Sedimenteintrag von den turmalinreichen Schiefern der Provinz Comoé zu erklären. Mit der Häufung des Turmalinanteils an der Schwermineralführung geht eine Häufung der roten Turmalinvarietäten innerhalb der Turmalinpopulation einher (Abb. 4.53B). Ein verstärkter Sedimenteintrag von turmalinisierten Schiefern ist hierfür verantwortlich. Die symmetrische Verteilung des roten Turmalinanteils erklärt jedoch keine Transportrichtung. In den Sedimenten des Beckenzentrums sind verstärkt runde Turmalinkörner zu beobachten, die wohl auf einen längeren Aufenthalt des Detritus in der litoralen Zone zurückzuführen sind. In den Sedimenten der östlichen Beckenflanke (Profilbereich IV) finden sich geringe Anteile an eckigen Turmalinkörnern. Dies zeigt zum Teil geringere Transportweiten des Detritus an. Diese lassen sich mit einem stärkeren Relief nahe des Ablagerungsraums interpretieren. Eine aktive Tektonik und damit verbundene Exponierung von Gesteinen des Hinterlands könnte dafür die Ursache sein. Harnische, die auf Abschiebungen in diesem Bereich hindeuten, bestätigen dies.

Die zunehmende Streuung in der chemischen Zusammensetzung detritischer Turmalinkörner von West nach Ost zeigt eine zunehmende Vermischung von Detritus verschiedener Liefergesteine (Abb. 4.63).

Auch diese Beobachtung lässt sich mit einem ostwärts gerichteten Sedimenttransport interpretieren. Die zunehmende Differenzierung in Mg-arme Bruchstücke größerer Körner und Mg-reiche idiomorphe Körner (Abb. 4.65) spiegelt den ansteigenden Einfluss turmalinierter Schiefer als Liefergestein hydrothermalen Turmalinkörner in östliche Richtung wider.

Der Anteil von Zirkon an der Schwermineralführung zeigt, abgesehen von einer Häufung im westlichen Beckenbereich südlich des Granit-Gneis Komplex, keine lateralen Trends (Abb. 4.52B). Anzeichen eines östlich gerichteten Sedimenttransports lassen die Zirkonvarietäten (Abb. 4.53C) erkennen: Stark zionierte Varietäten, die primär verstärkt in den Gesteinen des Granit-Gneis Komplex auftreten, überwiegen in den westlichen Sedimenten des Beckens. Ihr Anteil wird nach Osten immer geringer. Dies erklärt sich mit einem Zurückdrängen durch den Einfluss anderer Varietäten (klare Zirkone von unterschiedlichem Rundungsgrad von Gesteinen der Provinz Comoé) in östlicher Richtung.

Beachtenswert ist die Schwermineralassoziation des Basiskonglomerats. Die Kiese des Basiskonglomerats überlagern im Bereich des Beckenrands alterierte Gesteine des Basements. Selten auftretende Lithoklasten spiegeln stets die Lithologie des unterlagernden Basements wider (Leneuf, 1968, vgl. auch Kap. 5.5.2). Dies lässt auf ein nahes Liefergebiet schließen. Dagegen zeigt sich die Schwermineralführung der sandigen Matrix des Basiskonglomerats unabhängig von der des Basements (Abb. 5.18): Die Schwermineralassoziation der sandigen Matrix des Basiskonglomerats zeigt stets eine Vergesellschaftung von Staurolith, Turmalin und Zirkon. Dagegen ist Staurolith in den Schwermineralspektren des unterlagernden Basements auf den Sektor Alépé beschränkt. Dort wird der Staurolith von Disthen begleitet, der wiederum in der Matrix des Basiskonglomerats nicht auftritt. Die Schwermineralassoziation der, das kiesige Paket überlagernden, neogenen Sande ist weitgehend identisch mit der Schwermineralführung der sandigen Matrix des Basiskonglomerats. Dies legt den Schluss nahe, dass die Kiese und deren sandige Matrix eine unterschiedliche Provenanz besitzen. Vermutlich handelt es sich bei den Kiesen des Basiskonglomerats um die Ablagerungen einer buchtenreichen Kiesküste, die ihr grobkörniges Erosionsmaterial aus angrenzenden Kliffküsten bezieht (Davis, 1985, vgl. auch Kap.5.5.2). Der Sandanteil des Basiskonglomerats wurde durch lateralen Strandversatz vom weit entfernten Abtragungsgebiet der Provinz Sasca im Westen zum Ablagerungsraum transportiert. Dort lagerte er sich zeitgleich mit den Kiesen ab oder wurde nachträglich in die Kiese eingeschwemmt.

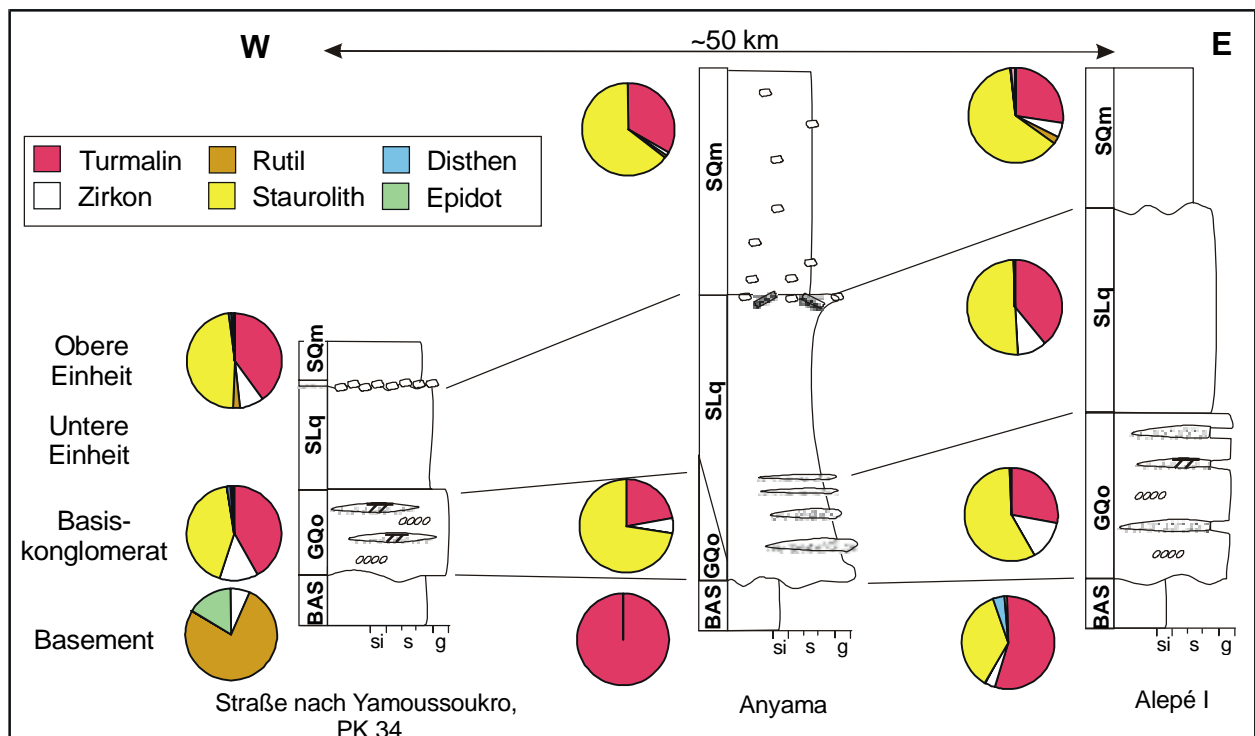


Abb. 5.18: Schwermineralführung des Basements, der sandigen Matrix des Basiskonglomerats und der überlagernden neogenen Sande in ausgewählten Profilen des nördlichen Bereich des Beckenzentrums. Vergleiche laterale Kontinuität in der Schwermineralführung des Basiskonglomerats mit den Schwermineralspektren des Basements. Legende für Profile siehe Abb. 4.25.

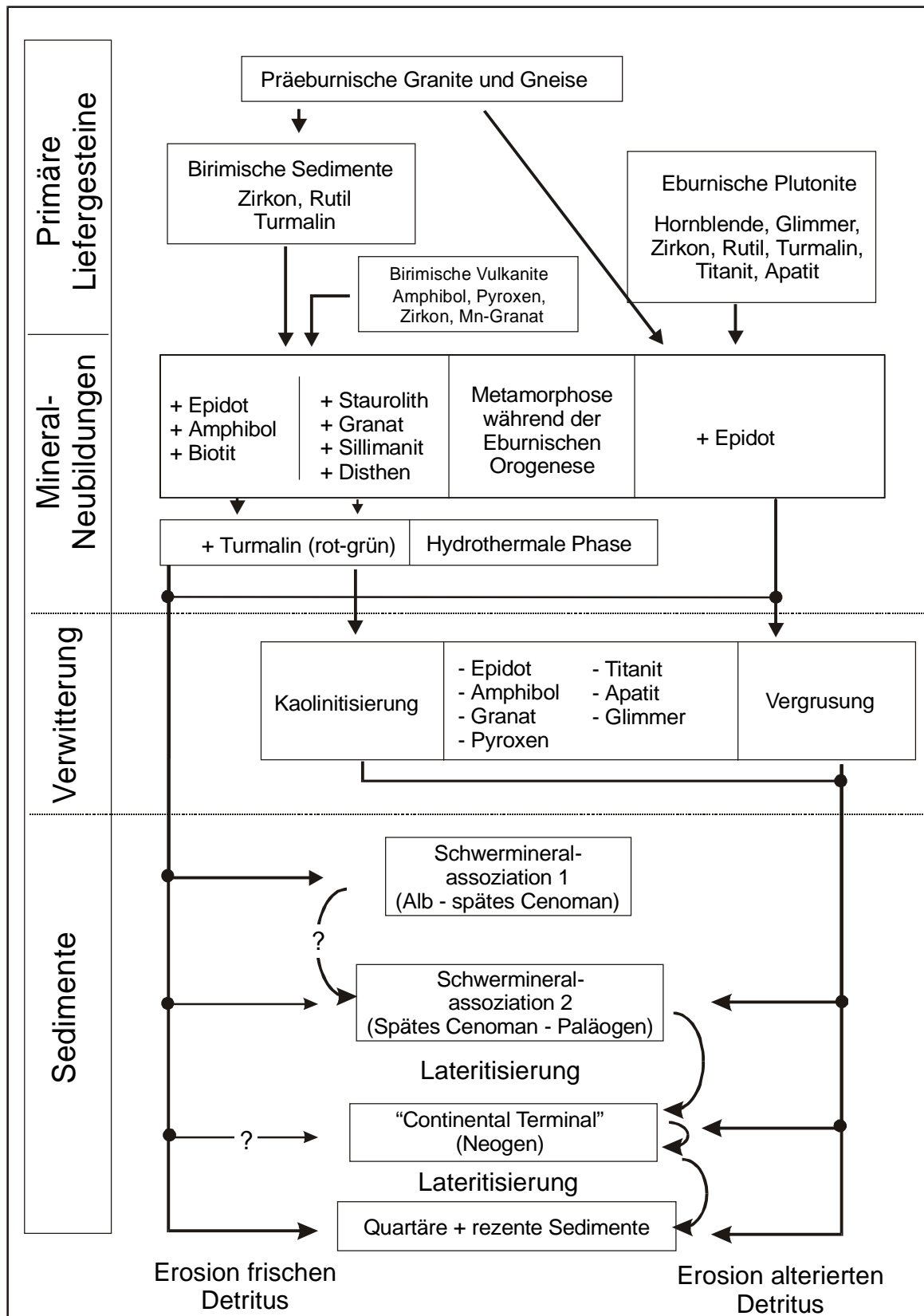


Abb. 5.19: Die Provenanz der Sedimente in Süd-Elfenbeinküste. Wechselwirkungen zwischen der Erosion und Ablagerung frischer und alterierter kristalliner Liefergesteine und wieder aufgearbeiteter Sedimente.

Instabile Schwerminerale (Apatit, Titanit, Granat, Pyroxen, Hornblende, Epidot) fehlen in den neogenen Sedimenten völlig. Dies steht im Kontrast zu den Schwermineralassoziationen frischer Gesteine des Hinterlands, aber auch zu den Assoziationen rezenter Strandsande und oberkretazischer bis paläogener Sedimente der Bohrung. Das ausschließliche Auftreten stabiler Schwerminerale in den neogenen Sedimenten kann bedeuten, dass instabile Schwerminerale vor der Erosion bereits eliminiert waren. In diesem Fall herrschte erosionslimitierte, lateritische Verwitterung während der Abtragung im gesamten Liefergebiet vor. Eventuell erreichten die instabilen Schwerminerale auch den Ablagerungsraum. Nach ihrer Sedimentation waren sie jedoch meteorischem Wasser ausgesetzt. Der Kontakt mit dem sauren Wasser führte postsedimentär zur Lösung der instabilen Schwerminerale. Besonders durch mehrfache Umlagerung beziehungsweise Zwischenlagerung der Sedimente ist dieser Effekt zu erwarten. Vermutlich führte eine Kombination prä- und postsedimentärer Lösungsvorgänge zur heute vorliegenden Schwermineralassoziation. Die mechanische Abrasion wenig stabiler Schwerminerale während ständiger Umlagerung in der litoralen Zone ist ebenfalls nicht ganz auszuschließen, wie es bei den Schwermineralassoziationen rezenter Strandsande im östlichen Beckenbereich aufgezeigt ist (vgl. Kap. 5.1).

Innerhalb der vertikalen Abfolge in den neogenen Sedimenten lassen sich keine Trends in der Schwermineralführung feststellen. Allein im Rundungsgrad der Turmalinvarietäten finden sich geringe Unterschiede (vgl. Kap. 5.7). Die gleichmäßige Schwermineralverteilung lässt auf wenig Änderung in der Liefergebietsanordnung und in den Transportprozessen während des Neogens schließen. Die homogene, laterale Verteilung der oberen Einheit der neogenen Sedimente (vgl. Kap. 5.5) drückt sich auch in deren, über die Beckenbreite gleichförmigen Schwermineralspektren aus. Dies spricht für ein Überwiegen des lateralen Sedimenttransports durch Strandversatz gegenüber fluvialen Eintrags. Ansonsten würden sich die Sedimente der Mündungsbereiche großer Flüsse untereinander und auch gegenüber der „Hintergrundsedimentation“ im Bereich zwischen den Mündungen in ihrer Schwermineralführung unterscheiden.

Während des Tertiärs bewirkten chemische Lösungsvorgänge durch lateritische Verwitterungsbedingungen die Bildung von Einebnungsflächen (vgl. Kap. 2.3.2). Auf dem eingeebneten Kraton führten die Flüsse eine überwiegend schlammige Sedimentfracht. Dadurch lieferten die Flüsse den Schlammanteil, der sich im litoralen Milieu mit den lateral transportierten Strandsanden gemischt hat. Dies erklärt das Phänomen, dass die tertiären Sedimente grobkörniger als rezente fluviale Sedimente, aber schlechter sortiert als rezente Strandsande sind (Berton, 1961). Das sandige Sedimentangebot ist wohl während des gesamten neogenen Ablagerungszeitraums von den Gesteinen des Basements im Westen geliefert. Der Detritus stammt somit überwiegend von der Küstenerosion. Es kam zu einem ständigen Wechselspiel zwischen Sedimentanlieferung durch lateralen Strandversatz, schlammreichen Eintrag von Flüssen und Wiederaufarbeitung älterer, bereits lateritisierter Ablagerungen. Dieses Wechselspiel setzt sich bis in die heutige Sedimentation fort (Abb. 5.3 und 5.19).

Über die neogene Zeitspanne war das Klima humid-tropisch, so dass lateritische und erosionslimitierte Verwitterungsbedingungen vorherrschten. Kurzzeitige, aridere Phasen, beziehungsweise Phasen mit stärkeren saisonalen Kontrasten, die sich in der Bildung von Austrocknungsrissen in lateritischen Horizonten zeigen, spiegeln sich nicht in der Schwermineralführung der überlagernden Sedimente wider. In dem lateritisierten Top der unteren Einheit, das im gesamten Becken auftritt, sind nie größere Rinnen eingeschnitten. Die aktualistisch gewonnene Beobachtung, dass die Flüsse während geringer Wasserführung im Wettstreit mit dem lateralen Strandversatz ihre Mündungen nicht offenhalten können (vgl. Kap. 5.1), lässt sich für die arideren Phasen des Neogens ebenfalls postulieren. Nach Burke (1996) erreichten die Flüsse, die eventuell frischen Detritus führten, während der arideren Phasen erst gar nicht den Küstenstrich.

### 5.7 Plattentektonik und Provenanz. Variabilität der Verteilungsmuster der Sedimente und der Strömungssysteme von der Kreide bis heute

Heute sind die Erosions- und Sedimentationsprozesse im litoralen Bereich von Süd-Elfenbeinküste von dem nach Osten gerichteten, lateralen Strandversatz beherrscht. Der Sedimenttransport wird von Wellen, die aus südwestlicher Richtung auf die Küstenlinie treffen, verursacht (Le Loeff & Marchal, 1993, vgl. auch Kap. 5.1). Die Richtung der auftreffenden Wellen ist durch den oberflächennahen Südwest-Monsun bedingt, der in Süd-Elfenbeinküste fast das ganze Jahr vorherrscht (vgl. Kap. 1.2.1). Der Südwest-Monsun geht aus dem Südost-Passat hervor. Der Südost-Passat muss beim Zuströmen auf die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) den Äquator überqueren und wird dabei durch den Coriolis-Effekt umgelenkt (Abb. 5.20CII). Durch den lateralen Strandversatz wird Sediment in der Größenordnung von einer Million Kubikmeter pro Jahr im westlichen Bereich des Beckens erodiert und im östlichen Bereich abgelagert (Abb. 5.20CIII).

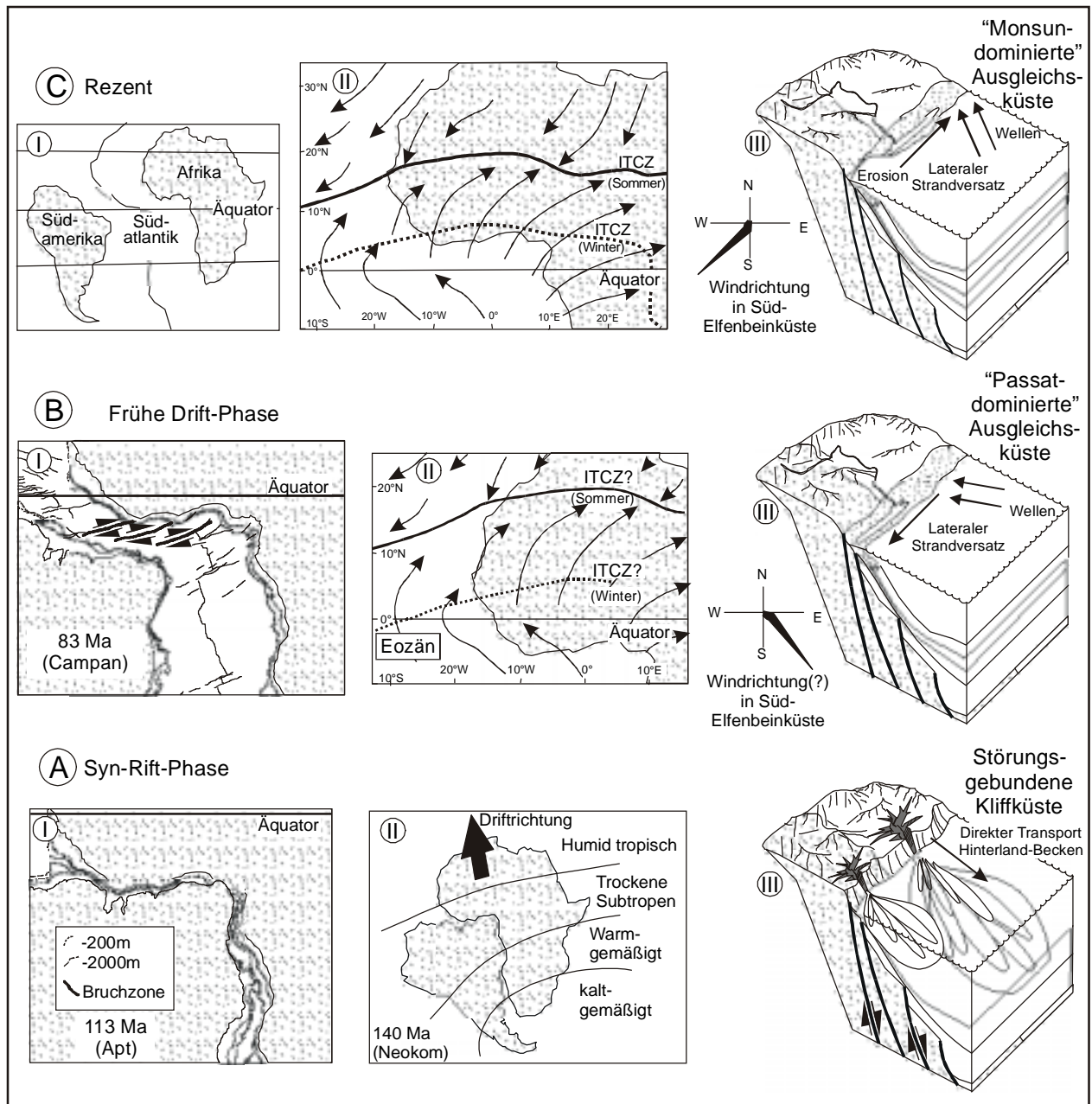


Abb. 5.20: Übersicht der Plattentektonik, Klima und Windrichtungen. A: Syn-Rift Phase des Südatlantik, I) plattentektonische Rekonstruktion während des Alb, verändert nach Sibuet & Mascle (1978), II) Paläoklima während der frühen Kreide von Scotese et al. (1999), III) Rekonstruktion des Beckenrands während des Apt bis späten Cenomans. B: Drift-Phase, I) plattentektonische Rekonstruktion während des Campans, verändert nach Sibuet & Mascle (1978), II) Rekonstruktion der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und Windrichtungen während des Eozäns, aus Stein & Faugères (1989), III) Rekonstruktion der Beckenrandcharakteristika, Windrichtungen in Süd-Elfenbeinküste und Richtung des lateralen Sedimenttransports an der „Passat-dominierten“ Ausgleichsküste während des späten Cenomans bis Eozäns. C: Rezent, I) heutige Geographie, II) heutige Windrichtungen, umgezeichnet nach Hayward & Oguntoyinbo (1987) und Ruddiman et al. (1989), III) heutige Windrichtungen in Süd-Elfenbeinküste (Le Loeff & Marchal, 1993) und Richtung des lateralen Sedimenttransports an der „Monsun-dominierten“ Ausgleichsküste während des Neogens bis heute, nach Tastet et al. (1993) und nach dieser Studie.

Der litorale Sedimenttransport durch lateralen Strandversatz setzte während dem späten Cenoman ein (vgl. Kap. 5.3). Der küstenparallele Sedimenttransport dauert von diesem Zeitpunkt bis heute an. Aufgrund der unterschiedlichen Lage der Küstenlinie in Bezug auf den (Paläo-)Äquator muss die Richtung des Sedimenttransports zu Beginn der küstenparallelen Strömung invers zu der heutigen Richtung gewesen sein:



Während der Syn-Rift Phase werden die Sedimente von eng begrenzten Sedimentquellen in das schmale Keilbecken geschüttet (Abb. 5.20A). Durch die Erosion von Steilküsten, die aufgrund aktiver Tektonik ausgebildet waren, werden große Mengen an Detritus produziert und von dem rasch subsidierenden Becken (Latil-Brun et al., 1988) aufgenommen. Bedingt durch das Fehlen eines Schelfs, werden die Sedimente direkt von der störungsgebundenen Kliffküste auf den steilen Kontinentalhang transportiert. Während der Syn-Rift-Phase vollzieht sich ein klimatischer Wechsel von heiß-arid während des Neokoms und Apt zu humid-tropisch ab dem Alb (Clifford, 1986; Frakes et al., 1992; Scotese et al. 1999). Hohe Anteile von Sporen, Pollen und Holz in den Sedimenten des Kontinentalhangs zeigen eine üppige Vegetation im Hinterland an (Saint-Marc & N'Da, 1997). Die Erklärung für die klimatische Entwicklung liegt sowohl im nordwärts gerichteten Driften auf den Paläoäquator zu (Abb. 5.20AII) als auch in der Entstehung und Verbreiterung des südatlantischen marinen Raums.

Während des späten Cenomans bildet sich ein schmaler Schelf aus, auf dem sich Detritus verschiedener Liefergebiete vermischt. Diese Entwicklung lässt sich mit einem plötzlichen Nachlassen der tektonischen Aktivität erklären. Die tektonische Passivierung findet auch in einer niedrigeren Subsidenzrate ab dem Cenoman (Latil-Brun et al., 1988) ihren Ausdruck. Die Entwicklung eines schmalen Schelfs zeigt den Übergang zur Drift-Phase mit einem passiven Kontinentalrand an. Die Anlieferung des Detritus weit entfernter Liefergebiete erfolgt durch lateralen Strandversatz an der jungen Ausgleichsküste (vgl. Kap. 5.4). Paläogeographische Rekonstruktionen zeigen, dass die südliche Küste von Westafrika mindestens bis zum Ende der Kreidezeit, eventuell bis in das Paläogen hinein südlich des Äquators liegt (Sclater et al., 1977; Crowley & North, 1991; Scotese et al., 1997). Dies lässt auf vorherrschende Windrichtungen des Südost-Passats am Kontinentalrand von Elfenbeinküste schließen („Passat-dominierte“ Ausgleichsküste, Abb. 5.20BII). In diesem Fall treffen die Wellen aus einer südöstlichen Richtung auf die Küste und produzieren dadurch einen lateralen Strandversatz von Ost nach West (Abb. 5.20BIII). Somit wird das Sediment von Beginn der Drift-Phase bis in das Paläogen aus dem Osten geliefert. Diese theoretische Überlegung deckt sich mit den Daten der Schwermineralanalyse: Die Schwermineral-vergesellschaftung der Sedimente von späten Cenomans bis Eozäns, besonders die Schwermineralführungen der eozänen Proben (Schwermineralassoziaton 2C), führen einen beträchtlichen Anteil an Disthen (durchschnittlich 4,3%, vgl. Anhang V). Der disthenreiche Detritus stammt vermutlich von dem Sektor Alépé im östlichen Hinterland, in dessen Gesteinen hohe Anteile an Disthen auftreten (vgl. Abb. 5.7). Im Vergleich dazu führen die Proben neogener Sedimente im Bereich der westlichen Beckenflanke selten mehr als 1% Disthen (durchschnittlich 0,8%).

Der Kontinentalrand von Elfenbeinküste überquert während oder am Ende des Paläogens den Paläoäquator. Aus der Faziesanalyse der paleozänen Sedimente schließe ich auf das Vorherrschen eines Schlamm-dominierten Schelfs, eventuell mit der Ausbildung einer Schlammküste (vgl. Kap. 5.5.2). Die Hauptursache der überwiegend feinklastischen Sedimentation während dieses Zeitraums ist sicherlich auf ein transgressives Regime zurückzuführen. Zusätzlich hat ein Aussetzen des lateralen Sedimenttransports wohl auch zu dem geringen grobklastischen Eintrag beigetragen. Der Grund für den Stillstand des Strandversatzes und die damit einher gehende Unterbrechung in der Entwicklung der Ausgleichsküste könnte das Fehlen einer küstenparallelen Strömung sein. Ein ungefähr orthogonal zu dem Äquator und zu der Küste gerichteter Südost-Passat während des Paläogens könnte diese Unterbrechung verursacht haben.

Aus dem Oligozän sind keine Sedimente bekannt. Es überwog wohl flächenhafte Erosion im Bereich der Paläoküstenebene. In basalen Sedimenten der neogenen Abfolge finden sich, im Vergleich zu den Sedimenten im Liegenden und Hangenden, verstärkt eckige Turmaline (vgl. Kap. 4.2.4). Diese relative Häufung ungerundeter Kornformen zeigt kürzere Transportdistanzen an. Darin drückt sich ein verstärkter Eintrag von residualen Sedimenten aus dem angrenzenden Hinterland zu Beginn eines neuen Sedimentzyklus aus.

Die Schwermineralanalyse der neogenen Ablagerungen zeigen nun einen von West nach Ost gerichteten Sedimenttransport an (Kap. 5.6). Diese Richtung des lateralen Strandversatzes kann analog der rezenten Situation erklärt werden. Durch fortwährende, nordwärts gerichtete Drift der afrikanischen Platte kommt der Kontinentalrand während des Neogens nördlich des Äquators zu liegen. Die Innertropische Konvergenzzone befindet sich aufgrund der großen Landmasse von Westafrika ebenfalls auf der Nordhalbkugel. Somit muss der Südostpassat den, nun im Südatlantik befindlichen Paläoäquator überqueren. Unter Einfluss der Corioliskraft entsteht ein Südwestwind. Dieser postoligozäne, maritime Südwestwind ist als ein „Paläosüdwest-Monsun“ anzusehen. Der oberflächennahe Monsun führt zu einem Auftreffen der Wellen aus südwestlicher Richtung auf die ungefähr West-Ost-orientierte Küste. Daraus resultiert ein nach Osten gerichteter lateraler Strandversatz. Die neogenen Sedimente des „Continental Terminal“, die sich überwiegend im litoralen Bereich ablagerten, stellen somit die ersten Sedimente der „Monsun-dominierten“ Ausgleichsküste dar. Diese Strömungsverhältnisse setzen sich über das Quartär bis in die heutige Zeit fort.

## Teil 2: Die Goldvorkommen nördlich des Beckenrands

### 6. Die Goldvorkommen von Grand-Lahou

Nördlich von Grand-Lahou liegen in wenigen Kilometer Entfernung des Beckenrands grobklastische, goldführende Sedimente. Die Faziesanalyse der jungen Ablagerungen gibt Aufschluss über Erosions- und Umlagerungsprozesse. Durch diese Prozesse lässt sich die Klimageschichte rekonstruieren. Die Primärmineralisation der goldführenden Sedimente ist bisher in der Fachliteratur nicht beschrieben. Ich untersuche die Goldführung des Basements und ordne den Lagerstättentyp in die Klassifikation der westafrikanischen Goldvorkommen nach Milesi et al. (1989) ein.

#### 6.1 Einleitung: Klassifikation der Goldlagerstätten

Goldvorkommen treten auf dem südlichen Westafrikanischen Kraton in archaischen und paläoproterozoischen Gesteinen auf. Die archaischen Goldlagerstätten kommen in Grünsteingürteln und Itabiriten in Liberia, Sierra Leone und West-Elfenbeinküste vor. Sie sind hier nicht weiter erläutert.

Die Goldreserven des Paläoproterozoikums von Westafrika sind auf über 1500 t geschätzt (Milesi et al., 1989). In vorkolonialer Zeit wurden bereits rund 1000 t Gold abgebaut, die gleiche Menge wurde vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis heute allein in Ghana gefördert. Gold tritt in nahezu allen paläoproterozoischen Formationen auf. Dabei entfallen 50% der abbauwürdigen Lagerstätten auf den Flysch der Baoulé-Mossi-Region. 30% der Lagerstätten finden sich in der vulkano-sedimentären Formation. Die Konglomerate der Formation Tarkwa sind mit 15% und die granitischen Gesteine mit 5% vertreten.

##### 6.1.1 Goldvorkommen in paläoproterozoischen Gesteinen von Westafrika

In den paläoproterozoischen Gesteinen von Westafrika kann man nach Milesi et al. (1989) schematisch sieben Goldlagerstättentypen unterscheiden (Abb. 6.1). Die Lagerstätten sind in primäre (Typ 1 bis 5) und sekundäre (Typ 6 und 7) Vorkommen unterteilt. Die genetische Klassifikation, die sich eng an das frankophone Modell zur strukturellen Entwicklung des Westafrikanischen Kratons hält (vgl. Kap. 2.1.4), unterscheidet zwei metallogenetische Perioden. Die Goldmineralisationen der frühen metallo-genetischen Periode ereignete sich vor der zweiten Eburnischen Orogenese, die zweite metallo-genetische, spät-orogene Periode beginnt am Ende der zweiten Eburnischen Orogenese und dauert bis zur späten, bruchhaften Tektonik an. Mehrere der unten vorgestellten Lagerstätten sind polygenetisch und fallen strenggenommen nicht nur in einen Lagerstättentyp. Weiterhin treten die primären Goldvorkommen immer zusammen mit sekundären Lagerstätten auf.

##### Typ 1: Mineralisation im turmalinisierten Turbiditen – Das Vorkommen von Loulo (Mali)

Dieses Vorkommen tritt in den oberen Bereichen des metamorphen Flysch in turmalinisierten Turbiditen auf. Das Muttergestein ist ein fein- bis mittelkörniger Sandstein mit vulkaniklastischen Komponenten. Der magnesiumreiche, kryptokristalline Turmalin tritt als Verdrängung der Sandsteinmatrix und als Füllung netzwerkartiger Adern auf. Die Goldmineralisation findet sich in den turmalinisierten Bereichen. Das grundsätzlich sehr reine Gold tritt als 10 bis 40 µm große Einschlüsse in Pyrit auf. Das Vorkommen bildete sich während der frühen metallogenetischen Periode. Es wird als ein synsedimentäres bis frühdiagenetisches, hydrothermales Ereignis mit borid- und sulphidreichen Fluiden interpretiert. Durch die zweite Eburnische Orogenese kam es zur Remobilisierung der Mineralisation und zur Anreicherung in Stockwerken.

##### Typ 2: Mineralisation mit imprägnierten Sulphiden - Das Vorkommen von Yaouré (Elfenbeinküste)

Das Vorkommen von Yaouré in Zentral-Elfenbeinküste liegt innerhalb der vulkano-sedimentären Formation. In Yaouré sind tholeyitische mittelozeanische Rückenbasalte und assoziierte Hyaloklastite mineralisiert. Die hydrothermal alterierten Vulkanite sind mit Sulphiden imprägniert. Das Gold tritt in Korngrößen von 1 bis 150 µm als feine Einschlüsse im Pyrit oder im Quarz auf. Die gesamte Abfolge wurde von der zweiten Eburnischen Orogenese deformiert.

##### Typ 3: Goldführende Konglomerate – Das Vorkommen von Tarkwa (Ghana)

Die Goldvorkommen der grobklastischen Formation Tarkwa in Südwest-Ghana sind als Paläoseifen der fluvial-deltaischen Sedimente interpretiert. Sie sind somit eigentlich keine primäre Bildungen. Aufgrund ihres Auftreten in paläoproterozoischen Gesteinen ist die Vererzung aber traditionell in das „Basement“ gestellt. Die Lagerstätte befindet sich am südlichen Ende einer großen, Nordost-Südwest-gerichteten Synklinale. Das Gold tritt in linsenförmigen, konglomeratischen Horizonten von mehreren hundert Meter Länge auf. Die konglomeratischen Linsen finden sich in Sandsteinen, die nicht oder nur gering goldführend sind.

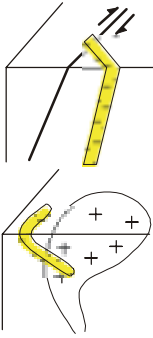
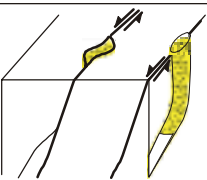
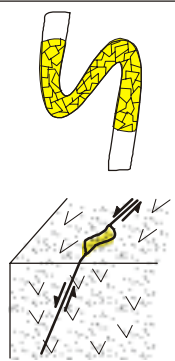
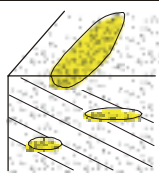
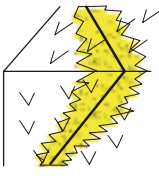
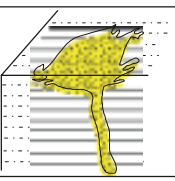
	Einheit/Orogenese	Modell	Typ/Beispiel	Mineralisation
2. metallogenetische Periode	<b>Spätorogene bruchhafte Tektonik</b>		<b>Typ 5</b> Poura (Burkina Faso)  <b>Typ 5</b> Kalana (Mali)	Goldführende Quarzgänge
	<b>Eburnische Orogenese III</b>		Dextrale, WSW-ENE-orientierte Scherzonen	
	<b>Spät- bis postorogene hydrothermale Phase</b>		<b>Typ 4</b> Ashanti (Ghana)	Spaltenfüllungen mit goldhaltigem Arsenopyrit und/oder Quarz-Stockwerke
	<b>Eburnische Orogenese II</b> - sinistrale, N-S- bis NW-SE-orientierte Scherzonen - NE-SW-orientierte Überschiebungen - syntektonische Granitoide		Loulo (Mali)  Syama (Mali)	Syn- bis spätorogene Stockwerksmineralisation  Mineralisation von Quarz- und/oder imprägnierte sulphidische Linsen
1. metallogenetische Periode	Fluvial-deltaische Formation Tarkwa  <b>Oberes Birimium</b>		<b>Typ 3</b> Tarkwa (Ghana)	Goldführende Konglomerate (Paläoseifen)
	Vulkano-sedimentäre Einheit		<b>Typ 2</b> Yaouré (Elfenbeinküste)	Goldführende Sulfid-Imprägnation in Linsen
	<b>Eburnische Orogenese I</b>			
<b>Unteres Birimium</b> Flysch		<b>Typ 1</b> Loulo (Mali)	Goldführende Sulphid-Imprägnation in turmalinisierten Turbiditen	

Abb. 6.1: Klassifikation der primären Goldlagerstätten der westafrikanischen, paläoproterozoischen Baoulé-Mossi Region nach Milesi et al. (1989).

Es besteht ein Zusammenhang zwischen der höchsten Goldführung und der schlechtesten Sortierung der Konglomerate. Das Gold stammt aus unterbirimischen, metasedimentären Schiefern. Die zweite Eburnische Orogenese führte zu einer Remobilisierung des detritischen Golds. Die Deformation zerstörte die sedimentären Strukturen der Formation Tarkwa weitgehend.

#### Typ 4: Mineralisierte Klüfte mit Arsenopyrit - Das Vorkommen von Ashanti (Ghana)

Das Vorkommen von Ashanti ist das größte westafrikanische Goldvorkommen. Der Erzkörper liegt in Birimischen Metasedimenten an der Grenze zu einem vulkano-sedimentären Gürtel. Die Grenze zeichnet eine NE-SW-gerichtete Verwerfungszone der zweiten Eburnischen Orogenese nach. Die Goldmineralisation tritt in zwei Typen auf. Zum einen findet sich eine Imprägnation der metamorphen Wacken mit goldhaltigem Arsenopyrit. Das Gold ist im Kristallgitter des Arsenopyrits eingeschlossen. Die imprägnierten Bereiche sind von Quarzgangscharen mit freiem Gold durchzogen. Die Mineralisation bildete sich in der hydrothermalen Schlussphase der zweiten Eburnischen Orogenese. Die Vererzung ist an Aufstiegswege von Fluiden im Grenzbereich von Metasedimenten und Vulkaniten gebunden.

#### Typ 5: Mineralisierte Quarzklüfte mit gediegenem Gold und polymetallischen Sulphiden - Das Vorkommen von Poura (Burkina Faso) und Kalana (Mali)

Die Mineralisationen des Typ 5 treten in allen Birimischen Gesteinen auf. Sie sind durch Quarzgänge mit gediegenem Gold und polymetallischen Sulphiden gekennzeichnet. Das primäre Gold kann in Korngrößen bis zu 500 µm im Quarz oder in Spalten der Sulphide auftreten. Die Unterschiede zum Ashanti-Typ bestehen in der untergeordneten Rolle des goldführenden Arsenopyrits. Die Quarzgänge liegen in Scherzonen (Poura) oder sind auf Intrusionen zurückzuführen (Kalana, Bassot & Traoré, 1980). Die Vorkommen bildeten sich während einer bruchhaften Deformation in der späten Phase der Eburnischen Orogenese.

#### Typ 6: Alluviale und eluviale Goldvorkommen

Die sedimentären Goldlagerstätten sind in allochthone (alluviale) und semiautochthone bis autochthone (eluviale) Vorkommen untergliedert. Die eluvialen Vorkommen finden sich in unmittelbarer Nähe der primären Vorkommen. Meist ging einer Exploration der primären Vererzung eine Phase der Ausbeutung der eluvialen Lagerstätte durch einheimische Goldgräber voraus. Die alluvialen Goldvorkommen liegen in den Sedimenten von Flüssen und lassen sich selten auf eine primäre Vererzung zurückführen.

#### Typ 7: Mineralisation in Lateriten – Das Vorkommen von Ity (Elfenbeinküste)

Das größte Goldvorkommen von Elfenbeinküste ist von einem lateritischen Erzkörper gebildet. In der Verwitterungszone findet sich grobkörniges Nugget-Gold. Die Lagerstätte liegt auf der Ity-Toulepleu Klippe (West-Elfenbeinküste) in Birimischen basischen Vulkaniten und sauren Vulkaniklastika. Die Klippe bildete sich während der Kollisionstektonik der ersten Eburnischen Orogenese. Sie überlagert diskordant archaische Gesteine. Der Erzkörper besteht aus kaolinitisiertem Gestein mit Linsen aus Magnetit und Quarz, in denen das Gold vorkommt. Durch Bohrungen ist keine primäre Goldmineralisation anzutreffen. Das gediegene Gold von Ity tritt als xenomorphe, bis zu einem Zentimeter große Nuggets auf. Diese zeigen meist eine Zonierung mit einem silberreichen Kern und einem silberarmen Rand. Die großen Körner lassen sich nur mit einer Kornvergrößerung in der lateritischen Umgebung erklären.

### **6.1.2 Goldvorkommen in Elfenbeinküste**

In Elfenbeinküste treten nach Sonnendrucker (1968) 245 primäre und 350 sekundäre Goldvorkommen auf. Die primären Vorkommen sind nach ihren Muttergesteinen in fünf lithostratigraphische Gruppen eingegliedert (Abb. 6.2). Innerhalb der Gruppen sind die Vorkommen nach geographischen Gesichtspunkten in Lagerstätten-Regionen zusammengefasst. Die Regionen erhalten die Namen der lokalen ethnischen Gruppen (siehe Tab 6.1). Da die Beschreibung und Klassifikation der Goldvorkommen von Sonnendrucker (1968) auf rein lithographischen Gesichtspunkten basiert, ist eine Übertragung auf die genetische Klassifikation von Milesi et al. (1989) nur selten möglich. Ein Verzeichnis oft unveröffentlichter Arbeiten über die einzelnen Goldvorkommen von Elfenbeinküste stellte Madon (1985) zusammen.

Nach Peron (1975) sind die ivorianischen Goldvorkommen der vulkano-sedimentären Schiefer auf eine synsedimentäre, vulkano-exhalative Bildung zurückzuführen. Für die Bildung von Goldlagerstätten in flyschfaziellen Schiefern wird eine mechanische Konzentration des detritischen Goldes während der Sedimentation angenommen. Die Eburnische Orogenese remobilisierte das Gold und konzentrierte es entlang Verwerfungszone. Die posttektonische Platznahme von granitischen Intrusionen als zusätzliche Wärmequelle kann ebenfalls zu einer Mobilisation des Goldes in Quarzgänge geführt haben (Wright et al., 1985). Für die Mineralisation der syntektonischen Granite wird eine epigenetische Konzentration des Goldes in Betracht gezogen. Allgemein ist die Feinheit des Goldes der verschiedenen Vorkommen mit

deren Alter verknüpft. Spät gebildetes Gold ist silberreicher als früh gebildetes (Peron, 1975). Erosion und Alteration goldführender Muttergesteine führte in vielen Lagerstätten zur Ausbildung eluvialer und alluvialer Goldvorkommen beziehungsweise zu einer supergenen Anreicherung in Lateriten (Granier et al., 1963).

Tab. 6.1: Klassifikation der ivorianischen Goldvorkommen nach lithographischen Gesichtspunkten. Zusammengestellt nach Sonnendrucker (1968).

Komplex	Gruppe	Lagerstätten-Region
Birimische Provinz (Paläoproterozoikum)	Vulkano-sedimentäre Formation	Dida Süd
		Baoulé Yaouré Guéré (Ity) Abron u.a.
	Flysch	Moronou Indenié Alangoua Bakoué Bété Dida Senoufou Süd
		Provinz Sasca
Liberianische Provinz (Archaikum)	Itabiritischer Komplex	Dan

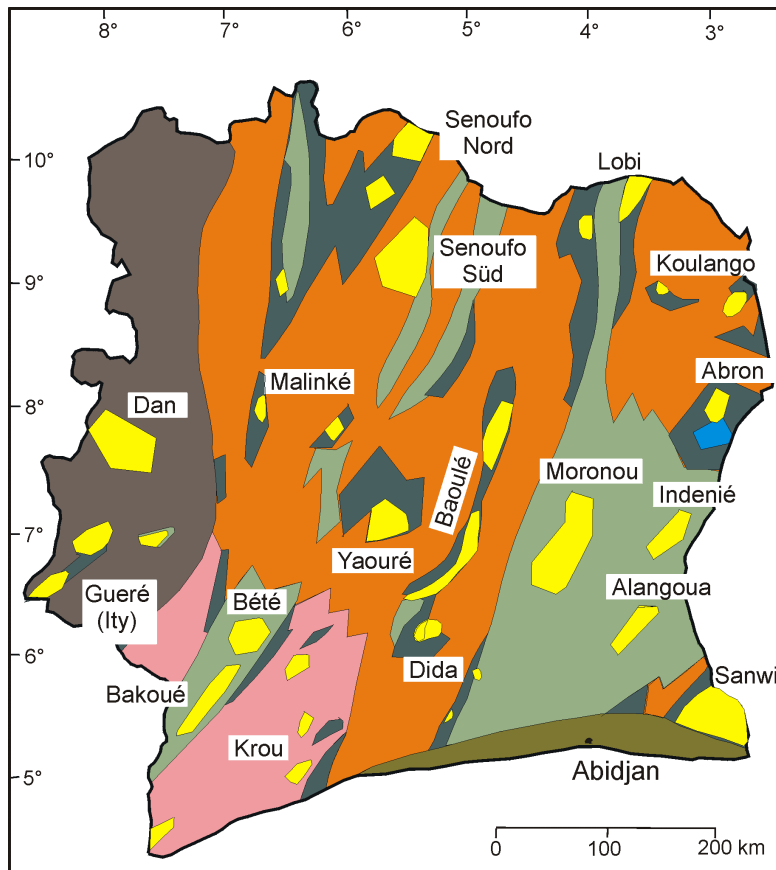


Abb. 6.2: Die Lagerstätten-Regionen (gelb) von Elfenbeinküste. Legende der lithologischen Einheiten siehe Abb. 2.5. Verändert nach Sonnendrucker (1968).

## 6.2 Ergebnisse: Die Goldvorkommen „Belle Ville“ und „Dioulabougou“

Die Goldvorkommen von „Belle Ville“ und „Dioulabougou“ befinden sich in der Präfektur Grand-Lahou, 120 km westlich von Abidjan. Wenige Kilometer nördlich der Küstenstraße, die Abidjan mit Grand-Lahou und den weiter westlich gelegenen Städten Sassandra und San Pedro verbindet, liegt ein schlecht erschlossenes Gebiet mit relativ geringer Bevölkerungsdichte. Beide Goldvorkommen befinden sich 15 bis 20 km nördlich der Küstenstraße.

Das Goldvorkommen von „Dioulabougou“ (N 5°22', W 5°08') liegt auf der Verbindungsstraße Grand-Lahou nach Guitri. Es ist durch den 1999 begonnenen Neubau der Straße gut zu erreichen. Eine nur in der Trockenzeit befahrbare und auf den offiziellen Karten nicht eingezeichnete Piste führt bis zu dem Dorf Belle Ville, das ebenfalls auf keiner Karte zu finden ist. In dessen unmittelbarer Nähe befindet sich das gleichnamige Goldvorkommen (N 5°24,5' - 5°25,5', W 5°00' - 5°01').

Das Gebiet nördlich von Grand-Lahou liegt innerhalb der Binnenebene, die sehr geringe Höhenunterschiede aufweist (Abb. 6.3, vgl. auch Kap. 1.2.2). Depressionen bilden die flachen Täler der Flüsse Bandama, Gô und Boubo, die das Gebiet in südliche bis südsüdwestliche Richtung entwässern. Das Gefälle dieser Flüsse ist gering. Die Talsohlen erreichen auf der nördlichen Breite der Goldvorkommen kaum 20 m ü. M. Die Wasserscheiden zwischen den Flüssen sind meist am Top eingeebnet. Sie erreichen selten eine Höhe von mehr als 80 m ü. M. Das Goldvorkommen von „Belle Ville“ befindet sich im Bereich der Wasserscheide zwischen den Flüssen Bandama im Osten und Gô im Westen. Das Goldvorkommen von „Dioulabougou“ wird auf der Wasserscheide zwischen den Flüssen Gô im Osten und Boubo im Westen ausgebeutet.

Wie im gesamten Gebiet von Süd-Elfenbeinküste, unterliegen die Gesteine einer intensiven tropischen Verwitterung. Dadurch ist das Basement bis in große Tiefen alteriert. Die vertikale Abfolge zeigt bis in 15 m Tiefe keine Veränderung des Mineralbestands und der reliktschen Gesteinstextur des Saproliths. Lateritische Mineralneubildungen (Pisoide) treten nur in dem obersten Meter des Latosols auf. Diese Verwitterungsbildungen entsprechen nach Valetton (1983) den Latosolen mit guter, nur abwärts gerichteter Drainage und geringer Vertikaldifferenzierung (vgl. Kap. 2.3.3).

### 6.2.1 Geologie der Goldvorkommen

Die Geologie der nördlichen Präfektur Grand-Lahou, die im südwestlichen Teil der Provinz Comoé liegt, ist überwiegend von paläoproterozoischem, metamorphen Flysch aufgebaut (Abb. 6.4, vgl. auch Kap. 2.1). Die alterierten Schiefer sind von zahlreichen Quarzgängen durchsetzt. Metavulkanite treten am westlichen Rand der Provinz Comoé außerhalb des Untersuchungsgebiets auf. Selten sind granodioritische Intrusionen aufgeschlossen. Wenige Kilometer südlich der Goldvorkommen überlagern die neogenen Sedimente des „Côte d'Ivoire“-Beckens die Birimischen Gesteine.

#### Metasedimente

Die Metasedimente im Untersuchungsgebiet sind feinkörnig ausgebildet. Meist treten Metapelite und feinsandige Metawacken auf. Metaarenite und konglomeratische Metasedimente sind im Bereich der Goldvorkommen selten. Die Unterteilung von Delor et al. (1992a und 1995) in ein östliches Gebiet mit überwiegend pelitischen Metasedimenten und ein westliches Gebiet mit überwiegend sandigen Metasedimenten (Abb. 6.4) konnte ich in den alterierten Gesteinen nicht feststellen. Häufig ist eine Lamination der alterierten Gesteine aus siltigen und feinsandigen Laminae im Millimeterbereich zu erkennen (Abb. 4.39). Rhythmische Schichtung von tonreicheren und tonärmeren Laminae zeigt sich durch unterschiedlich starke Eisenoxihydrat-Anreicherung (Abb. 6.5). Die detritischen Komponenten der selten frisch aufgeschlossenen Metasedimente bestehen überwiegend aus monokristallinem Quarz, seltener tritt polykristalliner Quarz und Plagioklas auf. Gesteinsbruchstücke sind in den untersuchten Proben nicht zu finden.

Westlich der Goldvorkommen (N 5°22', W 5°14') liegt ein kleinräumiger Aufschluss von grobklastischen (Meta-?)Sedimenten. Es treten Linsen von komponentengestützten Konglomeraten in Mittelsanden auf. Die teilweise verfestigten Konglomerate führen 1 bis 6 cm große, gut gerundete Komponenten aus grobkristallinem, weißem Quarz und rötlichem bis bräunlichem Chert. Die Matrix der Konglomerate ist sandig. Ein abrupter lateraler Wechsel zu schiefrigen Metapeliten zeigt einen tektonischen Kontakt an. Vermutlich handelt es sich bei diesen Konglomeraten um Faziesäquivalente der Formation Tarkwa (vgl. Kap. 2.1 und Hirdes & Nunoo, 1994).

An detritischen Schwermineralen der Metasedimente sind die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil zu nennen. Diese treten meist mit angerundeten Kornformen auf (vgl. Kap. 4.2.2). Die feinkörnigen Metasedimente liegen als serizitische Schiefer vor. Der feinschuppige Helliglimmer erreicht selten eine Korngröße von 100 µm. Metamorph gebildete Minerale sind Epidot, Hornblende und sehr selten Aktinolith.



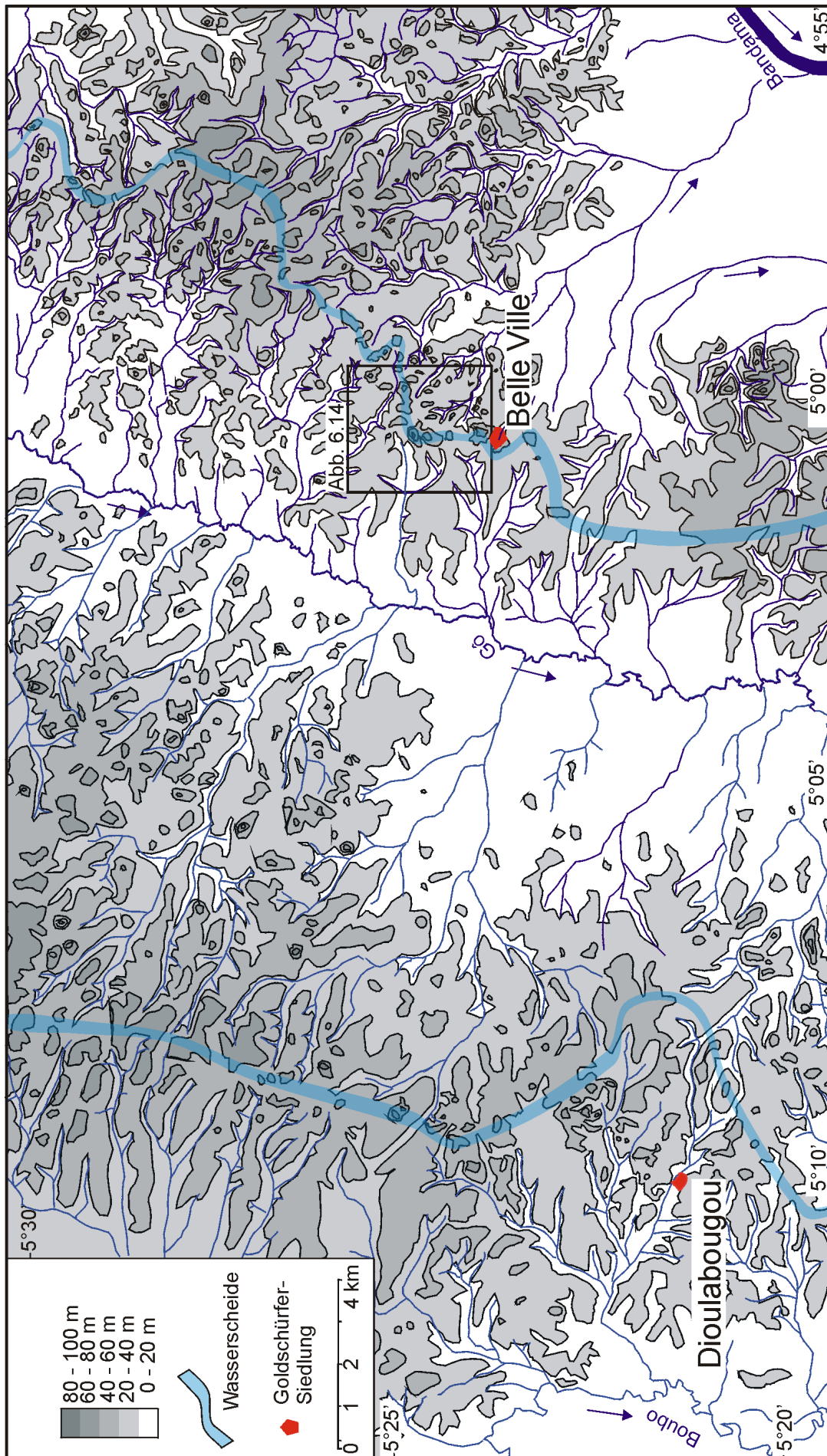


Abb. 6.3: Topographie im Bereich der Goldvorkommen "Belle Ville" und "Dioulabougou". Die beiden küstennahen Vorkommen liegen auf den Wasserscheiden zwischen den Flüssen Boubo, Gô und Bandama. Lage siehe Abb. 10.

Die metamorphen Minerale zeigen obere grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen an (Bucher & Frey, 1994). Minerale, die auf höhere Metamorphosegrade schließen lassen (Staurolith, Disthen), treten bis auf ein kleinräumiges Vorkommen ungefähr 6 km südöstlich von Dioulabougou (Abb. 6.4, vgl. auch Kap. 4.2.2) nicht auf.

Abgesehen von den metamorphen Mineralneubildungen heben sich zwei Typen von Metasedimenten durch auffällige Blasten, die bereits im Gelände zu erkennen sind, hervor. Zum einen sind dies turmalinisierte Schiefer, die überwiegend im Bereich des Goldvorkommens „Belle Ville“ auftreten. Zum anderen finden sich sogenannte Karbonat-gesprenkelte Schiefer, die verstärkt im Bereich der Gold-mineralisation von „Dioulabougou“ auftreten.

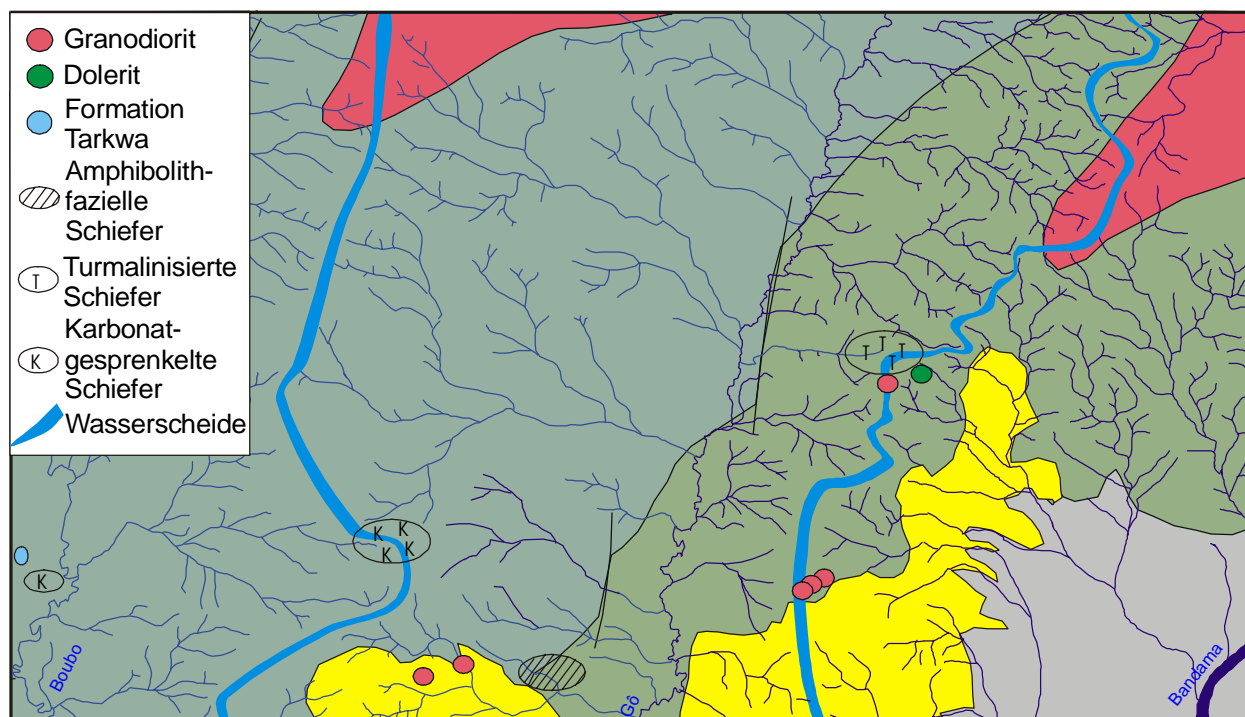


Abb. 6.4: Geologie im Bereich der Goldvorkommen. Kartenausschnitt verändert nach Delor et al. (1992a, 1995). Ausschnitt und Legende siehe Abb. 2.6. Angaben zu Aufschlüssen granodioritischer Intrusiva, alterierter Dolerite, Fazies-Äquivalente der Formation Tarkwa, turmalinisierten und Karbonat-gesprenkelten Schiefer stammen aus eigenen Geländebeobachtungen.

**Karbonat-gesprenkelte Schiefer** („carbonate spotted schist“) sind im Bereich der untersuchten Goldvorkommen überwiegend verwittert anzutreffen. Nur eine Probe zeigt frische Karbonatblasten, die lediglich randlich goethitisiert sind. Es handelt sich dabei um einen siltigen bis feinsandigen Schiefer mit karbonatischen „Augen“ in Mittel- bis Grobsandkorngröße (Abb. 6.6). Die Form der karbonatischen Augen ist rund bis oval, seltener auch rhombenförmig. Die Karbonate sind häufig verzwilligt. Die Blasten führen oft Einschlüsse der Matrix.

Analysen einiger Blasten mit der EDAX-Methode zeigen eine chemische Zusammensetzung der Karbonate mit dem Verhältnis der Atomprozent von  $\text{Ca}_{47} : \text{Mg}_{34} : (\text{Fe}, \text{Mn})_{19}$ . Die karbonatischen Augen lassen sich somit als dolomitischer Ankerit bezeichnen. Dieser bildet sich während hydrothermalen Aktivität oder niedrig temperierter Metasomatose (Deer et al., 1992). Auch idiomorphe Pyritwürfel von mehreren Millimeter Kantenlänge finden sich in der frischen Probe. Kleinere Pyritwürfel treten häufig eingeschlossen in den karbonatischen Blasten auf. In den alterierten, kaolinitischen Schiefen sind die karbonatischen Blasten und der stets idiomorphe Pyrit entweder als Löcher erhalten oder wittern, umgewandelt in goethitische Pseudomorphosen, aus dem kaolinitisierten Metasediment heraus. Im Dünnschliff lässt sich reliktsch ein rhombenförmiger Querschnitt und eine Zwillingbildung erkennen, die auf ehemals karbonatische Blasten hindeuten (Abb. 6.7). Die goethitischen Pseudomorphosen dienen den einheimischen Goldgräbern als Anzeichen für eine Goldführung der, in den betroffenen Gesteinen zu findenden, Quarzgänge. Im Bereich der Schürfung von „Dioulabougou“ können die Pseudomorphosen von Goethit nach Ankerit und nach Pyrit Korngrößen bis zu einem halben Zentimeter erreichen.

Mehr oder weniger stark **turmalinisierte Schiefer** sind im gesamten Bereich von „Belle Ville“ anzutreffen. Die Turmalinisierung ist auf pelitische Metasedimente beschränkt. Der Grad der Turmalinisierung reicht von gering turmalinisierten Schiefen mit wenigen Mikrometer großen, nadeligen Turmalinen, die dispers in der serizitischen Matrix verteilt sind, bis hin zu Turmaliniten (cf. Plimer, 1986). Die Turmalinite führen

einzelne Turmalinkristalle und radialstrahlige Sonnen von mehreren Millimetern Durchmesser, die sich gegenseitig durchdringen (Abb. 4.40). Teilweise verdrängt Turmalin den Serizit vollständig, so dass sich faustgroße Turmalinaggregate bilden können. Die Turmalinprismen oder –sonnen zeigen keine Einregelung zur Schichtung oder Schieferung. Sie sind stets unorientiert im Gestein. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse ist der Fund von turmalinisierten Schiefern auf Lesesteine in Bodenhorizonten beschränkt. Dabei sind frische, serizitische Schiefer selten. Meist ist der Serizit vollständig in Kaolin und feinkörnige, sekundäre Eisenanreicherungen umgewandelt. Ein hoher Turmalinanteil kann als verwitterungsresistentes „Skelett“ die alterierte, tonige Matrix stabilisieren. Bei der Geländearbeit konnte ich nicht feststellen, ob es sich um stratiforme oder dispers verteilte Turmalinite handelt. Die Turmaline sind in ihrer chemischen Zusammensetzung intermediäre Glieder der Schörl-Dravit Reihe (vgl. Kap. 4.3.1). Sie liegen bei der Auftragung im ternären Fe-Mg-Ca Diagramm nach Henry & Guidotti (1985) im Feld für Bildungen in kalziumarmen Metapeliten und Metaareniten.

Die prominenten Schieferungsflächen (S1) der Metasedimente im Bereich der Goldvorkommen zeigen eine Streichrichtung von N 10° bis N 30° („Dioulabougou“) und N 30° bis N 70° („Belle Ville“). Die steilstehenden Schieferungsflächen (Einfallen 70° bis 85°) fallen in „Dioulabougou“ in östliche Richtung und in „Belle Ville“ in westliche Richtung ein. Die Schichtung der Metasedimente (S0) stimmt in den meisten Aufschlüssen mit der Schieferung S1 überein. In „Dioulabougou“ treten zwei weitere Kluftsysteme auf. Ein Kluftsystem (S2) besitzt ebenfalls eine Streichrichtung von N 10° bis N 70°, im Unterschied zu der Schieferung S1 aber ein flaches Einfallen mit 10° bis 40° nach Westen. Die Flächen des dritten Kluftsystems (S3) streichen N 135° bis N 150° und stehen in „Dioulabougou“ saiger. Ungefähr 20 km westlich von „Dioulabougou“ fallen Klüfte der gleichen Streichrichtung mit 80° bis 85° in südöstliche Richtung ein. An dieser Lokalität finden sich ebenfalls Karbonat-gesprenkelte Schiefer. Metasedimente, in denen die beiden, mehr oder weniger senkrecht aufeinander stehenden Schieferungen S1 und S3 zu beobachten sind, zeigen eine Krenulation (Abb. 4.39).

#### Quarzgänge

Die Quarzgänge in den Metasedimenten bestehen aus sehr reinem, weißem Quarz mit Mächtigkeiten von wenigen Zentimeter bis zu über einem Meter. Die Korngröße der grobkristallinen Quarze liegt bei 2 mm bis über 1 cm. Die Quarze besitzen eine leichte undulöse Auslöschung. Selten treten frische Einschlüsse von reinem Pyrit oder goethitische Pseudomorphosen nach Pyrit auf. Buntmetallsulfide konnte ich nicht nachweisen. In einer Probe eines Quarzgangs findet sich hydrothermaler Rutil. Turmalin kommt in den anstehenden Quarzgängen selten vor.

---

Abb. 6.5: Die feinkörnigen Metasedimente im südwestlichen Bereich der Provinz Comoé zeigen eine rhythmische Schichtung, die durch unterschiedlich starke Eisenanreicherung in tonreicheren beziehungsweise tonärmeren Schichten zu erkennen ist.

Abb. 6.6: Karbonat-gesprenkelter Schiefer in feinsandiger Ausbildung mit hypidiomorphen, poikiloblastischen, ankeritischen Karbonat (K) mit eingeschlossenen Pyritwürfel (Py), Quarz (Q) und Serizit (S), Probe Do 16, Dünnschliff, gekr. Pol.

Abb. 6.7: Karbonat-gesprenkelter Schiefer in pelitischer Ausbildung mit alterierten, idiomorphen Karbonatblasten, die pseudomorph von Eisenoxihydraten ersetzt sind. Verzwillingung lässt sich reliktsch erkennen, Probe Do 11, Dünnschliff, ungekr. Pol.

Abb. 6.8: Alterierter Quarzgang aus „Dioulabougou“. Die Bildung von Eisenoxihydraten in Rissen der Quarze führt zur Dispersion der Quarzfragmente. Probe Gu 7/3, Dünnschliff, gekr. Pol.

Abb. 6.9: Frischer Grundblock eines granodioritischen Plutons in einer Hevrealanlage in unmittelbarer Nähe des Goldvorkommens „Belle Ville“.

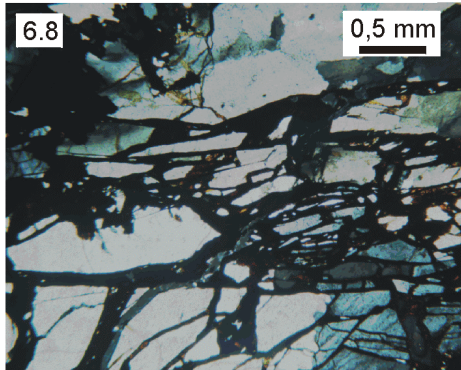
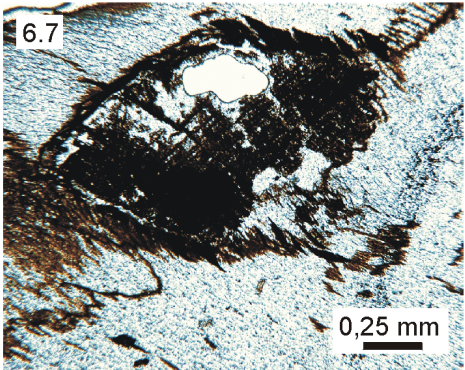
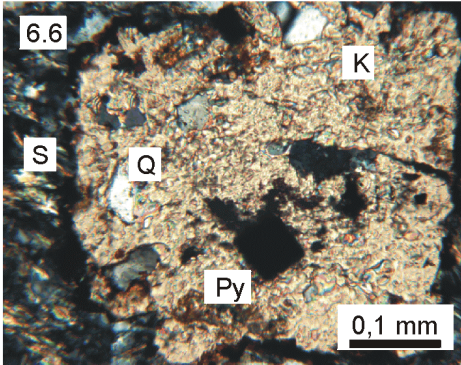
Abb. 6.10: Pisoidreiches Sediment auf der Spülscheide zwischen den Flüssen Bandama und Gô, älterer Baggerschürf, „Belle Ville“.

Abb. 6.11: Residuale Blöcke von weißem, sterilen Gangquarz südwestlich des „Monte Borella“, „Belle Ville“.

Abb. 6.12: Manueller Abbau mittels „Piroge“ der goldführenden Kiese im Spültal distal des „Monte Borella“, „Belle Ville“. Die Grobfraction der sandigen Kiese ist gut sortiert. Das Sediment ist frei von Eisenanreicherungen und lateritderivaten Klaster.

Abb. 6.13: Manueller Abbau des goldführenden Lockergesteins mit der „Kalebasse“, „Dioulabougou“.





Quarzgänge treten zusammen mit allen oben beschriebenen Kluff- und Schieferungssystemen auf. Die überwiegende Anzahl der Gänge findet sich in Richtung der Schieferungsfläche S1 mit der Streichrichtung von N 10° bis N 70° und sehr steilem Einfallen. Quarzgänge dieses Kluffsystems sind oft über einen halben Meter mächtig. Die sehr viel selteneren Gänge des Kluffsystems S2 erreichen eine Stärke von höchstens 10 cm. Quarzgänge, die mit dem dritten Kluffsystem (S3) und der Streichrichtung von N 135° bis N 150° auftreten, sind um 10 cm stark. Die Quarzgänge der Kluffsysteme durchsetzen die Metapelite sehr geradlinig in Richtung der Schieferung. Sie zeigen keine Verwerfungen oder Verformungen. Sie sind über den Aufschlussbereich von gleichmäßiger Stärke. Als letzte Gruppe von Quarzgängen sind diejenigen zu nennen, die sich nicht zu einem der drei Kluffsysteme zuordnen lassen. Dieser Quarzgangtyp folgt, im Gegensatz zu den anderen strukturell kontrollierten Gängen, keiner Schieferungsrichtung geradlinig, sondern quert sie. Oft besitzen die strukturell unabhängigen Quarzgänge einen linsenförmigen Querschnitt und sind in ihrem Verlauf gekrümmt.

Die Quarzgänge zeigen meist starke Alterationserscheinungen. Dabei herrschen zwei Arten der Alteration vor:

- Eine Frakturierung der Gänge in viele polygonale Bruchstücke. Der Zwischenraum ist mit feinkörnigem Goethit verfüllt. Die Kristallisation des Goethits führt zur Dispersion der Quarzfragmente (Abb. 6.8). Die Risse sind wohl durch eine hydrothermale Frakturierung angelegt (Oberthür et al., 1994).
- Eine blasige oder zellenförmige Aushöhlung der Gangquarze. Die daraus entstehenden Hohlräume sind geschwärzt, bleiben aber als Hohlformen erhalten. Selten ist Pyrit in diesen Aushöhlungen zu erkennen. Die Hohlräume stellen somit Negativformen ehemaliger, mit der Quarzbildung paragenetischer Minerale dar.

Nebengesteinsveränderungen in Form von Karbonat- und Pyritblasten finden sich im Bereich der steil einfallenden Quarzgängen parallel S1 und S3. Die Nebengesteinsveränderungen konzentrieren sich im Kreuzungsbereich dieser beiden Gangsysteme.

### Intrusionen

Während meines Geländeaufenthaltes dokumentierte ich in der Nähe beider Goldvorkommen an mehreren Lokalitäten, die frisch brandgerodet waren, kleinräumige Aufschlüsse von granodioritischen Plutoniten (Abb. 6.9). Die Plutonite sind auf den geologischen Karten (Delor et al., 1992a, 1995) nicht verzeichnet (Abb. 6.4). Ob es sich bei diesen kleinräumigen Aufschlüssen um Grundblöcke eines schon lange in Erosion befindlichen Plutons oder um das, durch Abtragung der Schiefer freigelegte Dach einer Intrusion handelt, ist schwer abzuschätzen. Das Fehlen von grobkörnigem Grus in der Umgebung spricht für eine Freilegung der frischen Plutonite in jüngerer Zeit.

Kennzeichnend für die granodioritischen Intrusiva ist ein gleichkörniges, hypidiomorphes Gefüge. Die Textur ist richtungslos-massig. Es tritt keine Klüftung auf. Quarzgänge, die in den Schiefen zahlreich vertreten sind, finden sich in den Plutoniten nicht. Die Zusammensetzung der Intrusiva und die Korngröße ihrer Komponenten variiert in den verschiedenen Aufschlüssen wenig. Die Plutonite bestehen aus leicht undulosem Quarz (35-45%), serizitisierten und saussuritisierten Plagioklas (45-60%) und Mikroklin (0-25%), der meist frisch ist. An dunklen Gemengteilen treten Biotit und Hornblende auf (vgl. Kap. 4.2.2).

In „Belle Ville“ finden sich selten Lesesteine eines basischen Plutonits. Dessen gleichkörniges, mittelkörniges Gefüge ist homogen und undeformiert. Die Komponenten bestehen aus uralitisierten und epidotisierten Klinopyroxenen (65%), serizitisierten Plagioklasen (28%) und Plagioklas-Quarz Verwachsungen (7%). Da die Ausbildung eines größeren gabbroiden Plutonits nicht wahrscheinlich ist, handelt es sich um ein doleritisches Ganggestein.

### Sedimente

Die Sedimente im Bereich der Goldvorkommen, die das stark alterierte, paläoproterozoische Basement überlagern, lassen sich in zwei Gruppen unterteilen. Auf eingeebneten „Hochlagen“ (Spülscheiden) liegen Sedimente, die reich an lateritischen Pisoiden sind. In Hanglagen und in den Spülmulden finden sich Sedimente, die aus grobkristallinen Quarzkomponenten bestehen.

Profile in **Sedimenten mit lateritischen Pisoiden** nahm ich an mehreren Lokalitäten im Bereich von Spülscheiden in „Belle Ville“ und „Dioulabougou“ auf. Für die Profilaufnahme wählte ich einen Hügel bei „Belle Ville“ („Monte Borella“, benannt nach einem italienischen Goldsucher), in dessen Umfeld sich die Goldschürfungen konzentrieren, und mehrere interfluviale Bereiche in der Umgebung des „Monte Borella“ aus. Die Sedimente in „Dioulabougou“ ähneln denen von „Belle Ville“.

Die Sedimente sind von roter bis braunroter Farbe. Sie sind selten mehr als einen Meter mächtig (Abb. 6.10). Die Komponenten sind überwiegend PISOIDE, untergeordnet Bruchstücke von Gangquarzen und selten Gesteinsbruchstücke von Schiefen. Die PISOIDE besitzen eine runde Kornform mit wenigen konkaven Flächen und eine Korngröße von 1 bis 2 cm. Die PISOIDE sind tonig bis siltig und zeigen selten



schieferähnliche Internstrukturen. Nahe der Geländeoberfläche besitzen die PISOIDE eine dunkelbraune, fast schwarze Farbe. Nach unten werden sie immer rötlicher. Die Quarzkomponenten sind stets eckig und liegen in Korngrößen von 1 bis 20 cm vor. Auf dem Top des „Monte Borella“ treten auch Gangquarzblöcke von über einem Meter auf. Die grobkristallinen Quarzkiese und Quarzblöcke besitzen oft zwei planparallele Flächen. Dadurch sind sie als Bruchstücke von Quarzgängen einzuordnen. Es treten überwiegend weiße, sterile Quarzkomponenten auf. Selten finden sich auch gräulich-bläuliche Varietäten. Die Quarze zeigen Ätzformen und besitzen eine eisenreiche Kruste. Gesteinsbruchstücke finden sich sporadisch in den Sedimenten. Es können bis zu faustgroße Gesteinsbruchstücke auftreten, die vereinzelt frisch erhalten sind. Dabei treten Bruchstücke feinkörniger, geschieferter Metasedimente auf, die Turmalinisierung oder Karbonatsprenkel führen können. Überwiegend sind die Gesteinsbruchstücke stark alteriert, zeigen Reliktstrukturen und besitzen eine eisenreiche Kruste.

Die Matrix der pisolitischen Sedimente ist tonig-siltig. Der oberste Bereich des Sediments ist komponentengestützt. Der Matrixgehalt wird nach unten immer größer. Durch einen graduellen oder abrupten Übergang getrennt, sind die Komponenten in einer Tiefe von mehr als einem halben Meter unter der Geländeoberkante dispers in der Matrix verteilt. Ab dieser Tiefe können schiefrige Reliktstrukturen in der Matrix auftreten. Nach unten sind PISOIDE immer seltener. Ab ungefähr einem Meter unter Geländeoberkante sind sie nicht mehr anzutreffen. In dieser Tiefe lassen sich nun auch zerbrochene, aber zusammenhängende Quarzgänge finden.

**Sedimente mit Komponenten aus Gangquarzbruchstücken** der Spülscheidenflanken und Spülmulden nahm ich detailliert im Umfeld des größten Hügel („Monte Borella“) der Region von „Belle Ville“ auf (Abb. 6.14). In diesem Bereich finden die meisten Schürfungen der einheimischen Goldgräber statt. Die Sedimentverteilung in Abhängigkeit vom Relief ist exemplarisch beschrieben. Die an anderen Lokalisationen von „Belle Ville“ und „Dioulabougou“ aufgenommenen Sedimentabfolgen zeigen im wesentlichen ähnliche Ausbildungen.

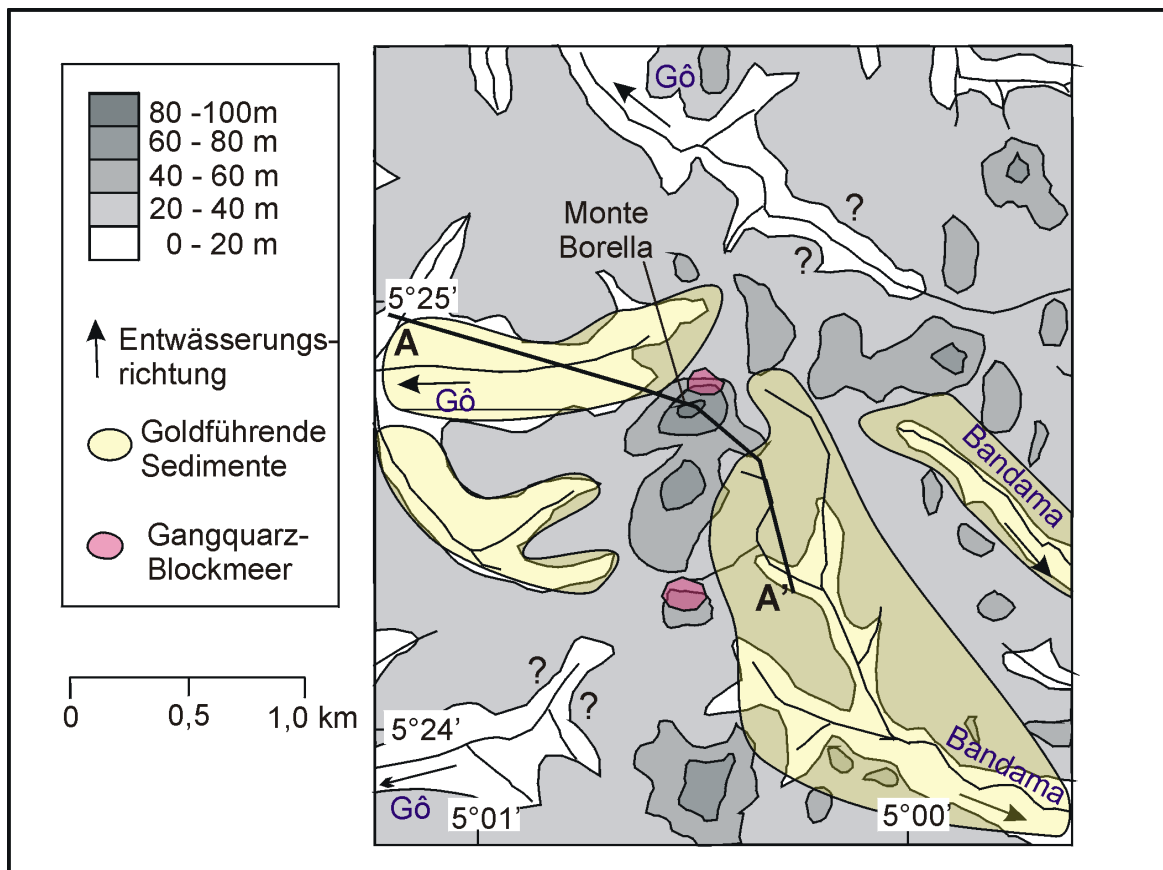


Abb. 6.14: Topographische Karte des Goldvorkommen „Belle Ville“ mit Bereichen goldführender Sedimente und Lage der „Gangquarz-Blockmeere“. Lage siehe Abb. 6.3. Schnitt A -A' siehe Abb. 6.15.

Die unverfestigten Sedimente sind von weißer bis hellgrauer Farbe. Sie können über 5 m mächtig sein. Sie überlagern alterierte, paläoproterozoische Metasedimente. Die Metasedimente zeigen Reliktstrukturen, führen aber keine lateritischen Neubildungen (PISOIDE). Über einer welligen, erosiven Basis



liegt eine grobe Einheit. An den Hängen des „Monte Borella“ ist die grobe Einheit von Kiesen und Blöcken bis über einen Meter Kantlänge aufgebaut. Die Kiese und Blöcke bestehen ausschließlich aus grobkristallinem Gangquarz. Im oberen Bereich des Hügelhangs, am Geländeknick zum eingeebneten Hügeltop, verzahnt sich diese Einheit mit den pisoidreichen Sedimenten. Am Fuß des „Monte Borella“ ist das Korngrößenspektrum größer. Es finden sich Grobkiese und selten auch Blöcke in einer mittel- bis grobsandigen Matrix mit geringem Schlammanteil. PISOIDE treten nicht mehr auf. Distal des „Monte Borella“ wird das gesamte Korngrößenspektrum des sandigen Kies feiner. Es treten nun Mittel- bis Grobkiese in einer fein- bis mittelsandigen Matrix auf (Abb. 6.12).

Die kiesigen Lockersedimente sind stets komponentengestützt. Die Quarzkomponenten sind in allen Aufschlüssen überwiegend sehr eckig, oft regelrecht scharfkantig. Es finden sich „auf einen Kubikmeter ein Stein“ gerundete Quarzgerölle (mündliche Mitteilung der einheimischen Goldgräber, 1999). Dies sind grobkristalline Quarzkiese mit Korngrößen von 1 bis 2 cm und Cherts mit bis zu 10 cm Kantlänge. Die Chertgerölle besitzen eine mikrokristalline Internstruktur und eine milchkaffeebraune, polierte Oberfläche.

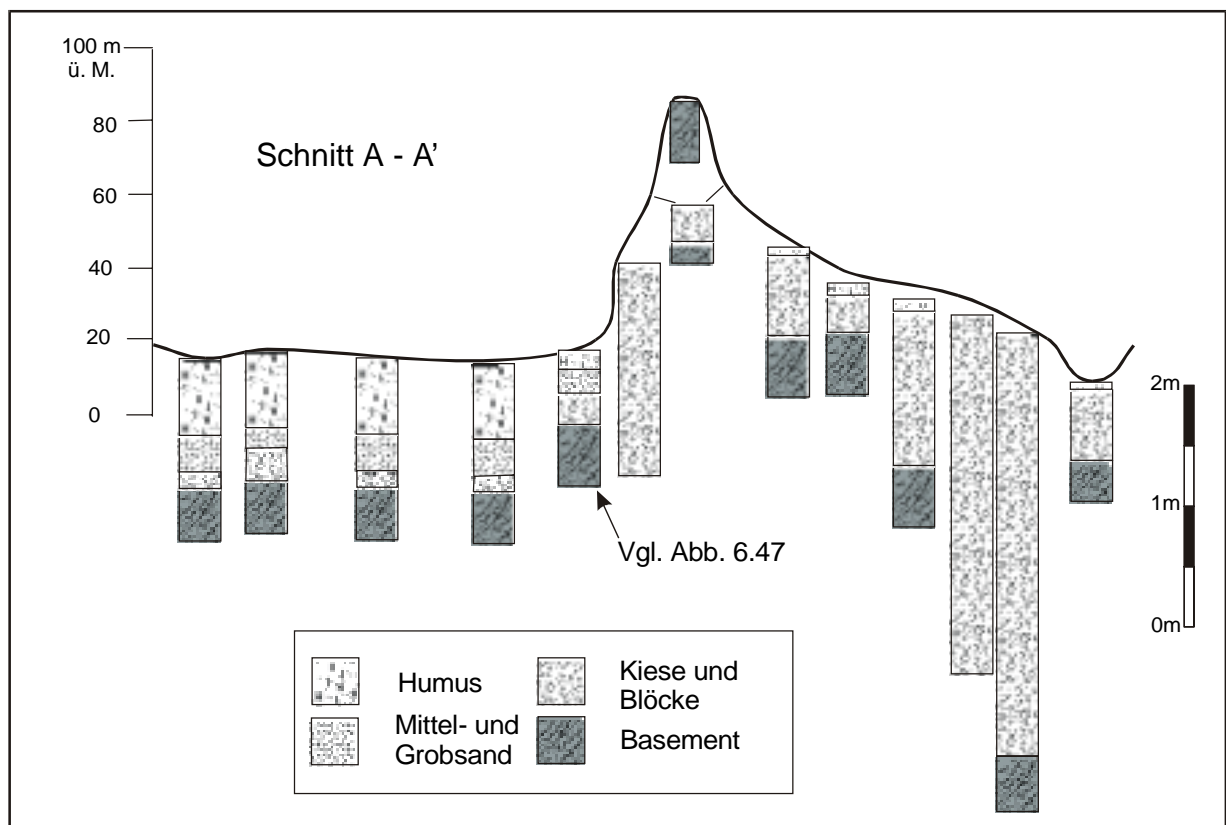


Abb. 6.15: Stark überhöhter Schnitt A-A' der Sedimente im Bereich des „Monte Borella“ bei „Belle Ville“ (siehe Abb. 6.14).

Eine Schichtung lässt sich innerhalb der sandigen Kiese nicht erkennen. Auch Rinnenfüllungen treten nicht auf. Es liegt eine recht homogene Ausbildung über die gesamte Breite der Täler vor. Unterschiedliche Mächtigkeiten sind über die Längsschnitte des Reliefs auszumachen. Die Mächtigkeit der sandigen Kiese an Hangfuß des „Monte Borella“ beträgt über 5 m. Im Bereich der anschließenden Ebene reduziert sich die kiesige Schicht auf wenige Dezimeter Mächtigkeit (Abb. 6.15). Über die Querschnitte der Spülmulden ist die kiesige Schicht homogen. Sie dünnt an den Talflanken allmählich aus.

Über der kiesigen Schicht folgt mit einem meist scharfen Übergang eine mittel- bis grobsandige, gut sortierte Einheit. Die Komponenten bestehen aus monokristallinen Quarzkörnern. Der Schlammanteil ist gering. Wie auch die unterlagernden sandigen Kiese, besitzen die Mittel- bis Grobsande eine weiße Farbe. Sekundäre Eisenanreicherungen und lateritderivate Klaster sind nicht zu finden.

In den distalen Bereichen des „Monte Borella“, im Talweg der Täler, ist die sandige Schicht bis zu 40 cm mächtig. An den Talflanken und zum Hügel hin dünnt sie aus. An den Hügelhänge ist die sandige Schicht nicht ausgebildet. Abgesehen von den unterschiedlichen Mächtigkeiten treten keine lateralen Faziesvariationen in dieser Schicht auf. Am Top der Abfolge liegt in den Tälern eine mehrere Dezimeter mächtige Humusschicht. Diese dünnt an den Hängen des „Monte Borella“ aus.

Bemerkenswert ist die stellenweise Ausbildung regelrechter Blockmeere von Gangquarzen (Abb. 6.11 und 6.14). Die Blöcke, die aus weißem, sterilem und grobkristallinem Quarz bestehen, besitzen

Kantenlängen von über 2 m. Die Blöcke liegen dicht nebeneinander, teilweise auch übereinander und bedecken dabei eine Fläche von ungefähr 5000 m<sup>2</sup>. Direkt in südlicher Verlängerung des „Monte Borella“ und an seiner nördlichen Flanke konnte ich zwei solcher „Gangquarz-Blockmeere“ dokumentieren.

### 6.2.2 Das Gold: Gewinnung, Vorkommen und Eigenschaften

#### Gewinnung durch einheimische Methoden

In „Belle Ville“ werden die Sedimente, die rund um den „Monte Borella“ über den paläoproterozoischen Metasedimenten liegen, von einheimischen Goldgräbern ausgebeutet. Die Lockersedimente werden dabei in einer Waschpfanne („Kalebasse“) von ihrem Schlammanteil gereinigt (Abb. 6.13). Die groben Gangquarzkomponenten werden aussortiert und kurz auf Gold-Quarz-Verwachsungen geprüft. Der verbleibende Sandanteil wird durchmischt, so dass sich die schweren Goldkörner am Boden der Kalebasse absetzen. Unter geübtem Schwenken im Wasser wird der leichte Quarzsand aus der Kalebasse gespült, bis sich nur noch das Gold und andere Schwerminerale darin befinden (vgl. auch Ney, 1986). Größere Mengen an goldhaltigen sandigen Kiesen werden mit einer gravitativen Rutsche („Piroge“) gewaschen (Abb. 6.12). Dabei wird das Lockersediment durch eine gelochte Ölwanne, die als Sieb dient, gespült. Der sandige Anteil fließt mit dem Wasser die abschüssige Rinne hinunter. Das Gold und andere Schwerminerale verfangen sich an groben Textilmatten oder an quer zur Fließrichtung angebrachten Holzleistchen am Boden der Rinne. Diese Methode erfordert drei Arbeiter und ist nur bei den schlammarmen Sedimenten distal des „Monte Borella“ möglich. Das gewonnene Konzentrat wird gesammelt und am Ende des Arbeitstages vorsichtig weiter angereichert. Die tägliche Ausbeute beträgt ungefähr ein halbes bis ein Gramm Gold je Arbeitskraft. In „Belle Ville“ waschen die Goldgräber allein oder in kleinen Gruppen von zwei bis vier Männer die Sedimente. In „Dioulabougou“ sind größere Gruppen bis zu zehn Männer organisiert, die mineralisierten Quarzgängen in den Schiefen nachgraben. Hierfür werden ebenfalls große Hügel ausgewählt. Die grob gebrochenen Quarzgänge werden zusammen mit dem pelitischen Nebengestein gefördert. Das Fördergut wird außerhalb der Grube zerkleinert und, wie oben beschrieben, gewaschen. Es werden auch die groben Sedimente, die um die Hügel anzutreffen sind, ausgebeutet.

#### Ausbildung des Goldes

Die Morphologie der Goldkörner spiegelt Ablagerungsbedingungen und chemische Verwitterungsvorgänge wider (Grant et al., 1991; Grimm, 1996, u. a.). Primäres Gold besitzt fragile Kornformen. Das Gold kann als dendritische Körner, mit verschlungenen Kornformen oder mit einer Morphologie, die den kubischen, kristallographischen Habitus des Goldes oder benachbarter Minerale (z.B. Quarz, Pyrit, Karbonat) ausdrückt, auftreten (Averill & Zimmerman, 1986). Durch mechanische Abrasion während zunehmender Transportdistanz ändert sich die Morphologie der Goldkörner von fragil über irregulär und angerundet bis rund. Flache Körner werden durch die Transportbeanspruchung gefaltet und geknickt (Giusti, 1986). Die Kornform von detritischen Goldkörnern reflektiert somit die Proximalität der primären Mineralisation.

Chemische Lösungsvorgänge, die Korrosion, Lösung und Wiederausfällung von Gold bewirken, sind während lateritischen Verwitterungsbedingungen besonders aktiv (Grimm, 1996). Durch diese Prozesse kann das Gold bereits im Muttergestein in seiner Morphologie verändert werden. Von Lösungshohlräumen und Rissen durchsetzte Goldkörner mit schwammiger oder irregulär glatter Oberfläche sind typisch für verwittertes primäres Gold. Die Hohlräume sind oft mit Quarz oder Eisenoxihydraten gefüllt. Wieder ausgefälltes, „sekundäres“ Gold ist in lateritischer Umgebung oft in Verwachsung mit Eisenoxihydraten anzutreffen (Granier et al., 1963). Chemisch ausgefälltes Gold tritt als Schüppchen, Kügelchen oder einzelne oktaedrische Kristalle von wenigen Mikrometern Größe mit Goethit verwachsen auf.

In „Dioulabougou“ und „Belle Ville“ liegt Gold in drei verschiedenen Ausbildungen vor:

- 1) Verwachsen mit Quarz im Muttergestein und selten im Sediment,
- 2) als Freigold im quarzreichen Sediment oder
- 3) verwachsen mit sekundären Eisenanreicherungen im pisoidreichen Sediment.

1) Das primäre, mit grobkörnigen Quarzen verwachsene Gold tritt überwiegend im Zusammenhang mit Quarzgängen der Schieferung S1 (N 10° bis N 70° und sehr steiles Einfallen, siehe oben) auf. Das Gold findet sich oft im randlichen Bereich der Quarzgänge, am Übergang zum alterierten Nebengestein. Die Größe des Goldes reicht von wenigen Mikrometern bis zu Millimeter großen, selten auch Zentimeter großen Körnern. Die Goldkörner besitzen meist filigrane Kornformen mit Fortsätzen (Abb. 6.16 bis 6.21). Die Ausbildung der Goldkörner in frischen, dichten Quarzgängen unterscheidet sich von der Goldführung alterierter Gänge. In frischen Gängen füllt das Gold feinste Risse im Quarz, die nur wenige Mikrometer stark sind, oder tritt entlang von Korngrenzen auf (Abb. 6.16 und 6.17). Selten ist feinkörniges Gold auch in Quarzkörnern eingewachsen. Es besitzt dann eine dendritische Kornform (Abb. 6.18). Größere Körner

aus Quarzgängen zeigen häufig eine irreguläre, eckige Kornform mit geraden Korngrenzen (Abb. 6.19). Die Kornform ist durch die idiomorphe Ausbildung des Goldes oder durch Eindrücke benachbarter Quarzkristalle entstanden (Grimm, 1996). Das Korninnere ist meist dicht. Außer selten eingeschlossenem Quarz sind keine anderen Minerale zu finden.

Bei frakturierten oder angelösten Gangquarzen ist, besonders bei starker Eisenanreicherung, die Grenze zwischen Quarzgang und Nebengestein schwer auszumachen. Feinkörniges Eisenoxihydrat verdrängt sowohl den Quarz als auch das serizitische Nebengestein. Reliktische, isometrische Quarzkristalle und blättrige, serizitische Glimmerschüppchen schwimmen nun dispers verteilt in einer eisenreichen Grundmasse (Abb. 6.20).

---

Abb. 6.16: Mit Gold (weiß) verfüllte Risse in Quarz (dunkelgrau) eines detritischen Feinkieskorns. Das Gold besitzt eine blättrige Kornform, Balkenbreite 500 µm, REM, BEI, Probe BVNug, „Belle Ville“.

Abb. 6.17: Detail aus Abb. 6.16. Das Gold füllt feine, zum Teil weniger als einen Mikrometer breite Risse im Quarz, Balkenbreite 5 µm, REM, BEI.

Abb. 6.18: Dendritisches Gold, verwachsen mit Quarz aus einem Quarzgang. Es lässt sich kein Bezug zu Rissen im Quarz erkennen, Balkenbreite 100 µm, REM, BEI, Probe Do 14, „Dioulabougou“.

Abb. 6.19: Idiomorphe Goldkörner (weiß) in einem Quarzgang (dunkelgrau). Die oft ebenen Kornflächen der Goldkörner sind auf Eindrücke benachbarter Quarzkörner zurückzuführen. Blasige Hohlformen, mit Eisenoxihydraten (hellgrau) verfüllt, sind zu beobachten, Balkenbreite 200 µm, REM, BEI, Probe Do 14, „Dioulabougou“.

Abb. 6.20: Fast vollständige Verdrängung von Quarz (Q) und serizitischem (G) Nebengestein (dunkelgrau) durch Eisenoxihydrate (hellgrau) aus dem randlichen Bereich eines alterierten Gangs. Gold (weiß) tritt mit fransiger Oberfläche auf, Balkenbreite 30 µm, REM, BEI, Probe Do 1, „Dioulabougou“.

Abb. 6.21: Schwammartige Internstruktur eines Goldkorns (weiß) mit wenigen Mikrometer großen Einschlüssen aus Quarz (schwarz), Balkenbreite 200 µm, REM, BEI, Probe Do 1, „Dioulabougou“.

Abb. 6.22: Seltener rhomboedrischer Einschluss eines Ankerits (schwarz) in Gold (weiß), Balkenbreite 10 µm, REM, BEI, Probe Do 1, „Dioulabougou“.

Abb. 6.23 bis 25: Primäres Gold aus pisoidreichem Sediment mit unregelmäßiger, eckiger Kornform (Abb. 6.23, Balkenbreite 1000 µm). Die Korngrenzen können gerade sein (Abb. 6.24, Balkenbreite 100 µm). Es lässt sich eine Striemung (S) der Oberfläche beobachten (Abb. 6.25, Balkenbreite 30 µm), REM, SEI, Probe GuK, „Dioulabougou“.

Abb. 6.26: Detritisches Goldkorn aus quarzreichem Sediment proximal des „Monte Borella“ mit angerundeter, irregulärer Kornform und mehreren Löchern. Ehemals gerade Korngrenzen lassen sich erkennen, Balkenbreite 300 µm, REM, SEI, Probe WS 5, „Belle Ville“.

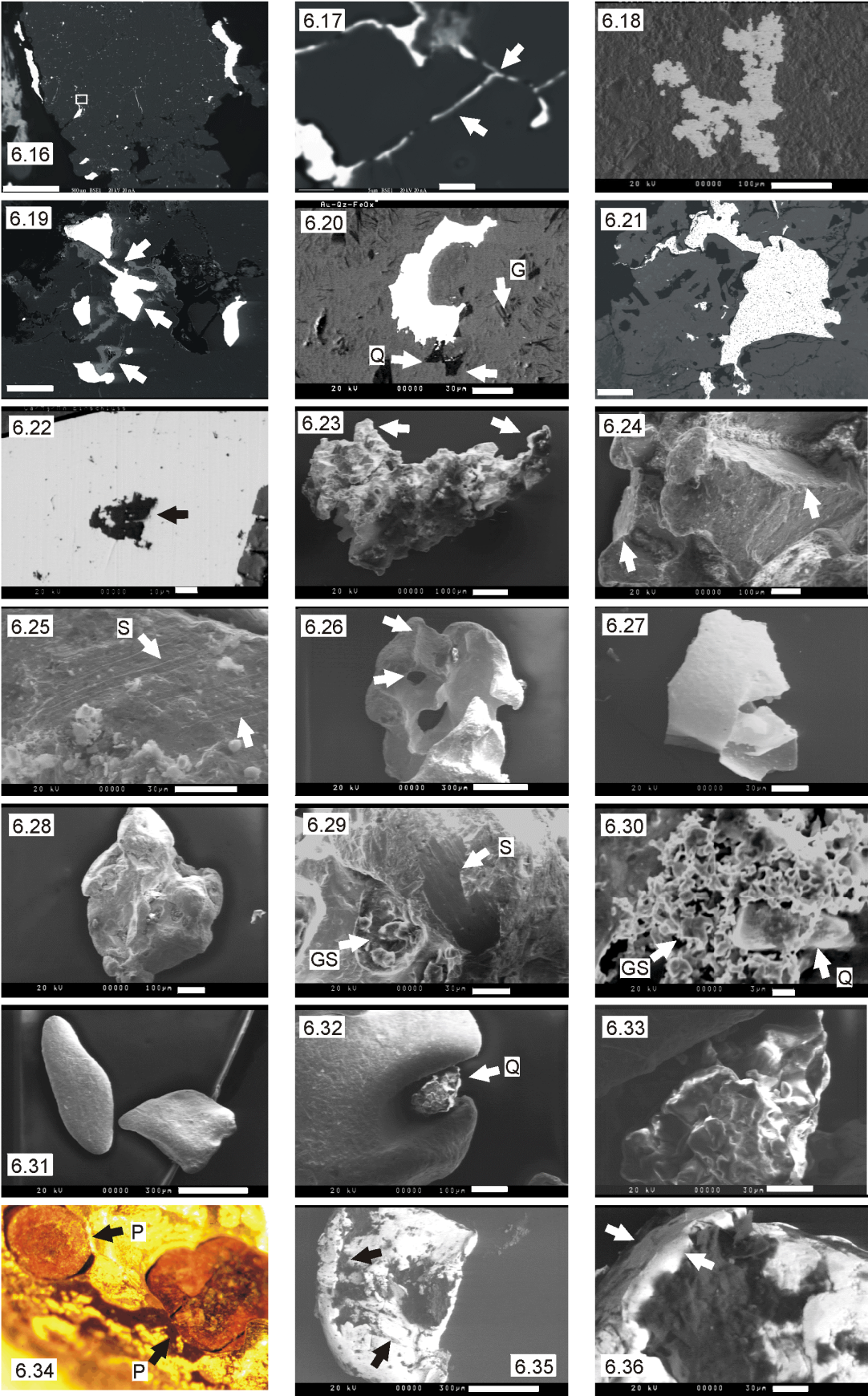
Abb. 6.27: Detritischer, geknickter „Goldfitter“ aus Sediment proximal des „Monte Borella“, Balkenbreite 10 µm, REM, SEI, Probe WS 5, „Belle Ville“.

Abb. 6.28 bis 30: Detritisches Goldkorn aus quarzreichem Sediment proximal des „Monte Borella“. Unregelmäßige, angerundete Kornformen überwiegen (Abb. 6.28, Balkenbreite 100 µm). Stellenweise ist eine Striemung (S) zu erkennen (Abb. 6.29, Balkenbreite 30 µm). Sekundäre, sehr feinkörnige Goldschuppen (GS) sind auf dem detritischen Goldkorn aufgewachsen und überwachsen ein Quarzkorn (Abb. 6.30, Balkenbreite 3 µm), REM, SEI, Probe Li 1, „Belle Ville“.

Abb. 6.31: Detritische, gut gerundete Goldkörner aus quarzreichem Sediment distal des „Monte Borella“, Balkenbreite 300 µm, REM, SEI, Probe ZA 7, „Belle Ville“.

Abb. 6.32 und 33: „Einschluss“ eines Quarzkorns (Q) in einem detritischen Goldkorn. Die Oberfläche des Quarzes (Abb. 6.33, Balkenbreite 30 µm) ist von Lösungsformen geprägt, während bei der Oberfläche des runden Goldkorns (Abb. 6.32, Balkenbreite 100 µm) mechanische Abrasionsformen überwiegen, REM, SEI, Probe ZA 7, „Belle Ville“.

Abb. 6.34 bis 36: Gold-Eisenoxihydrat-Verwachsung aus pisoidreichem Sediment. Psoide (P) mit undeutlicher konzentrischer Struktur in Goldkorn (Abb. 6.34, Bildbreite 5 mm, Auflicht). Unregelmäßige Verwachsung von Gold (hell) und Eisenoxihydrat (dunkel). Das Eisenoxihydrat ist zum Teil eingewachsen, zum Teil aufgewachsen (Abb. 6.35, Balkenbreite 300 µm). Die Oberfläche des Goldes ist sehr glatt (Abb. 6.36, Balkenbreite 30 µm), REM, BEI, Probe BVA, „Belle Ville“.





Die Goldkörner besitzen in den alterierten Gängen überwiegend unregelmäßige, rundliche Kornformen. Gerade Korngrenzen sind selten zu finden. Häufig sind schwammartige Körner, deren wenige Mikrometer große Löcher meist mit Quarz gefüllt sind (Abb. 6.21). Außer Quarz sind Einschlüsse in den Goldkörnern selten. In einem Goldkorn konnte ich einen 20 µm großen Einschluss dokumentieren, der aufgrund seines Verhältnis der Atomprozentante von  $\text{Ca}_{49} : \text{Mg}_{21} : (\text{Fe}, \text{Mn})_{30}$  und seines rhombischen Querschnitts eventuell ein Ankerit  $(\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2)$  ist (Abb. 6.22).

2) Das Freigold findet sich in den quarzreichen, selten auch in den pisoidreichen Sedimenten. Die Morphologie des Freigolds ist sehr variabel (Abb. 6.23 bis 6.32). In den pisoidreichen Bodenprofilen können die Körner in eckigen, unregelmäßigen Formen auftreten (Abb. 6.23). Deren Kornkanten sind gerade (Abb. 6.24). Die Oberfläche der Goldkörner zeigt oft eine Striemung, die auf Eindrücke ehemals benachbarter Minerale zurückzuführen ist (Abb. 6.25).

In den quarzreichen Sedimenten findet sich das Freigold überwiegend in der kiesigen Schicht. Die sandige Schicht wird aufgrund ihres geringen Goldgehaltes in Form von sehr feinen Körnern meist nicht ausgebeutet. Die höchsten Goldgehalte und die größten Nuggets treten an der Basis der kiesigen Schicht auf. Sie sind dort insbesondere in Vertiefungen der welligen Basementoberfläche konzentriert. Die Ausbildung des Goldes variiert von Flittern bis zu Nuggets mit dunkelgelber Farbe. Die Flitter sind wenige Zehntel Millimeter groß. Sie schwimmen beim Waschen des Sediments wegen ihrer blättrigen Kornform auf dem Wasser. Die Nuggets variieren von Siltkorngröße bis zu einem knappen halben Zentimeter Durchmesser. Überwiegend treten sie mit Korngrößen im Fein- bis Mittelsandbereich auf (Abb. 6.27 und 6.31). Die detritischen Goldkörner von „Belle Ville“ zeigen verschiedene Kornformen:

Proximal des „Monte Borella“ besitzen die Goldkörner unregelmäßige Kornformen. Goldflitter sind eingefaltet (Abb. 6.27). Angerundete Kanten von Goldkörnern zeigen eine Transportbeanspruchung an (Abb. 6.26 und 6.28). Es treten Löcher in den Körnern und Hohlformen in der Kornoberfläche auf, die auf Eindrücke ehemals benachbarter Kristalle zurückzuführen sind. Häufig finden sich an den Körnern noch Flächen, die eine Striemung zeigen. Die Flächen deuten ebenfalls auf Eindrücke ehemals benachbarter Minerale hin (Abb. 6.29). An wenigen Körnern lassen sich Mikrometer große, aufgewachsene Goldschüppchen beobachten (Abb. 6.29 und 6.30). Die feinen Goldkristalle umwachsen auch kleine Quarzkorneinschlüsse des detritischen Goldes.

In den Sedimenten distal des „Monte Borella“ liegen die detritischen Goldkörner mit runden Kornformen vor. Deren Oberfläche ist narbig (Abb. 6.31). Konkave Kornformen treten nur mit runden Kanten auf. Die konkaven Kornformen sind wohl auf ehemalige, nun herausgefallene oder herausgelöste Einschlüsse zurückzuführen. Selten erhaltene Einschlüsse von Quarz zeigen stark geätzte Kornoberflächen. Die narbige Oberfläche des umgebenden Goldkorns deutet eher auf mechanische Abrasion hin (Abb. 6.32 und 6.33).

3) Verwachsungen von Gold und Eisenoxihydraten finden sich überwiegend in den pisoidreichen Sedimenten. Die pisoidreichen Sedimente werden aufgrund der sehr geringen Goldführung von den einheimischen Goldgräbern nicht systematisch ausgebeutet. Gelegentlich führen Zufallsfunde nach starken Regenfällen zur Entdeckung der Verwachsungen. Das Gold liegt dabei in Pisoiden eingeschlossen vor. Die goldführenden Pisoiden unterscheiden sich oft nur durch ihr Gewicht von den gewöhnlichen Pisoiden. Die eingeschlossenen Goldkörner können ein Gewicht von 10 Gramm erreichen. Aus den Pisoiden befreite Goldkörner führen zahlreiche Einschlüsse von kleineren Pisoiden. Diese besitzen eine konzentrische Internstruktur (Abb. 6.34). Zwischen den eingeschlossenen Pisoiden und dem umgebenden Goldkorn befindet sich stets ein schmaler Zwischenraum. Die Gold-Eisenoxihydrat-Verwachsungen sind oft auch unregelmäßig angeordnet. Es ist eine Bildung der Eisenoxihydrate in Rissen des Goldes zu beobachten. Es treten Aufwachsungen von Eisenoxihydraten an der Oberfläche und in Vertiefungen des Goldes auf (Abb. 6.35 und 6.36). Die Oberfläche des Goldes in dieser Ausbildung ist sehr glatt.

#### Zusammensetzung des Goldes

Mit der wellendispersiven Mikrosonde analysierte ich anpolierte Goldkörner der verschiedenen Ausbildungen. Durch die Analyse der chemischen Zusammensetzung lassen sich detritische Goldkörner ihrer Primärmineralisation zuordnen. Dabei sind das Au/Ag-Verhältnis und die Nebenelementgehalte von Cu, Hg, Bi, Te, Sb, As von Bedeutung (Mosier et al., 1989). Die chemische Zusammensetzung von Kernen detritischen Goldes spiegeln die primäre Zusammensetzung wider (Boyle, 1979). Dagegen sind die Kornränder, vor allem von Goldkörnern aus lateritischen Bodenprofilen, meist silberärmer als der Kern. Die Entwicklung silberarmer Randzonen ist auf Auslaugung von Silber aus dem Korn (Mann, 1984) oder auf Anlagerung von sekundärem Gold an das Korn (Desborough et al., 1971) zurückzuführen. Der Goldchemismus kann zur Unterscheidung von primären (meist silberreichen) und sekundären (stets silberarmen) Goldphasen herangezogen werden (Nessbit, 1993; Grimm, 1996).

Tab. 6.2: Silbergehalte analysierter Goldproben der Lokalitäten „Belle Ville“ und „Dioulabougou“

Probe	Lokalität	Typ	Silbergehalt
BVNug	Belle Ville, distal des „Monte Borella“	Gold-Quarz Verwachsung (detritisch)	6,3 - 7,2 Gew.% Ag
WS5	Belle Ville, proximal des „Monte Borella“	Mischprobe von detritischem Freigold	4,2 - 4,7 Gew.% Ag
ZA7	Belle Ville, distal des „Monte Borella“	Mischprobe von detritischem Freigold	2,7 - 3,5 Gew.% Ag 5,4 - 5,6 Gew.% Ag
Do14	Dioulabougou	Gold-Quarz Verwachsung aus Quarzgang	2,6 - 3,1 Gew.% Ag
Do1	Dioulabougou	Gold aus alteriertem Quarzgang	4,1 - 4,5 Gew.% Ag
GuK	Dioulabougou	Freigold aus pisoidreichem Sediment	3,2 - 3,5 Gew.% Ag

Die analysierten Goldkörner der Lokalitäten „Belle Ville“ und „Dioulabougou“ besitzen einen durchschnittlichen Silbergehalt von 4,4 Gew.%. Gehalte anderer Elemente liegen stets unterhalb der Nachweisgrenze. Für die Darstellung normierte ich den Gold- und Silbergehalt auf 100%. Es zeigen sich nur geringe Unterschiede im Silbergehalt der Proben der beiden Lokalitäten und in den einzelnen Proben (Abb. 6.37, Tab. 6.2). Die Silberverteilung innerhalb eines Kornes ist stets homogen. Es findet sich nie eine Zonierung der Silberverteilung, weder in randlichen Bereichen der Körner noch entlang von Rissen. Den höchsten Silbergehalt (durchschnittlich 6,7 Gew.%) führt die Probe einer Gold-Quarz Verwachsung von „Belle Ville“ (Probe BVNug). Innerhalb der Probe ist die Silberverteilung in den feinen, mit Gold gefüllten Rissen homogen. Ähnlich hohe Silbergehalte besitzen verschiedene Körner der, distal des „Monte Borella“ entnommenen Mischprobe detritischen Goldes (Probe ZA7). Andere Körner dieser Probe führen 5,4 bis 5,6 Gew.% Silber, eine dritte Häufung liegt bei 2,7 bis 3,5 Gew.%. Dagegen zeigen detritische Goldkörner der Mischprobe WS5, die direkt vom Fuß des „Monte Borella“ stammt, nur wenig Variation in ihren Silbergehalten (4,2 bis 4,7 Gew.%).

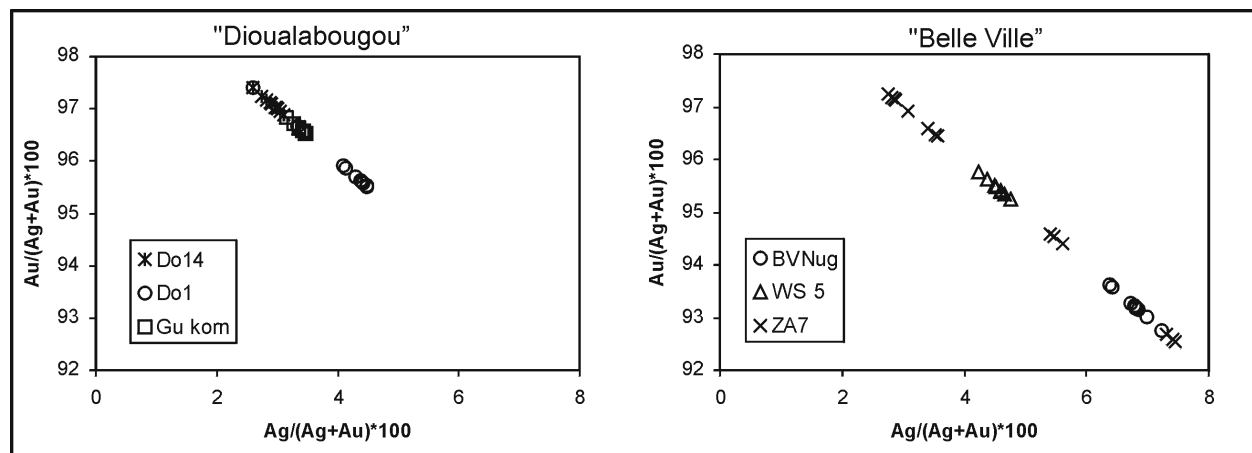


Abb. 6.37: Korrelation des Gold- und Silbergehalts von Goldkörnern der Lokalitäten „Belle Ville“ und „Dioulabougou“. Gold- und Silbergehalt (in Gew.%) ist auf 100 normiert.

Die analysierten Goldproben von „Dioulabougou“ sind etwas silberärmer als die von „Belle Ville“. Der Silbergehalt verschiedener Körner innerhalb der einzelnen Proben variiert nur wenig. Bei den Proben von „Belle Ville“ ist ein Trend von relativ silberreichen Gold-Quarz Verwachsungen zu silberarmen Freigold zu beobachten. Bei den Proben von „Dioulabougou“ lässt sich dies nicht feststellen. Die Körner des stark alterierten Quarzanges (Probe Do 1) zeigen einen deutlich höheren Silbergehalt als frische Gold-Quarz Verwachsungen (Probe Do 14) der selben Lokalität.

### 6.2.3 Fluideinschlüsse der goldführenden Quarzgänge

Die für die genetische Klassifizierung des Goldvorkommens wichtigen, paragenetischen Minerale sind aufgrund der oberflächennahen, lateritisch verwitterten Aufschlüsse durch Eisenoxihydrate ersetzt. Limonitische Pseudomorphosen lassen auf die ehemalige Anwesenheit von Sulphiden und Karbonaten in den goldführenden Quarzgängen schließen. Um einen Überblick für die Bildungsbedingungen der goldführenden Quarzgänge zu erhalten, untersuchte ich mit der Methode der Fluideinschlussanalyse die



Fluideinschlüsse der Quarze. Durch diese Methodik lässt sich die Zusammensetzung der eingeschlossenen Fluide und die Bildungsbedingungen des Wirtminerals ermitteln (Roedder, 1984; Leeder et al., 1987).

Fluideinschlüsse in Quarzgängen werden in verschiedenen Stadien eingebaut. Primäre Einschlüsse entstehen während des Kristallwachstums. Sie spiegeln die physiko-chemischen Bildungsbedingungen der Quarzmineralisation wider (Leeder et al., 1987). Primäre Einschlüsse treten häufig als isolierte oder in Gruppen angeordnete Negativkristalle auf. Sogenannte pseudosekundäre Einschlüsse bilden sich beim Verheilen von Frakturen im wachsenden Kristall. Pseudosekundäre (auch subsyngenetische) Einschlüsse gehören noch in das Bildungsmilieu des Quarzes. Sie besitzen aber bereits Merkmale veränderter Bedingungen. Sie treten meist entlang von Wachstumszonen oder kristallographischer Flächen auf und zeigen eher amöboide Formen. Durch der Quarzmineralisation nachfolgende Prozesse (bruchhafte Deformation, Metasomatose) werden die sekundären (epigenetischen) Einschlüsse gebildet. Die sekundären Einschlüsse entstehen beim Verheilen von Rissen. Diese Einschlüsse spiegeln somit Verheilungsprozesse nach mechanischer Beanspruchung wider. Sie treten meist massenhaft in nicht geradlinigen Bahnen („Trails“) beliebiger Orientierung auf. Die sekundären Einschlüsse besitzen untereinander oft identische Ausbildung und Eigenschaften. Da die Ausbildung primärer, pseudosekundärer und sekundärer Einschlüsse jedoch erheblich variieren kann, sind sie oft schwer voneinander abgrenzbar (Roedder, 1984). Durch Einschnürung oder Auslängung können bereits entstandene Kavitäten in ihrer Form beziehungsweise in ihrem Volumen verändert werden. Diese Einschlüsse lassen sich nicht zur Bestimmung der Bildungsbedingungen heranziehen.

Für die Analyse der Fluideinschlüsse wählte ich vier Proben von Quarzgängen der Lokalität „Dioulabougou“ aus. Probe Do 2 ist einem steilstehenden, 30 cm mächtigen Quarzgang ( $20^\circ/85^\circ\text{E}$ ), der parallel der Schieferungsrichtung S1 ausgebildet ist, entnommen (vgl. Kap. 6.2.1). Probe Do 3 stammt aus einem geringmächtigen Quarzgang ( $20^\circ/10^\circ\text{W}$ ), der parallel der Schieferungsrichtung S 2 liegt. Probe Do 6 ist aus einem Quarzgang ( $140^\circ/90^\circ\text{SW}$ ), der parallel der Schieferungsrichtung S 3 liegt. Der goldführende Quarz der Probe Do 14 stammt vermutlich aus einem Quarzgang der Gangschar parallel der Schieferungsrichtung S1.

### Einschlusstypen

In den vier analysierten Proben treten drei Einschlusstypen auf. Die Einschlusstypen sind (1) „reine“ wässrige Einschlüsse mit oder ohne Gasphase, (2) „reine“  $\text{CO}_2$  Einschlüsse mit unterschiedlichen Füllgraden und (3) gemischte, meist dreiphasige  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  Einschlüsse. In jeder Probe sind alle drei Einschlusstypen vertreten.

#### 1. „reine“ wässrige Einschlüsse

Die wässrigen Einschlüsse sind meist als Negativkristalle ausgebildet. Sie sind sehr klein und erreichen selten eine Größe über 10  $\mu\text{m}$ . Dies erschwert die mikrothermometrische Untersuchung. Die wässrigen Einschlüsse sind oft in Bahnen, die Korngrenzen und andere Einschlussbahnen überqueren, angeordnet. Der Einschlusstyp ist somit eindeutig sekundärer Natur. Der Füllgrad der wässrigen Einschlüsse ist stets hoch. Oft ist die Kavität zu 100% mit der Lösung gefüllt. Häufig ist auch eine winzige Gasblase vorhanden. In der wässrigen Lösung treten nie Salzkristalle auf, daher ist die Lösung untersättigt. Die letzte Eisschmelze liegt meist zwischen  $-1^\circ\text{C}$  und  $0^\circ\text{C}$  (Durchschnittlich  $-0,85^\circ\text{C}$ ), sehr selten bei  $-2,5^\circ\text{C}$  (Abb. 6.38). Dies entspricht einer Salinität von knapp 2% NaCl-Äquivalenten, in seltenen Fällen bis 4% NaCl-Äquivalente. Wegen der geringen Salinität ist die eutektische Schmelzbildung schwer und eventuell bei zu hohen Temperaturen zu beobachten. Das Eutektikum liegt nie unter  $-48^\circ\text{C}$  und selten unter  $-34^\circ\text{C}$ . Der zu beobachtende eutektische Punkt tritt überwiegend um  $-20^\circ\text{C}$  auf. Daraus folgt, dass die Salze NaCl oder KCl (Eutektikum bei  $-20,8$  und  $-10,6^\circ\text{C}$ ) beziehungsweise das Mischsystem NaCl-KCl (Eutektikum  $-22,9^\circ\text{C}$ ) in der wässrigen Lösung vorliegen.  $\text{CaCl}_2$  ist aufgrund des Eutektikums von  $-49,8^\circ\text{C}$  als beteiligtes Salz auszuschließen. Eine Beteiligung von  $\text{MgCl}_2$  ist wenig wahrscheinlich (Eutektikum  $-33,6$ ). Die jeweiligen Zweistoffsysteme mit NaCl liegen in der eutektischen Temperatur noch niedriger. Die sehr selten zu beobachtende Hydrohalitschmelze bei  $-1,3^\circ\text{C}$  lässt auf ungefähr 80% NaCl und 20% KCl als gelöste Bestandteile schließen.

Bei Temperaturen zwischen  $150^\circ\text{C}$  und  $375^\circ\text{C}$  homogenisieren die Einschlüsse mit geringem Gasanteil in die flüssige Phase. Dies entspricht einer Dichte der eingeschlossenen wässrigen Fluide von 0,5 bis 0,9  $\text{g}/\text{cm}^3$  (vgl. Abb. 6.39). Die meisten Einschlüsse dekrepitieren (platzen) jedoch vor dem Erreichen der Homogenisierungstemperatur.

#### 2. „reine“ $\text{CO}_2$ -Einschlüsse

$\text{CO}_2$ -Einschlüsse ohne die (sichtbare) Beteiligung einer wässrigen Lösung besitzen unterschiedliche Größen von 10  $\mu\text{m}$  bis maximal 25  $\mu\text{m}$ . Die unregelmäßigen, amöboiden Einschlüsse sind oft in Bahnen auf verheilten Rissen angeordnet. Sie sind daher sekundäre Einschlüsse. Es treten alle Übergänge von fast vollständig mit flüssigem  $\text{CO}_2$  gefüllt bis fast leer, beziehungsweise mit gasförmigem  $\text{CO}_2$  gefüllt, auf. Während des Erwärmen des gefrorenen Fluids tritt die Schmelzbildung rasch ein. Die Schmelztemperatur liegt im Bereich zwischen  $-58,0^\circ\text{C}$  und  $-55,8^\circ\text{C}$  (Maximum zwischen  $-57,0^\circ\text{C}$  und  $-56,3^\circ\text{C}$ , Mittelwert

56,7°C, Abb. 6.38). Schnelle Schmelzbildung und geringe Schmelztemperaturniedrigung (Tripelpunkt von reinem CO<sub>2</sub>=-56,6°C) zeigen eine untergeordnete Beteiligung anderer Gase (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>) an.

Die Homogenisierung der CO<sub>2</sub>-Phasen erfolgt über einen weiten Temperaturbereich von -20°C bis zur kritischen Temperatur von 31°C. Die Fluide homogenisieren dabei sowohl in die Gasphase, als auch in die flüssige Phase. Selten erfolgt der Übergang direkt in die überkritische Phase. Aus Abb. 6.39 lässt sich eine Dichteverteilung von 0,05 bis knapp über 1,0 g/cm<sup>3</sup> ablesen.

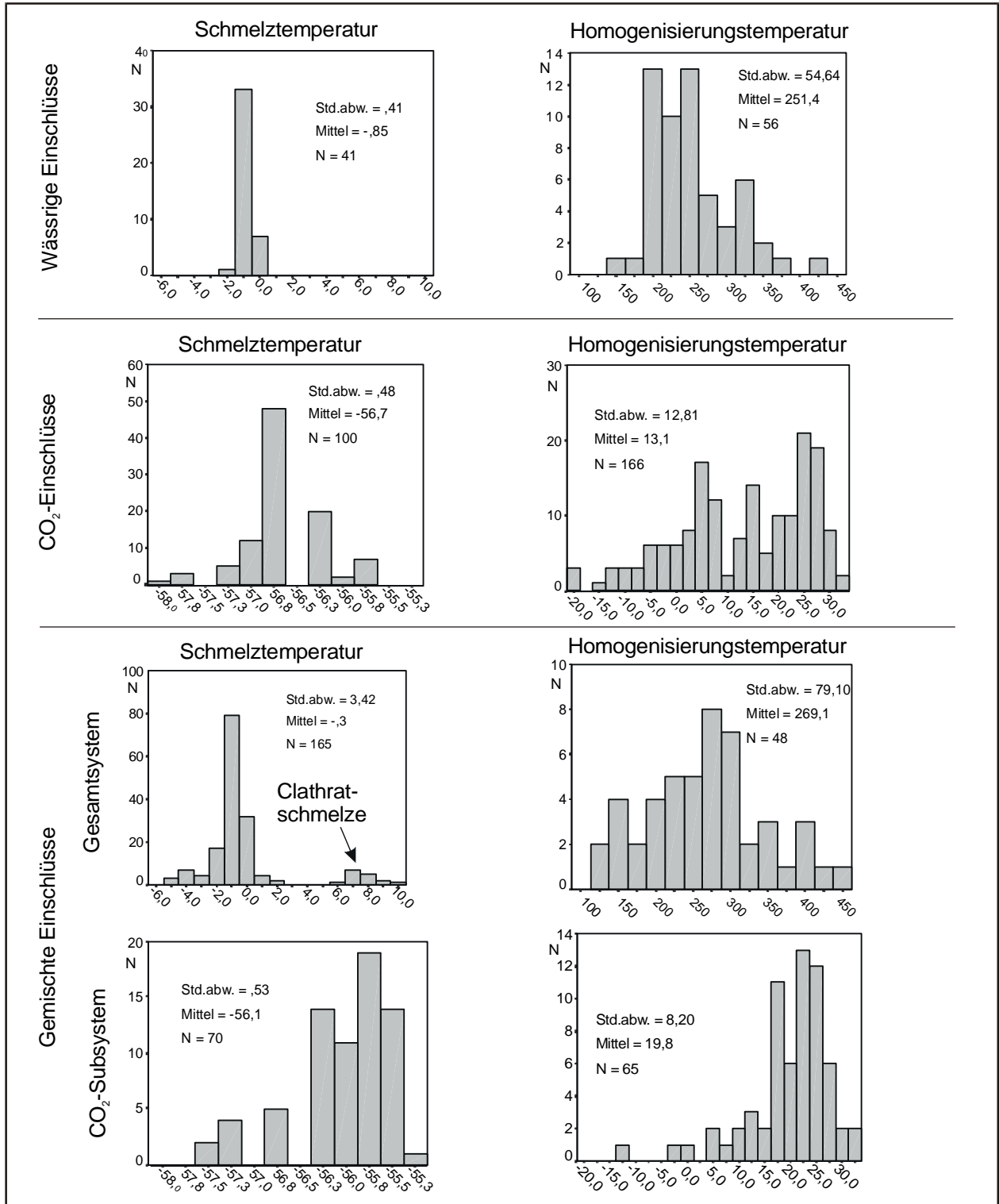


Abb. 6.38: Daten der Fluideinschlussuntersuchungen: Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen (in °C) der verschiedenen Einschlussypen.

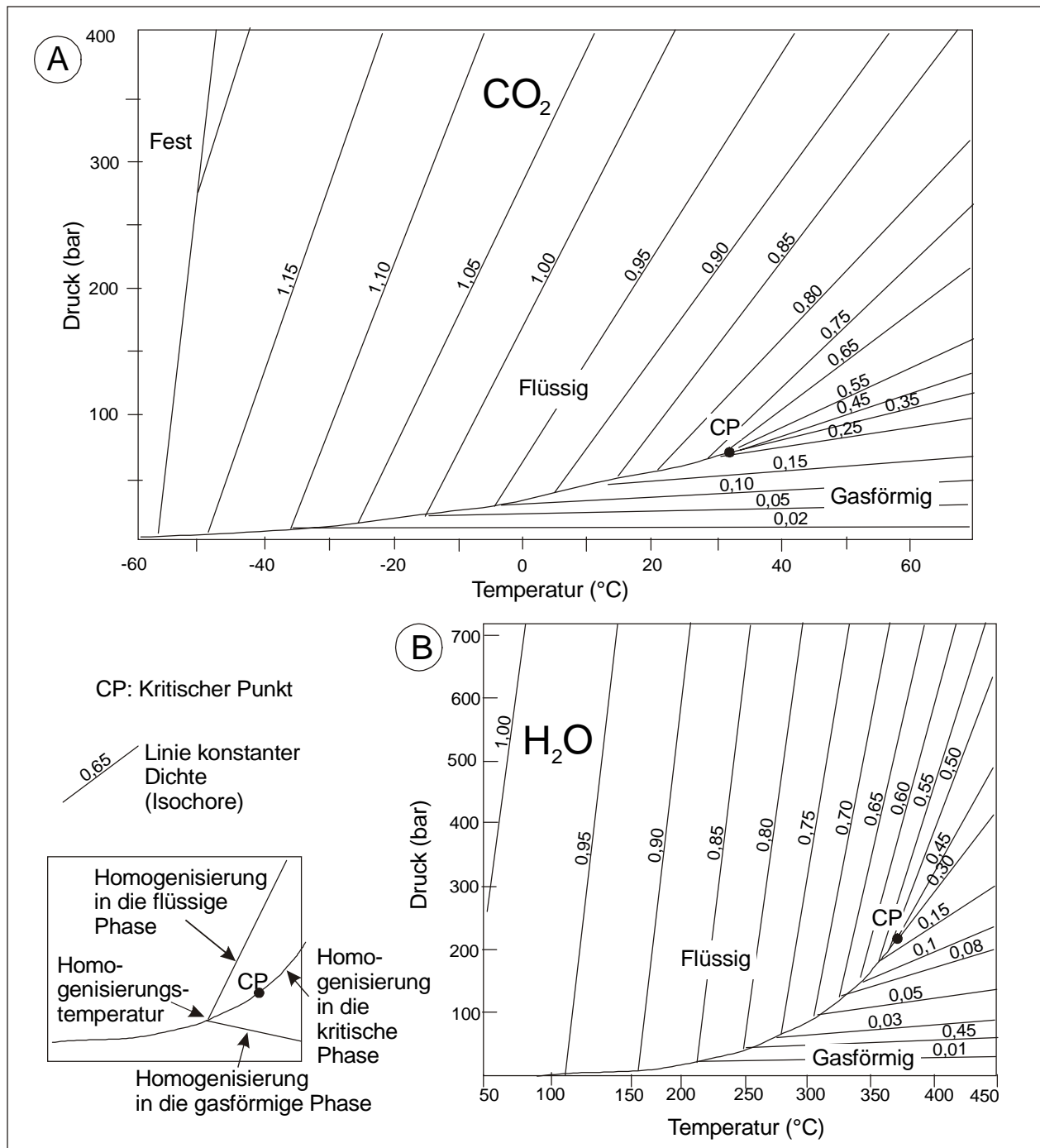


Abb. 6.39: Temperatur-, Dichte- und Druckbeziehungen im A: System CO<sub>2</sub> (Kennedy, 1954) und B: System H<sub>2</sub>O (Fisher, 1976) zur Ermittlung der Dichte von Fluideinschlüssen aus Homogenisierungstemperaturen.

### 3. H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-Einschlüsse

Gemischte Einschlüsse mit einer Lösung und CO<sub>2</sub> bilden den häufigsten Einschlusstyp. Die Einschlüsse beinhalten bei Raumtemperatur eine wässrige flüssige Phase und meist zwei CO<sub>2</sub>-Phasen (flüssig und gasförmig). Es überwiegen isolierte, unregelmäßig geformte Einschlüsse. Seltener ist auch eine Anordnung in Bahnen zu finden.

Der Anteil von wässriger Lösung zu CO<sub>2</sub> ist variabel. Das Verhältnis von flüssigen und gasförmigen CO<sub>2</sub> ist oft innerhalb eines Probenbereichs konstant, kann aber über die gesamte Probe variieren. Zwischen -57,5°C und -55,3°C (Maximum zwischen -55,5°C und -56,3°C, Mittelwert 56,1°C) schmilzt die CO<sub>2</sub> Blase sehr schnell. Schnelle Schmelzbildung und geringe Schmelztemperaturniedrigung zeigen nur wenige Mengen anderer Gase an. Die letzte Schmelze der wässrigen Phase ereignet sich meist um -1°C, selten schon ab -5°C. Dies entspricht einer Salinität von knapp 2% NaCl-Äquivalenten, selten bis zu 8% NaCl-Äquivalenten. Die Clathrat-Schmelze (Clathrat = CO<sub>2</sub> x 5<sup>3/4</sup>H<sub>2</sub>O) findet zwischen 6°C bis 10°C mit einer

Häufung bei 7°C bis 8°C statt. Dies deutet auf eine nur geringe Anwesenheit von CH<sub>4</sub> und auf eine Salinität von weniger als 5% NaCl-Äquivalent hin.

Die Homogenisierung der beiden CO<sub>2</sub> Phasen tritt im Temperaturbereich zwischen -10°C bis +31°C (Mittelwert 19,8°C) auf. Dabei homogenisieren die Fluide im CO<sub>2</sub>-Subsystem zu ungefähr gleichen Anteilen in die gasförmige und die flüssige Phase. Dies entspricht, bei Vernachlässigung des in der wässrigen Phase gelösten CO<sub>2</sub>, einem Dichtebereich des CO<sub>2</sub>-Subsystems von 0,1 bis knapp 1,0 g/cm<sup>3</sup>. Eine Häufung in der Dichteverteilung liegt bei 0,15 bis 0,85 g/cm<sup>3</sup>.

Die Homogenisierung im Gesamtsystem ereignet sich über einen weiten Temperaturbereich von 125°C bis zur kritischen Temperatur von 374°C. Eine Häufung der Homogenisierungstemperatur tritt zwischen 225°C bis 300°C auf. Die Fluide homogenisieren in die flüssige und in die gasförmige Phase. Daraus folgt eine Dichteverteilung von 0,01 bis über 0,9 g/cm<sup>3</sup> mit einer Häufung von der Untergrenze bis knapp 0,8 g/cm<sup>3</sup>.

### 6.3 Diskussion und Interpretation: Entstehung der Goldvorkommen

In der Region von Grand-Lahou wird mit Hilfe einheimischer Abbaumethoden aus den zwei räumlich getrennten, jedoch nur wenige Kilometer voneinander entfernten Goldvorkommen „Dioulabougou“ und „Belle Ville“ Gold gewonnen (Abb. 6.3). Beide Goldvorkommen liegen in, beziehungsweise über stark alterierten Metasedimenten der Provinz Comoé (Abb. 6.4). Sie besitzen vermutlich eine gemeinsame Entstehung. In „Dioulabougou“ konzentrieren sich die Abbauaktivitäten auf die Primärmineralisation, während sich der Abbau in „Belle Ville“ auf goldführende Sedimente beschränkt.

Die Diskussion und Interpretation über die Entstehung der Goldvorkommen ist in (1) die Genese der primären Mineralisation und (2) die Prozesse, die zur Ausbildung der goldführenden Sedimente führten, gegliedert. Dabei stammen die Daten zur primären Mineralisation überwiegend von „Dioulabougou“. Das Modell zur Ausbildung des sedimentären Goldvorkommens bezieht sich auf die Umgebung des „Monte Borella“ von „Belle Ville“ (Abb. 6.14).

#### 6.3.1 Die primäre Goldmineralisation

##### Bezug zur regionalen Strukturgeologie

Die Birimischen Metasedimente im südwestlichen Bereich der Provinz Comoé sind kaum untersucht. Von Mathez (1970) führte eine lokale Prospektionskampagne mit überwiegend geochemischen Methoden durch. Über die Region sind nur wenige strukturgeologische Daten verfügbar (Abb. 6.40). Die Auswirkungen der Eburnischen Orogenese auf die Metasedimente der Provinz Comoé sind in den zentralen, nördlichen und östlichen Bereichen bearbeitet (Vidal, 1987; Fabre & Morel, 1993; Vidal & Alric, 1994; Lütke et al., 1998). Ich extrapoliere den Kenntnisstand früherer Bearbeiter über die Strukturgeologie auf das Arbeitsgebiet (vgl. auch Kap. 2.1.4).

In „Dioulabougou“ tritt die Goldmineralisation in Quarzgängen auf. Die Quarzgänge lassen sich aufgrund ihrer vorherrschenden Streichrichtungen den Eburnischen Deformationsphasen zuordnen. Durch die Intrusion von synkinematischen granitischen Plutonen bildete sich eine frühe Schieferung der birimischen Sedimente aus, die subparallel zur Schichtung liegt (S0-S1, cf. Vidal, 1987). Durch die Faltung während der zweiten Eburnischen Orogenese („Plis“ P1, cf. Vidal, 1987) bildeten sich große Nordost-Südwest gerichtete Falten mit Wellenlängen von mehreren hundert Kilometern (Milesi et al., 1989). In den Schiefen der Provinz Comoé herrschen N 40°- bis N 60°-gerichtete Faltenachsen mit steilstehenden Faltschenkel vor (Delor et al., 1995). Während der Faltung wurden die Diskontinuitätsflächen der Schieferung S0-S1 durch Biegegleitfaltung reaktiviert. Gleichzeitig kam es zur Biegescherfaltung, die sich in einer parallel der Faltenachsen streichenden und flach einfallenden Schieferung ausdrückt (Vidal, 1987).

Die prominentesten Quarzgänge, die parallel der NE-SW-orientierten Schieferungsfläche S0-S1 liegen, sind somit den Faltenachsen der zweiten Eburnischen Orogenese zuzuordnen. Das Gebiet der Goldvorkommen stellt wohl eine sekundäre Mulde in der großräumig angelegten Antiklinalstruktur der Provinz Comoé dar. Dabei liegt „Dioulabougou“ mit steilstehenden, nach Osten einfallenden Schieferungsflächen S0-S1 auf der westlichen Muldenflanke. „Belle Ville“ befindet sich mit westlich einfallenden Schieferungsflächen im Bereich der östlichen Muldenflanke (Abb. 6.41). Die im Arbeitsgebiet beobachtete NE-SW-orientierte, flach einfallende Schieferungsfläche S2 und deren parallel dazu ausgebildeten Quarzgänge sind durch die Biegescherfaltung während der Faltung P1 entstanden.

Auswirkungen der nachfolgenden sinistralen, duktilen Scherung während der zweiten Eburnischen Orogenese (P2, cf. Vidal, 1987), die in anderen Bereichen der Provinz Comoé durch N-S-gerichtete Scherzonen repräsentiert sind (Lemoine, 1982; Hirdes et al., 1996), konnte ich im Arbeitsgebiet nicht beobachten. Die WNW-ESE-orientierte Schieferungsrichtung S3 zeigt eine sinistrale Scherung (P3 cf. Vidal, 1987) an. Diese Deformationsphase hatte eine NNE-SSW-orientierte Krustenverkürzung zur Folge. Dies drückt sich in einer Krenulation der Schiefer aus (orogene Phase 4, cf. Siméon et al., 1992,

in: Delor et al., 1992a). Die meist saiger stehenden, N 135°- bis N 150°-streichenden Quarzgänge von „Dioulabougou“ stehen wohl in Zusammenhang mit der Scherung P3.

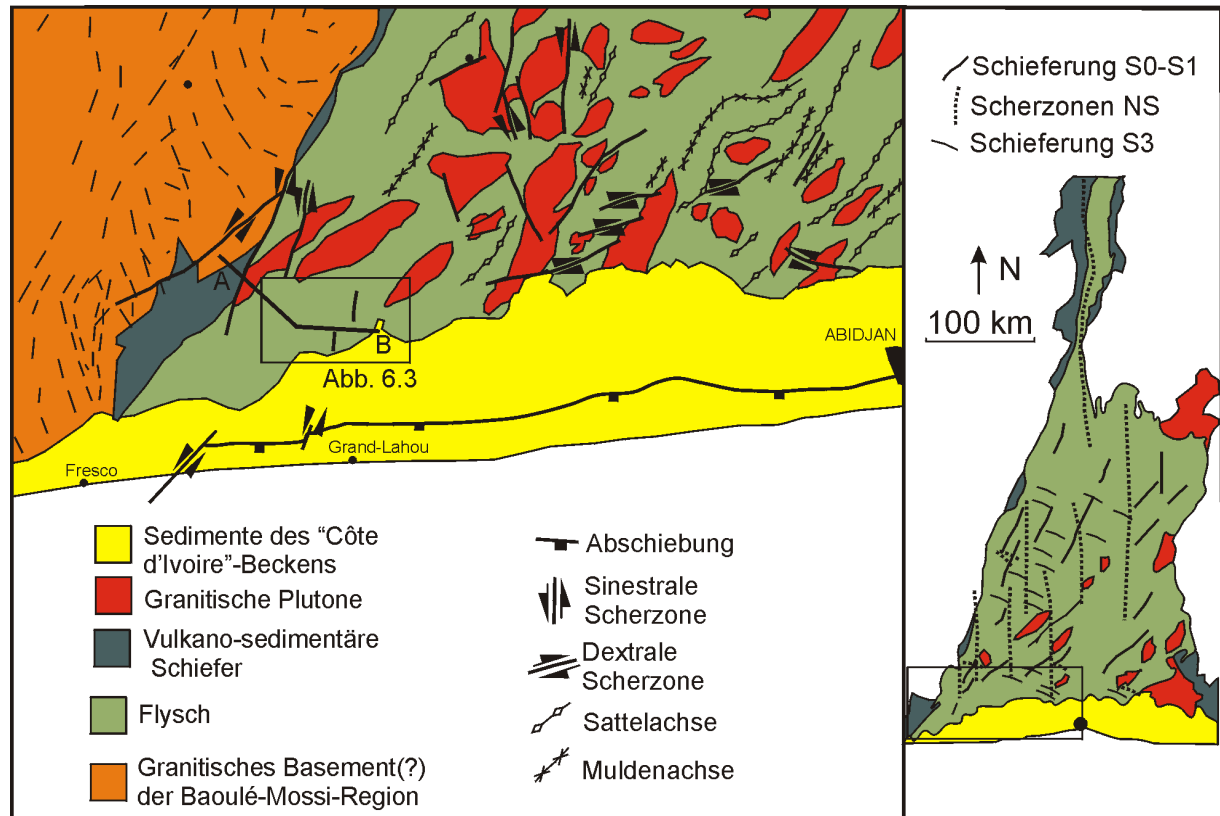


Abb. 6.40: Strukturelle Elemente der Provinz Comoé zwischen Fresco und Abidjan. Verändert nach Vidal, (1987), Delor et al. (1992a) und Delor et al. (1995).

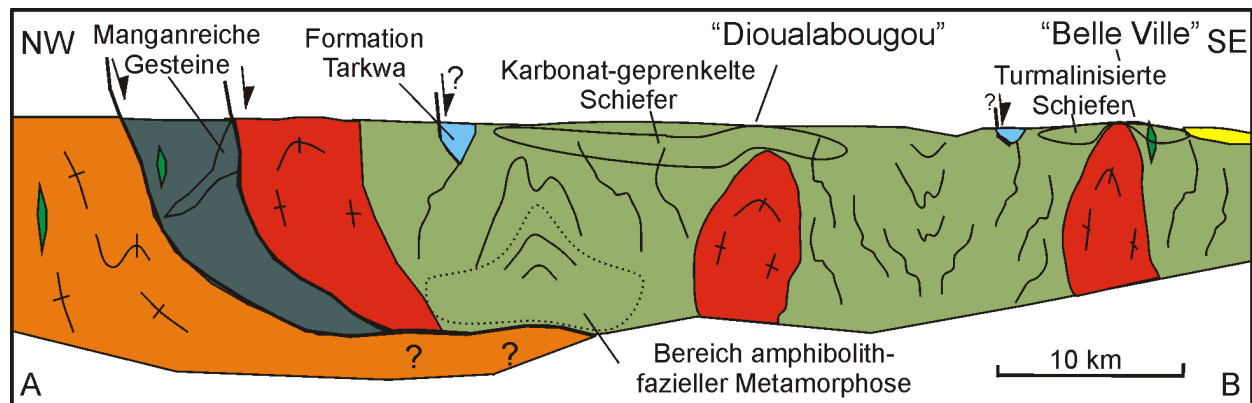


Abb. 6.41: Profil A-B durch den südwestlichen Teil der Provinz Comoé und den Bereich der Goldvorkommen. In Anlehnung an Profil aus Delor et al. (1995). Lage des Profils und Legende siehe Abb. 6.40.

#### Die lithologischen Einheiten im Untersuchungsgebiet im Vergleich zu anderen Goldvorkommen

Für die Einordnung der Goldvorkommen von Grand-Lahou in die Lagerstättentypen von Westafrika vergleiche ich die Lithologie der Nebengesteine mit bereits bekannten Lagerstätten in paläoproterozoischen Metasedimenten. Durch Aufzeigen von gemeinsamen lithologischen Merkmalen grenze ich die Bildungsbedingungen der Goldvorkommen ein.

Die goldführenden Quarzgänge liegen in stark alterierten, überwiegend pelitischen Metasedimenten. Gesteinsbruchstücke, die auf deren Muttergesteine hinweisen, konnte ich in den Schiefen nicht beobachten. Das Überwiegen von angerundetem, stumpfprismatischem Zirkon und Rutil in der

Schwermineralführung der Metasedimente lässt granitische Plutonite als Muttergesteine der Metasedimente vermuten. Selten auftretende, extrem langstängelige Zirkone könnten einen Hinweis auf die Schüttung des Detritus von Vulkaniten geben. In „Belle Ville“ zeigt ein alterierter Lesestein eines Lamprophyrs das Auftreten basischer Gänge an. Doleritische Dikes sind in den Metasedimenten der Provinz Comoé und auch im Granit-Gneis-Komplex häufig zu finden. Sie besitzen ein mesozoisches Alter und stehen mit der frühen Riftphase des Südatlantiks in Zusammenhang (Delor et al., 1995).

Selten zu findende frische Lesesteine zeigen durch ihre Assoziation von Quarz + Serizit + Epidot ± Hornblende obere grünschieferfazielle Metamorphosebedingungen an, wie sie meist in der Provinz Comoé vorliegen. Amphibolithfazielle Metamorphose mit der Assoziation Staurolith + Disthen tritt im südöstlichen Bereich der Provinz Comoé (Sektor Alépé, cf. Vidal, 1987) auf. Eine kleinräumige Zone stark kaolinitisierter Metasedimente mit einer Staurolith + Disthen Assoziation findet sich auch im südwestlichen Bereich der Provinz Comoé.

Granitische Intrusionen, überwiegend granodioritischer und monzogranitischer Zusammensetzung, treten in der Provinz Comoé zahlreich auf (vgl. Kap. 2.1.5). Im südlichen Bereich der Provinz Comoé zeigen die aufgeschlossenen Plutonite eine Anordnung parallel der SW-NE-gerichteten Faltenachsen der Metasedimente (Abb. 6.40). Sie sind synorogen bis spätorogen bezüglich der Faltung P1 während der zweiten Eburnischen Orogenese (Delor et al., 1995). Im Untersuchungsgebiet finden sich diese Plutonite in südwestlicher Verlängerung eines großen Intrusionskörpers (Abb. 6.4).

Turmalinisierte Schiefer, die in „Belle Ville“ aufgeschlossen sind, finden sich häufig in den paläoproterozoischen Metasedimenten des südlichen Westafrikanischen Kratons (Milesi et al., 1989; Vidal & Alric, 1994; Ndiaye & Guillou, 1997). Die Turmaline bildeten sich durch das Zusammenwirken von Borreichen Fluiden mit Natrium- und Magnesium-reichen, marinen Lösungen in randmarinen Bereichen (Ndiaye & Guillou, 1997) oder in hydrothermalen Alterationszonen nahe des Ozeanbodens (Milesi et al., 1989). In Ghana lässt sich eine verstärkte Turmalinisierung in Bereichen höherer Deformation zeigen (Oberthür et al., 1994). In Nord-Elfenbeinküste („Haute Comoé“) ist hydrothermaler Turmalin in Schiefen nahe kleinen, dioritischen Intrusionen anzutreffen (Lüdtke et al., 1998). Die Bildung der Turmaline wird dort mit späten Fluiden während der Kristallisation der Plutone in Verbindung gebracht. In Mali und Ghana sind die turmalinisierten Schiefer in unmittelbarer Umgebung von Goldmineralisationen anzutreffen (Dommanget et al., 1985; Melcher & Stumpfl, 1994; Oberthür et al., 1994). Die turmalinisierten Turbidite von Loulo (Mali) beherbergen die Goldlagerstätten vom Typ 1 nach Milesi et al. (1989). Karbonat-gesprenkelte Schiefer („carbonate spotted schist“), wie sie in den Metasedimenten von „Dioulabougou“ zu finden sind, sind von Junner (1932) und Oberthür et al. (1994) im Obuasi Goldfeld (Ashanti, Ghana), von Adjimah (1988) in der Goldlagerstätte Prestea (Ghana) und von Melcher & Stumpfl (1994) im Nangodi Gürtel (Ghana) beschrieben. Die mineralogische Zusammensetzung der karbonatischen Blasten reicht von Kalzit über Dolomit bis Ankerit. Rhombenförmige, goethitische Pseudomorphosen, die ehemalige eisenreiche Karbonate darstellen, treten auch in Nord-Elfenbeinküste („Haute Comoé“) in serizitischen Schiefen auf (Lüdtke et al., 1998).

Pyritisierte Schiefer sind ebenfalls aus dem Obuasi und Prestea Goldfeld beschrieben (Mücke & Dzigbodi-Adjimah, 1994; Oberthür et al., 1994). Die Pyritkristalle sind jedoch, im Gegensatz zu den bis zu einem halben Zentimeter großen Würfeln der Karbonat-gesprenkelten Schiefer von „Dioulabougou“, kleiner als einen halben Millimeter und oft frakturiert. In den Karbonat-gesprenkelten Schiefen von Südwest-Ghana ist Pyrit nur untergeordnet vertreten.

Die karbonatischen Blasten sind als diagenetische, prämetamorphe Bildungen interpretiert (Leube & Hirdes, 1986, in: Leube et al., 1990). In „Dioulabougou“ treten die millimetergroßen Karbonat- und Pyrit-Blasten im Nebengestein von steil stehenden Quarzgängen gehäuft auf. Die Blasten liegen nie in zerscherten, deformierten oder frakturierten Kornformen vor. Dies legt den Schluss nahe, dass es sich bei den Blasten im Untersuchungsgebiet eher um späte Kristallneubildungen während einer Nebengesteinsalteration als um diagenetische Bildungen handelt. Mücke und Dzigbodi-Adjimah (1994) zeigen, dass von Karbonat und Pyrit verschiedene Generationen vorliegen können, von denen die meisten postmetamorphe Bildungen sind.

Im Birimium von Südwest-Ghana (vgl. Kap. 2.1.4) tritt in Übergangszonen zwischen Vulkangürteln und sedimentären Becken eine sogenannte „chemische“ Fazies auf. Diese beinhaltet unter anderem Ca-Fe-Mg-Karbonate, Chert und sulphidreiche Gesteine (Abb. 2.4, vgl. auch Leube et al., 1990). Zusammen mit manganreichen Gesteinen, die sich meist an den Flanken der Vulkangürtel befinden, ist die chemische Fazies oft mit dem Vorkommen von Gold assoziiert (Leube & Hirdes, 1986, in: Leube et al., 1990). Die chemische Fazies ist dabei vermutlich der wichtigste Indikator für eine Goldmineralisation der Birimischen Metasedimente.

#### Aussagen des Chemismus der Goldkörner über die Primärmineralisation

Der Silbergehalt des Goldes in den Quarzgängen von „Dioulabougou“ und in den detritischen Gold-



Quarz-Verwachsungen von „Belle Ville“ ist mit 2,6 bis 7,2 Gew. % recht gering (Abb. 6.37). Im Vergleich dazu besitzt Gold aus Quarzgängen in den Metasedimenten von Ashanti (Ghana) einen Silbergehalt von 4,6 bis 26,6 Gew. % Ag (Oberthür et al., 1994). Der Silbergehalt des Goldes aus Quarzgängen von „Dioulabougou“ entspricht einer Feinheit (1000 Au/(Au+Ag), cf. Fischer, 1945) von 955 bis 974. Diese hohe Feinheit liegt nach Boyle (1979) an der obersten Grenze für primäres Gold. Im Allgemeinen besitzt Gold aus epithermalen Vorkommen eine Feinheit von 500 bis 700. Nur bei einer fast vollständigen Abwesenheit von Silber in den hydrothermalen Lösungen kann epithermales Gold eine Feinheit von mehr als 800 führen. Mesothermales Gold besitzt eine höhere Feinheit von 750 bis 900, bei Abwesenheit von Silber auch darüber. Allgemein ist die Feinheit des Goldes um so höher, je höher dessen Bildungstemperatur lag. Extrem hohe Feinheiten von 990 und mehr sind meist das Produkt von supergener Alteration in der Oxidationszone. In diesem oberflächennahen Bereich ist das Silber mobiler als das Gold. Die Goldkörner verarmen somit während Lösungs- und Ausfällungsprozessen an Silber (Boyle, 1979). Veränderungen des initialen Au/Ag-Verhältnisses sind abhängig von der Art und Menge der Komplexliganden, deren Stabilität, dem pH-Wert in der Lösung und den physikochemischen Parameter wie Temperatur, Druck, Eh und Fugazität des Sauerstoff (Marakusev, 1977). Meist zeigt sich in primären Goldkörnern ein goldreicher Kern, der graduell zum Kornrand immer silberreicher wird. Dies ist mit der früheren Ausscheidung des edleren Goldes aus der Lösung zu erklären (Desborough et al., 1971). Die Restlösung reichert sich dabei immer mehr Silber an. dies führt zur Ausfällung von silberreicherem Gold im randlichen Bereich des Kornes.

Die Silberverteilung innerhalb von Goldkörner der Proben von „Dioulabougou“ ist stets homogen. Das Fehlen eines typischen Ag-Gradienten in allen analysierten primären Goldkörnern zeigt somit gleichbleibende Bedingungen während der Ausfällung des Goldes aus der hydrothermalen Lösung an. Eine andere Möglichkeit ist eine postkristalline Homogenisierung ehemals gradiertes Körner. Dies kann durch intragranulare Diffusion während langandauernder, langsamer Abkühlung in unmittelbarer Nähe von Intrusivkörpern stattfinden (Czamanske et al., 1973). Bei beiden Möglichkeiten ist von einer geringen Verfügbarkeit an Silber in der hydrothermalen Lösung auszugehen.

#### Oberflächennahe (supergene) Veränderung des primären Goldes

Während der Denudation der Geländeoberfläche bis in den Bereich der goldführenden Quarzgänge ist mit einer sekundären Veränderung der Feinheit des Goldes zu rechnen. Bei dieser sogenannten supergenen Verwitterung entsteht durch Lösung alteriertes, primäres Gold und durch Wiederausfällung sekundäres Gold. Bei der supergenen Alteration kommt es in der oberflächennahen Oxidationszone zur Lösung instabiler Minerale durch deszendente Grundwässer (Abb. 6.42). Im humid-tropischen Bereich ist dieser Prozess besonders wirksam. Sulphide werden dabei zu feinkörnigen Eisenoxihydraten (Limonit) umgewandelt. Gold im oxidativen Milieu relativ inert. Es kann aber geringfügig durch Komplexbildung mit Huminsäuren, als Hydroxokomplexe, Thiosulfatkomplexe oder als Salz im Zentimeterbereich mobilisiert werden (vgl. auch Boyle, 1979, Kap. IV). Mobilisation in Form von organischen Goldkomplexen („Gold-Humate“) sind in feuchten Klimaten besonders wirksam (Wilson, 1984). Die Löslichkeit des Goldes ist abhängig von seiner Korngröße. Die Lösung kann am stärksten angreifen, wenn das Gold in submikroskopischer Größe im Kristallgitter umgebender Sulphide eingeschlossen ist. Wenn das Gold in primären Korngrößen von mehr als 100 µm vorliegt, ist seine vollständige Löslichkeit stark eingeschränkt. Größere Körner werden deshalb nur mechanisch umgelagert.

Bei alterierten primären Körnern zeigt sich oft eine breite, silberarme Randzone, die auf die Lösung des Silbers oder durch Anlagerung von chemisch mobilisiertem Gold zurückzuführen ist. Hohlräume, schwammartige Internstruktur und chemische Rundung der Oberfläche sprechen für eine partielle Auflösung bei größeren Goldkörnern (Freyssinet et al., 1989). Bei geringem Gehalt an Sulphiden in der Primärmineralisation kann die Löslichkeit von Gold auch stark heruntergesetzt werden, so dass die Goldkörner in der Oxidationszone unverändert vorliegen können.

In der Reduktionszone nahe des (Paläo-) Grundwasserspiegels kann das komplexierte Gold durch Änderungen des pH-Werts, Reduktion an zweiwertigem Eisen oder Adsorption an Eisen- oder Manganoxihydrat-reichen Gelen wieder ausfallen. Dieses sekundäre Gold bildet dann meist submikroskopische Flitter oder Filme von extrem hoher Feinheit (Freyssinet et al., 1989; Grimm, 1996). Es können auch irreguläre, runde Massen oder kleine Oktaeder auftreten (Wilson, 1984).

Boyle (1979) betont, dass die Veränderungen von Goldmineralisationen im supergenen Bereich sehr vielfältig sind und mitunter auch ausbleiben. Da es viele Erklärungsmöglichkeiten, aber kaum Gesetzmäßigkeiten gibt, muss jedes Goldvorkommen individuell betrachtet werden. Da im Untersuchungsgebiet seit der späten Kreide meist humid-tropisches Klima herrschte und die Nebengesteine der goldführende Quarzgänge tiefgründig alteriert sind, ist von einer starken supergenen Veränderung der Primärmineralisation auszugehen. Die oft mehrere Millimeter großen Goldkörner der alterierten Quarzgänge zeigen keine silberarmen Randzonen. Es lässt sich auch kein Unterschied in der Feinheit zwischen benachbarten, großen und sehr kleinen Goldkörner feststellen.

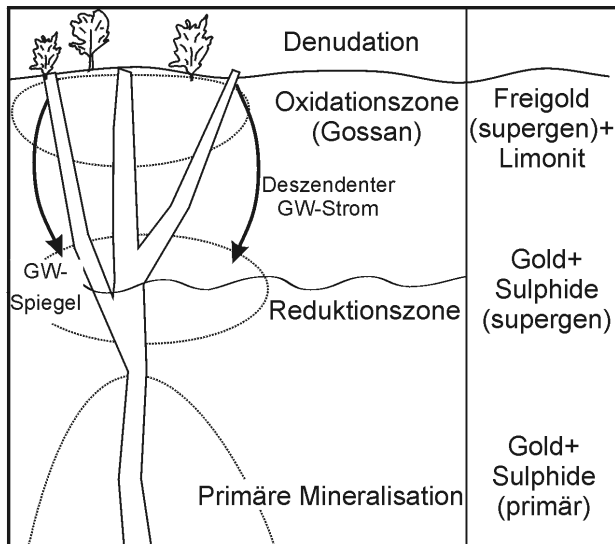


Abb. 6.42: Veränderung der Primärmineralisation eines hypothetischen, gold- und pyritführenden Quarzgangs durch oberflächennahe (supergene) Alteration. Zusammenge stellt nach Boyle (1979).

Daher ist entweder von keiner supergener Veränderung der primären Goldkörner oder von einer vollständigen Alteration, die alle Körner gleichermaßen veränderte, auszugehen. Die schwammige Internstruktur mancher Goldkörner spricht für Lösungsvorgänge in den alterierten Quarzgängen.

Die Verwachsung von Gold und pisoidischen Eisenanreicherungen (Abb. 6.34 bis 6.36) zeigt eindeutig die Bildung von sekundärem Gold in einem lateritischen Milieu an (Freyssinet et al., 1989). Dabei kam es zu einer gleichzeitigen Ausfällung von Gold und eisenreichen Gelen. Der Hohlraum zwischen den Pisoiden und dem umschließenden Gold lässt auf spätere Dehydratation von primär goethitischen Pisoiden in hämatitreichere Phasen schließen (Wilson, 1984). Chemisch ausgefälltes Gold ist jedoch normalerweise feiner und führt weniger als 2 Gew.% Ag, in den meisten Fällen sogar weniger als 0,5 Gew.% Ag (Wilson, 1984; Freyssinet et al., 1989; Grimm, 1996).

Der relativ hohe Silbergehalt des chemisch ausgefällten Goldes könnte auf die Anwesenheit des Karbonat der Nebengesteinsalteration zurückzuführen sein. Bei dessen Verwitterung entstehen selbst im tropischen Klima neutrale bis basische Bedingungen, unter denen Gold und Silber gleichermaßen durch Thiosulphatkomplexe gelöst und wieder ausgefällt werden kann (Webster & Mann, 1984).

Alle Goldkörnern von „Dioulabougou“ und „Belle Ville“ führen eine homogene Silberverteilung und niedrige Silbergehalte. Andere Metalle sind nicht nachweisbar. Dies lässt auf eine gemeinsame Entstehung der primären Mineralisation und gleiche Verwitterungsbedingungen der beiden, wenige Kilometer voneinander entfernten Vorkommen schließen.

#### Interpretation der Fluideinschluss-Untersuchung

Als Fluideinschlusstypen der Quarzgänge treten „reine“ wässrige Einschlüsse, „reine“ CO<sub>2</sub> Einschlüsse und gemischte, meist dreiphasige H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> Einschlüsse auf. Aufgrund ihrer Form und ihrer Anordnung handelt es sich ausschließlich um sekundäre, also nach der Bildung des Wirtminerals entstandene Einschlüsse. Das Auftreten aller Einschlusstypen in allen Quarzgang-Generationen zeigt ebenfalls deren Entstehung nach der Bildung des Wirtgesteins an. Die Abwesenheit von primären Einschlüssen ist auf deren Befreiung durch eine tektonische Beanspruchung („crackling“), auf deren Zerstörung durch eine spätere Aufheizphase oder auf Rekristallisation des Quarz zurückzuführen (Kerrick, 1976).

Alle sekundären Einschlusstypen treten in nicht geschlossenen, „unreifen“ Kavitäten auf. Dies äußert sich in einem anormalen Verhalten bei der Homogenisierung. Bei solchen Einschlüssen, die aufgrund ihres hohen Füllgrades in die flüssige Phase homogenisieren müssten, wird beim Erwärmen die Flüssigkeit aus der Kavität herausgepresst. Dadurch ist keine Volumenkonstanz gegeben und der Einschluss „homogenisiert“ in die Gasphase. Diese „unreifen“ Kavitäten zeigen unvollständige Verheilungsvorgänge im Wirtmineral an. Daher ist von einer späten Bildung der Kavitäten auszugehen. Wegen der Abwesenheit von deformierten Kavitäten ist eine duktile Deformation während und nach deren Bildung wenig wahrscheinlich. Vermutlich entstanden die Kavitäten während einer späten, spröden Beanspruchung, die alle Quarzgänge erfasste.

Kryometrische Untersuchungen der Fluideinschlüsse zeigen, dass es sich bei den eingeschlossenen wässrigen Fluiden stets um niedrig salinare Lösungen mit meist 2%, selten auch 4 bis 8% NaCl-Äquivalenten handelt. Aufgrund des Eutektikums der Lösung von ungefähr -20°C ist NaCl das vorherrschende Salz. Durch die niedrige Salinität der wässrigen Lösung lässt sich die Herkunft der Fluide eingrenzen. An prinzipiellen Hydrothermen sind Wässer aus Mantelgesteinen, magmatische Wässer, metamorphe Wässer, meteorische Wässer und Meerwasser zu nennen (Abb. 6.43). Die tiefen Wässer sind generell höher salinar (Roedder, 1984). Da in den wässrigen Lösungen kein Einfluss von MgCl<sub>2</sub> bemerkbar ist, scheidet auch Meerwasser als Herkunft aus. Somit war meteorisches Wasser wohl maßgeblich an der Fluidbildung beteiligt. Die Quelle der kohlendioxidreichen Phasen, die nur geringe Beimengungen anderer Fluide (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>) führen, kann vielfältig sein. Im vorliegenden Fall sind subvulkanische Exhalationen oder Fluide, die aus der Auflösung karbonatischer Gesteine entstehen, anzunehmen.

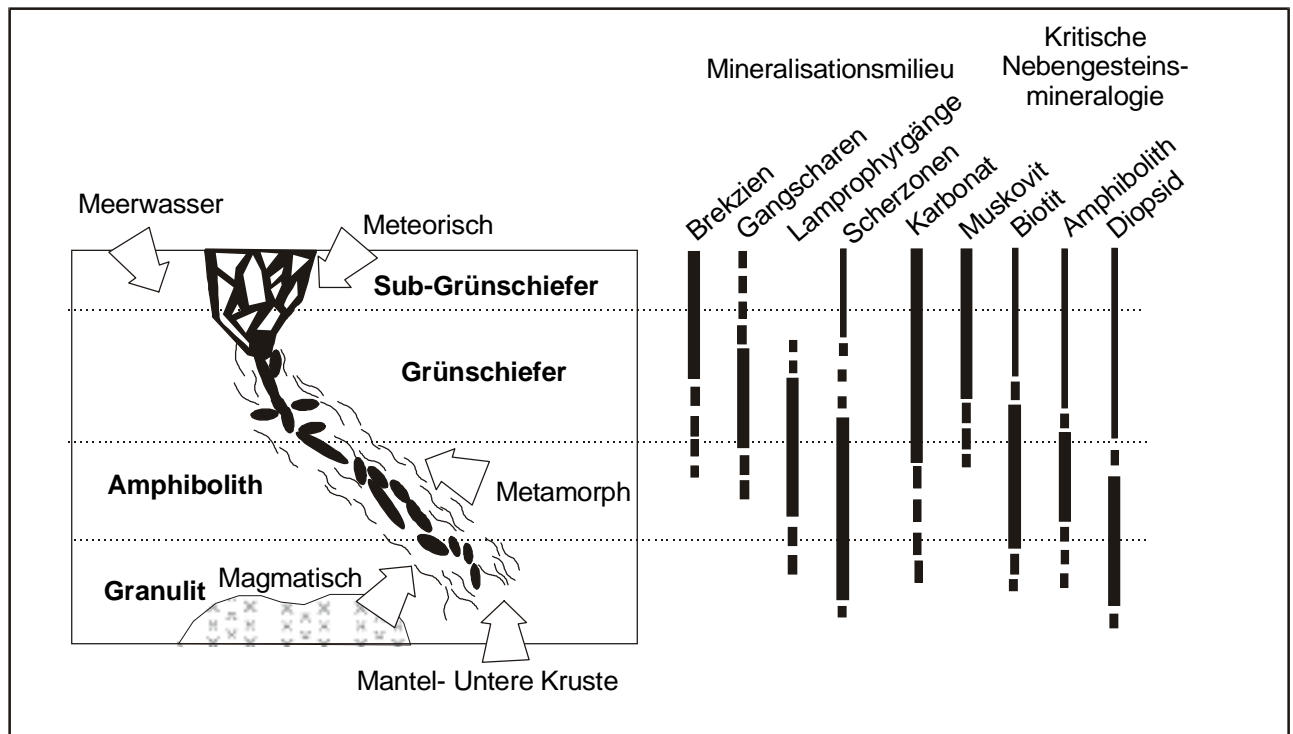


Abb. 6.43: Schematische Rekonstruktion von hydrothermalen Systemen über einen Krustenbereich von 25 km Tiefe. Dargestellt sind die potentiellen Lösungsquellen, Mineralisationsmilieu und Arten der Nebengesteinsalteration. Verändert nach Groves et al. (1991).

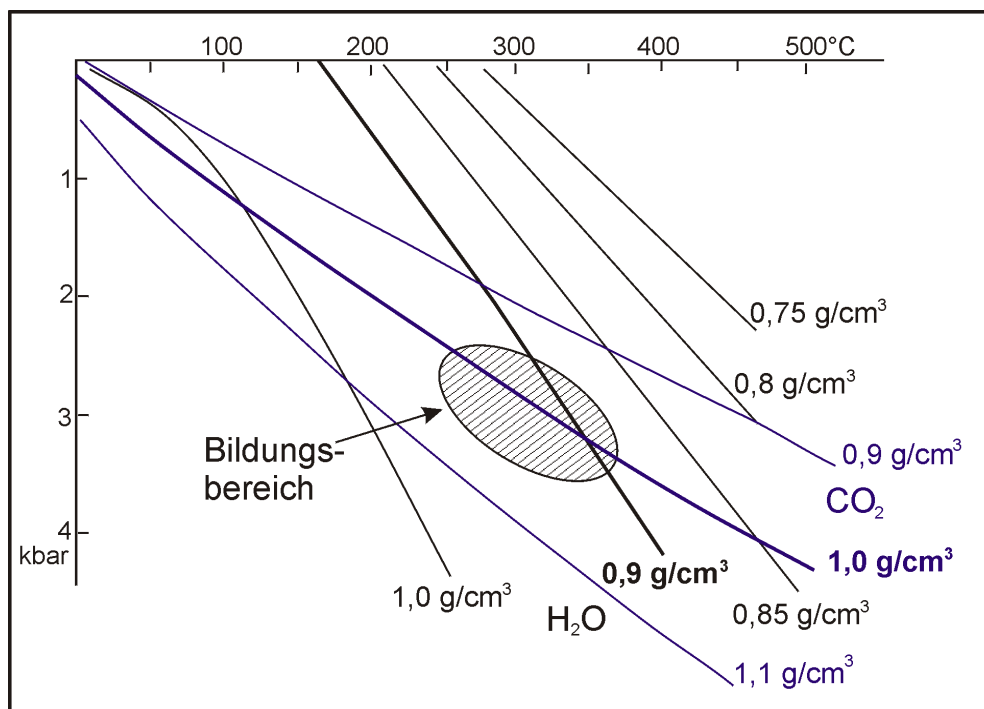


Abb. 6.44: Ermittlung der Druck-Temperatur-Bedingungen während der Bildung der sekundären Einschlüsse goldführender Gangquarze nach der Isochorenschnittmethode.

Die Eigenschaften (Salinität und die beteiligten Salze) der Lösung wässriger Einschlüsse unterscheidet sich nicht von denen der gemischten Einschlüsse. Die Fluide der  $\text{CO}_2$ -reichen Einschlüsse unterscheiden sich ebenfalls nicht von den  $\text{CO}_2$ -reichen Phasen der gemischten Einschlüsse. Daher ist eine Vermischung von wässrigen und  $\text{CO}_2$ -reichen Fluiden unter zufälliger Ausbildung der verschiedenen Einschlusstypen wahrscheinlich. Welche der beiden Fluide zuerst Einschlüsse bildete, ist dabei schwer

abzuschätzen. Ein bereits „vorgemischtes“ Fluid ist auszuschließen, da bei einer Entmischung keine reinen wässrigen und CO<sub>2</sub>-Fluide entstehen würden.

Auch die stark variierenden Dichten der eingeschlossenen Fluide innerhalb eines Einschlusstyps sprechen für eine Vermischung der verschiedenen gasförmigen und flüssigen Phasen. Die Variationen können in einem System entstehen, in dem nicht der Druck, sondern das Platzangebot den Füllgrad bestimmt („volumenkontrollierte“ Bedingungen). Unter „druckkontrollierten“ Bedingungen müsste sich in allen Kavitäten durch gleiche Dichten der Umgebungsdruck widerspiegeln. Im „volumenkontrollierten“ System dagegen kommt es durch sich unregelmäßig öffnende Spalten im Wirtskristall zu einem Druckabfall, durch den die umgebenden Fluide eingesaugt werden. Dieses Szenario ist bei einer spröden Deformationsphase, die bereits anhand der unreifen Kavitäten angezeigt ist, das Wahrscheinlichste.

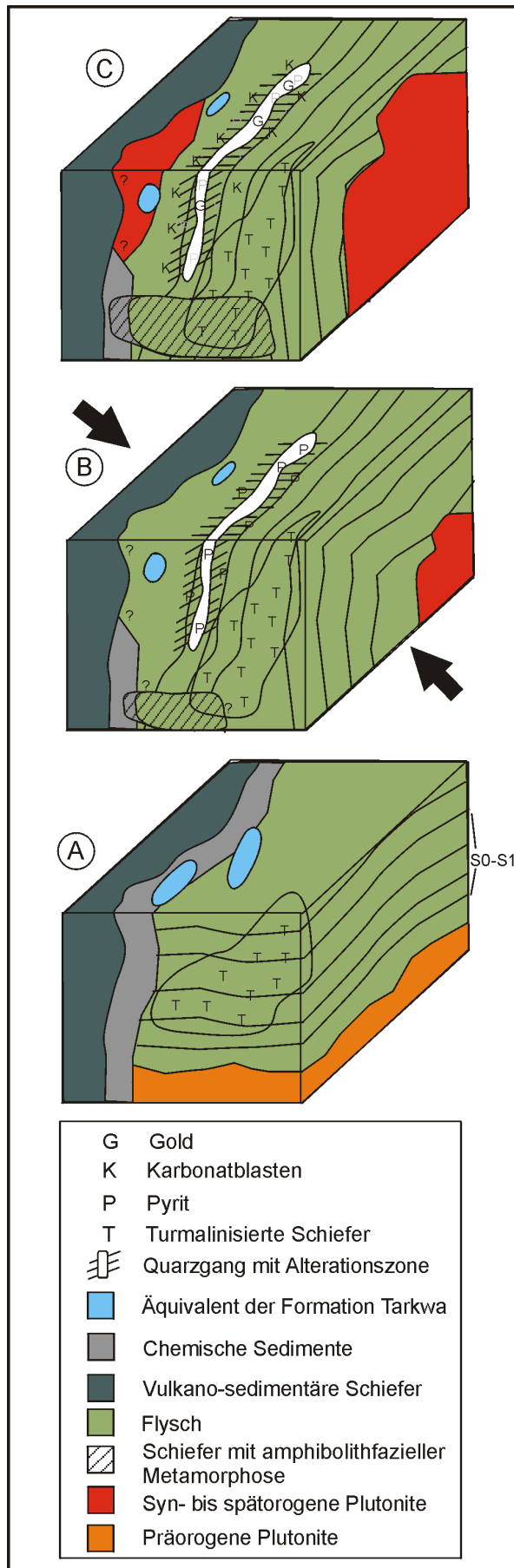
In diesem System spiegeln nur die nicht gemischten und nicht durch Druckabfall veränderten Fluideinschlüsse die Umgebungsbedingungen wider. Diese werden von den reinsten und dichtesten Einschlüssen des jeweiligen Fluids repräsentiert. Die höchste Dichte der CO<sub>2</sub>-reichen Einschlüsse liegt bei knapp über 1,0 g/cm<sup>3</sup>, die höchste Dichte der wässrigen Einschlüsse ist 0,9 g/cm<sup>3</sup>. Setzt man eine ungefähr zeitgleiche Bildung der beiden Einschlusstypen voraus, erhält man einen Schnittpunkt der Isochoren im p-T-Diagramm bei ungefähr 350°C und 3 kbar (Abb. 6.44). Dieses Druck-Temperatur-Paar markiert die maximalen Bedingungen während der Bildung der sekundären Einschlüsse.

Tab. 6.3: Korrelation der strukturell kontrollierten Quarzgänge, ihrer Nebengesteinsalterationen und Mineralisationen mit den Birimischen Deformationsphasen (vgl. auch Kap. 2.1.4.)

Tektonische Phase		Charakteristika	Ausbildung im Untersuchungsgebiet	Mineralisation
		Denudation, Lateritbildung	Alteration von Pyrit, Karbonat	Eisenoxihydrat-Pseudomorphosen
<b>Spröde Tektonik</b>		N-S-gerichtete Brüche	Frakturierung der Quarzgänge	Karbonat, Gold, Serizit?
<b>4</b>	P3	sinistrale, WNW-ESE orientierte Scherzonen, Krenulation	granodioritische Intrusion? Schieferung 135-150°/90°, Krenulation	Quarzgang + Pyrit
<b>3</b>		dextrale, WSW-ENE-orientierte Scherzonen	nicht vorhanden	
<b>2</b>	P2	sinistrale, N-S-orientierte Scherzonen	Metamorphose?	Quarzgang + Pyrit
	P1	Faltung mit SW-NE-orientierten Achsen, Biegegleitflächen: S0-S1 Biegescherflächen: S2	Schieferung 10-30°/70-85°E Schieferung 10-70°/10-40°W	Goldanreicherung in Sulphiden?
<b>1</b>		Kollision, Intrusion von granitischen Plutonen	Schieferung parallel Schichtung (S0-S1)	feinstverteilte Gold-mineralisation in turmalinisierten Turbiditen oder „chemischen“ Sedimenten
		Sedimentation Vulkanische Gürtel	Turbidite, Karbonate, sulphidreiche Sedimente, Pelite Vulkanite + Vulkaniklastika	Turbiditen oder „chemischen“ Sedimenten

### 6.3.2 Modell für die Entstehung der primären Goldvorkommen von Grand-Lahou

Da das Gold in Verbindung mit Quarzgängen auftritt, ist es während einer hydrothermalen Phase entstanden. Das Gold befand sich wohl feinstverteilt im unterlagernden Gestein, aus dem es durch konvektive, hydrothermale Systeme remobilisiert wurde. Die Art der feinstverteilten Goldmineralisation ist nicht eindeutig zu klären. Im Vergleich zu anderen Goldvorkommen in Birimischen Metasedimenten kommen, aufgrund der Lithologie im Untersuchungsgebiet, zwei Möglichkeiten in Frage (Abb. 6.45A):



(1) Der Bezug zu einer Goldmineralisation von turmalinisierten Metasedimenten liegt aufgrund des häufigen Auftretens von Turmaliniten nahe. An der Typuslokalität in Loulo (Mali) tritt das Gold als Einschlüsse im Pyrit auf (Typ 1 nach Milesi et al., 1989). Die nur Mikrometer großen Goldeinschlüsse besitzen dort bereits einen Silbergehalt von nur wenigen Gewichtsprozent Silber. Diese goldführende Sulphidmineralisation bildete sich vermutlich vor oder während der ersten Eburnischen Deformationsphase.

(2) Die Nähe der Goldvorkommen zu der vulkanischen Zone von Guitri (Abb. 2.5), zu den manganreichen Gesteinen der vulkanischen Zone von Guitri (Abb. 2.6), sowie das Auftreten von karbonatreichen und sulphidreichen Metasedimenten im Untersuchungsgebiet zeigt das Vorkommen einer chemischen Fazies im Übergangsbereich von Vulkangürteln und sedimentären Becken (Leube et al., 1990) an. Somit ist auch eine Primärmineralisation vom Ashanti-Typ mit einer feinstverteilten Mineralisation von goldführendem Arsenopyrit möglich (Typ 4 nach Milesi et al., 1989).

Vermutlich führte eine submarine Exhalation von goldhaltigen Fluiden zur Ausfällung von chemischen Sedimenten (Melcher & Stumpfl, 1994) und/oder Turmaliniten (Ndiaye & Guillou, 1997) mit erhöhten Goldgehalten. Während einer niedriggradigen Regionalmetamorphose kam es zu einer epigenetischen Goldanreicherung in Pyrit und Arsenopyrit (Mücke & Dzigbodi-Adjimah, 1994). Die Goldanreicherung in den Sulphiden geschah während der ersten Phase der Eburnischen Orogenese oder während der Faltung P1 der zweiten Eburnischen Orogenese. Während dieser Faltung entstanden die steilstehenden, SW-NE-streichenden Quarzgänge (Abb. 6.45B).

Abb. 6.45: Modell für die primäre Goldmineralisation im südwestlichen Bereich der Provinz Comoé. A: Frühe Ausbildung der Schieferung S0-S1 und Turmalinisierung der Sedimente. Das Gold befindet sich feinstverteilt in den chemischen Sedimenten oder in den turmalinisierten Schiefer. B: Faltung P1 mit SW-NE-gerichteten Faltenachsen. Ausbildung von pyritreichen Quarzgängen parallel zu den nun steilstehenden Schieferungsflächen S0-S1. C: CO<sub>2</sub>-reiche und goldführende Hydrothermen nutzen die Schwächezonen der frakturierten Quarzgänge für ihre Aufstieg. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Gleichzeitig bildete sich auch Pyrit, der mit dem Quarz verwachsen und als Nebengesteinsalteration auftritt (Tab. 6.3). Da der Pyrit nie Goldeinschlüsse führt und intragranulares Gold in den Gangquarzen sehr selten ist, war die Goldmineralisation während der primären Quarzgangbildung gering.

Im Zuge der zweiten Eburnischen Orogenese wurden die Metasedimente im südwestlichen Teil der Provinz metamorphisiert. Dies geschah während der Faltung P1 (cf. Vidal, 1987) oder der Nord-Südgerichteten, sinistralen und duktilen Scherung P2. Dadurch wurden im Gebiet der Goldvorkommen tiefere Bereiche der Metasedimente bis in die Amphibolithfazies überführt. Durch die Metamorphose kam es zur Umwandlung von Pyrit oder Arsenopyrit in Phyrrothin. Dabei wurde Schwefel freigesetzt (Powell et al., 1991). Schwefelkomplexe transportierten das Gold in H<sub>2</sub>O- und CO<sub>2</sub>-reichen Fluiden. Der Aufstieg dieser Lösungen erfolgte entlang Schwächezonen, die durch die Scherzonen von P2 und/oder P3 vorgegeben waren (Abb. 6.45C). Vermutlich diente die granodioritische Intrusion als zusätzliche Wärmequelle für das konvektive, hydrothermale System (Wright et al., 1985).

Durch das Vorherrschen von sekundären, auf Frakturen liegenden CO<sub>2</sub>-reichen Einschlüssen und seltenen, karbonatischen Einschlüssen, die in den Gangquarzen ebenfalls auf „Trails“ liegen und auch in den primären Goldkörnern auftreten, zeigt sich die Beteiligung CO<sub>2</sub>-reicher Lösungen an der Goldmineralisation. Wie das verstärkte Auftreten von Karbonat-gesprengelten Schieferen in Nachbarschaft der steilstehenden Quarzgängen parallel der Schieferung SO-S1 und S3 zeigt, wurden diese Gangsysteme als Aufstiegswege der CO<sub>2</sub>-reichen Fluide bevorzugt. Das Gold wurde dabei auf Rissen und randlich der frakturierten Quarzgänge ausgefällt. Die zahlreichen Einschlüsse von Quarz und Pyrit in den karbonatischen Blasten zeigen deren späte Bildung während einer Nebengesteinsalteration an. Die Nebengesteinsalteration führte eventuell auch zur Ausbildung der serizitischen Matrix der Schiefer (Carter, 1991). Da die karbonatischen Blasten keine Anzeichen einer tektonischen Beanspruchung aufweisen, ist eine spät- oder posttektonische Bildung wahrscheinlich. Die Analyse der sekundären, CO<sub>2</sub>-reichen und wässrigen Flüssigkeitseinschlüsse mit hohen Dichten lässt auf Bildungsbedingungen von maximal 350°C und 3 kbar schließen. Dadurch ist eine epithermale Entstehung unter höchstens grünschieferfaziellen Bedingungen angezeigt. Auch das Vorherrschen von unreifen Kavitäten zeigt eine späte Bildung während einer bruchhaften Deformation mit nachfolgender, unvollständiger Verheilung an.

Die Entstehung des primären Goldvorkommens ist somit auf eine spät- bis postorogene Phase während einer bruchhaften Deformation unter der Beteiligung CO<sub>2</sub>-reicher, epithermaler Hydrothermen zurückzuführen. Die Ausbildung des hydrothermalen Systems steht in Zusammenhang mit granodioritischen Intrusionen. Das Goldvorkommen lässt sich daher in der Klassifikation westafrikanischer, paläoproterozoischer Goldlagerstätten nach Milesi et al. (1989) in den Lagerstättentyp 5 mit Typuslokalität Kalana (Mali) einordnen (vgl. Abb. 6.19). Die Abwesenheit von Buntmetallsulphiden, die in Kalana auftreten, lässt sich mit dem Fehlen früher Mineralisationsphasen erklären (Phase 3 cf. Bassot & Traoré, 1980).

Nachdem der Bereich der Primärmineralisation durch Denudation der Landoberfläche über das Niveau des Grundwassers geriet, erfolgte eine supergene Umbildung im oxischen Bereich. Eine supergene Veränderung der Nebengesteinsalteration drückt sich in der isomorphen Umwandlung von Pyrit und Karbonatblasten in feinkörnige Eisenoxihydroxide aus. Inwieweit oberflächennahe Lösung und Wiederausfällung die Goldmineralisation und die chemische Zusammensetzung des Goldes veränderte, ist fraglich. Entweder kam es zur vollständigen supergenen Umwandlung aller, primär silberreicheren Goldkörner oder das Gold war primär von hoher Feinheit und wurde in seiner Zusammensetzung nicht mehr verändert.

### 6.3.3 Die Ausbildung des sedimentären Goldvorkommens

Die Erosion der goldführenden Quarzgänge und die Umlagerung der Abtragungsprodukte führte zur Ausbildung von goldhaltigen Sedimenten. Am Beispiel der Umgebung des „Monte Borella“ bei „Belle Ville“ zeige ich die Prozesse auf, die zur Akkumulation des Detritus beitragen.

#### Geomorphologie

Die sedimentären Goldvorkommen sind rund um ungewöhnlich steile Hügel angeordnet (Abb. 6.3 und 6.14). Diese Erhebungen sind regionalen, SW-NE-gerichteten topographischen „Hochlagen“ aufgelagert. Diese Hochlagen bilden die Wasserscheiden zwischen den Flüssen Bandama, Gô und Boubo. Die Flüsse entwässern die Binnenebene von Süd-Elfenbeinküste in südwestliche Richtung.

Der Hügel „Monte Borella“ zeigt an seinem Top eine lateritische, pisoidreiche Bodenbildung. Er besitzt aber keine Eisenkruste („Duricrust“), die ihn vor der Erosion schützt (Newill & Dowling, 1968 in Thomas, 1994). Daher ist die Reliefentwicklung wohl auf morphologisch härtere, beziehungsweise chemisch widerstandsfähigere Gesteine in diesem Bereich zurückzuführen (Thomas, 1994). Das gesamte Gebiet besteht aus stark alterierten, überwiegend pelitischen Metasedimenten. Der Hügel „Monte Borella“ lässt



sich demnach als Residualhügel oder ungeschützter Saprolithhügel einordnen. Im Bereich des Hügel konnte ich eine größere Anzahl von Quarzgängen als in dessen Umgebung feststellen. Die einzelnen Gänge besitzen dort auch größere Mächtigkeiten. Daher liegt der morphologischen Differenzierung ein höherer Anteil an morphologisch harten und chemisch widerstandsfähigen Quarzgängen zugrunde (Abb. 6.46). Der Bezug von Hügelbildung und verstärkter Quarzgangführung der Metasedimente zeigt sich deutlich bei der N-S-gerichteten Hügelform des „Monte Borella“, an deren südlicher und nördlicher Flanke sich meterdicke, residuale Gangquarzblöcke befinden (Abb. 6.11 und 6.14). Vermutlich sind die granodioritischen Intrusionen, deren Top heute freigelegt ist, für die verstärkte Quarzgangbildung verantwortlich. Die Intrusionen dienten wohl als Wärmequelle zur Ausbildung eines konvektiven, hydrothermalen Systems.

Geomorphologisch lässt sich der Bereich des Residualhügel „Monte Borella“, in dem die goldführenden Sedimente von „Belle Ville“ anzutreffen sind, in ein eingebnetes Hügeltop, einen steilen Hügelhang, einen Hügelfuß und eine flache Pedimentfläche unterteilen (Thomas & Thorp, 1993). Jede geomorphologische Einheit zeigt typische Hangneigungen, charakteristische Sedimente und Sedimentationsprozesse.

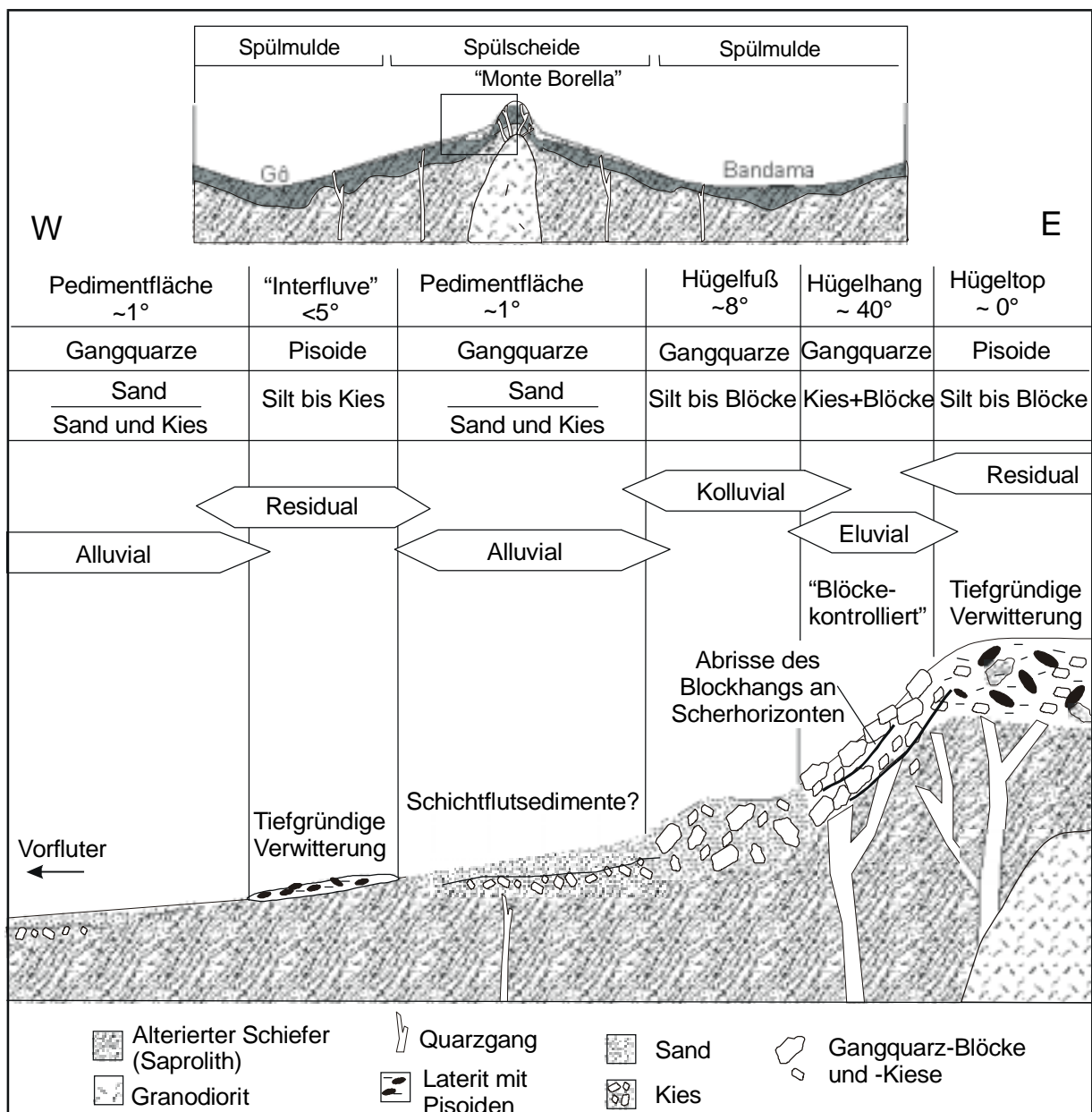


Abb. 6.46: Geomorphologische Unterteilung des „Monte Borella“ und benachbarter Gebiete. Typische Sedimente und Ablagerungsprozesse.

### Ausbildung und Ablagerungsprozesse der Sedimente

Auf dem eingeebneten Top des „Monte Borella“ findet sich eine lateritische Bodenbildung. Ich konnte jedoch keine verhärtete Eisenkruste, die das Top vor der Erosion schützen kann, beobachten. Allerdings können auch schon dicht gepackte Pisolite die Abspülung des Saproliths verhindern (Thomas, 1994). Die Gangquarzbruchstücke sind in diesem Bereich dispers im lateritischen Boden verteilt (Abb. 6.46). Angeätzte Formen und Eisenkrusten der Quarze sprechen für einen längeren Aufenthalt im Oxidationshorizont. Pisolitanreicherung und dispers verteilte Gangquarzbruchstücke zeigen das Überwiegen von Bodenbildungsvorgängen bei geringer Auswaschung des Saproliths an. Somit handelt es sich bei den Ablagerungen des Hügeltops um residuale Sedimente. Die Pisolite und die alterierten Gangquarze stellen wohl Relikte einer ehemaligen, *in situ* gelösten lateritischen Kruste dar (Delor et al., 1995).

Die schlecht sortierten Kiese und Blöcke an den Hügelflanken mit ihren sehr eckigen Komponenten aus Gangquarz lassen auf sehr geringe Transportweiten schließen. Auch das Vorherrschen von eckigen Schwermineralen in der Feinsandfraktion (vgl. Kap. 4.2.5), die sich direkt von dem unterlagernden Metasediment ableiten lassen, zeigt geringe Verfrachtung der Sedimente an. Die Ausbildung der Sedimente lässt sich mit dem Überwiegen chemischer Verwitterung während der Ausbildung des Hügels erklären. Bei diesem Vorgang werden die löslichen Anteile und die tonig-siltigen Verwitterungsprodukte der alterierten, feinkörnigen Metasedimente durch nicht-fluviale Prozesse („Hillwash“) ausgelöst, beziehungsweise ausgewaschen. Zurück bleiben eluviale Sedimente. Die Ausspülung des Hangschutts erfolgt während normaler Regenereignisse (Douglas & Spencer, 1985). Die Quarzgänge kollabieren aufgrund der Abfuhr des umgebenden Materials. Während Starkregenereignissen werden durch Schichtfluten die instabilen Kollapsstrukturen der Quarzgänge zerstört und dabei kiesiges Material geringfügig umgelagert. Die daraus resultierende, gleichmäßige Bedeckung der Hügelflanken mit den Gangquarzblöcken führt zu einer Panzerung des Reliefs („Blöcke-kontrollierter“ Hang, cf. Thomas, 1978). Durch die Panzerung der Hügelflanken mit Gangquarzen von über einem Meter Kantenlänge bildeten sich für den Bereich der Binnenebene ungewöhnlich steile Hügelhänge mit bis zu 40° Hangneigung aus (vgl. auch Kap. 1.2.2). Durch die geringe oder fehlende Bedeckung der Blöcke mit Humus auf den recht steilen Hängen finden kaum chemische Lösungsvorgänge auf deren Oberfläche statt (Büdel, 1981). An den gepanzerten Hügelflanken kann nun nur noch bei Starkregenereignissen eine nicht kanalisierte Ausspülung von sandigen Komponenten erfolgen.

Der Bereich des Hügelfußes, der mit ungefähr 8° ein deutlich geringeres Gefälle als der Hügelhänge zeigt, besitzt einen konvexen Querschnitt. Seine Ablagerungen sind von sehr schlecht sortierten, eckigen Sedimenten mit Komponenten, die ausschließlich aus Gangquarzen bestehen, aufgebaut. Die ähnliche Ausbildung wie die der Hügelhangesedimente legt den Schluss nahe, dass es sich um eine Massenumlagerung des Hangs handelt. Fehlende Hinweise auf eine kanalisierte Umlagerung von Sediment durch Wasser zeigt eine kolluviale Fazies an. Als Umlagerungsprozesse an Blöcke-kontrollierten Hängen sind Rutschungen („Landslides“) mit Abscherhorizonten an flachen Scherflächen typisch. Die Abscherungen können sich innerhalb des Hangsediments oder am Übergang Saprolith und Hangsediment ausbilden (Thomas, 1983). Der höhere Feinanteil des Kolluviums zeigt dessen Ausbildung noch vor der Panzerung des Hangs an. Das völlige Fehlen von Eisenpisoiden und sekundären Eisenanreicherungen in den kolluvialen, weiß gefärbten Sedimenten spricht für starke Lösung von Eisenoxihydraten in diesem Bereich (Teeuw, 1991).

Die sanft geneigte Pedimentfläche (~1° Hangneigung) verbindet die Hänge mit dem Bereich des Vorfluters. Die flächenhafte Ausbildung der Sedimente, die jedoch auf die Täler der Pedimentfläche beschränkt ist, zeigt ein Drainagesystem ohne kanalisierte Ablagerungen an. Diese Spülmulden (cf. Büdel, 1982), in Afrika auch Dambos genannt, sind typisch für ein Savannenklima mit starken, saisonalen Kontrasten und eine Vegetation aus baumfreiem Grasland (Ackermann, 1936, in: Thomas, 1994). Für die Entstehung von Dambos ist auch ein tiefgründig kaolinitisiertes und lateritisiertes Basement wichtig (Raunet, 1985). Für die Entstehung der Spülmuldensedimente werden erosive und akkumulierende („Cut-and-fill“), alluviale Prozesse oder chemische Denudation mit residualer Sedimentanreicherung angenommen (Büdel, 1982; Thomas, 1994). Die strukturlosen Sedimente mit ihren eckigen Komponenten können daher allochthon oder autochthon sein.

Die sedimentäre Füllung der Spülmulden um den „Monte Borella“ zeigt eine Zweiteilung der Sedimente. Die basale Schicht, aus Kiesen mit sandiger, seltener auch schlammiger Matrix, führt überwiegend Gangquarzbruchstücke. Im unterlagernden Basement sind Quarzgänge selten zu beobachten. Daher wurden die gangquarzreichen Sedimente wohl von den Hängen des „Monte Borella“ oder der mächtigen kolluvialen Fazies an dessen Hügelfuß geschüttet. Die Oberfläche des kaolinitisierten Basements besitzt Vertiefungen und führt keine sekundären Eisenanreicherungen. Dies zeigt, im Gegensatz zu den interfluvialen Bereichen, ein gekapptes Verwitterungsprofil der Schiefer an. Die kiesige Schicht besitzt daher eine erosive Basis. Das ultrastabile Schwermineral Turmalin führt in den Sedimenten meist

angerundete Kornformen. Diese zeigen geringe Transportdistanzen an. Die kiesigen Sedimente sind somit allochthon. Vermutlich führten Schichtfluten während Starkregenereignissen zur Abtragung von Schlamm-, Sand- und Kiesanteilen der Hang- und Hügelfußsedimente. Diese wurden dann deckenartig unweit des Hügels wieder abgelagert. Möglich ist auch eine kanalisierte Ablagerung der Sedimente durch saisonale(?) Flüsse und nachfolgende Homogenisierung durch Schichtfluten.

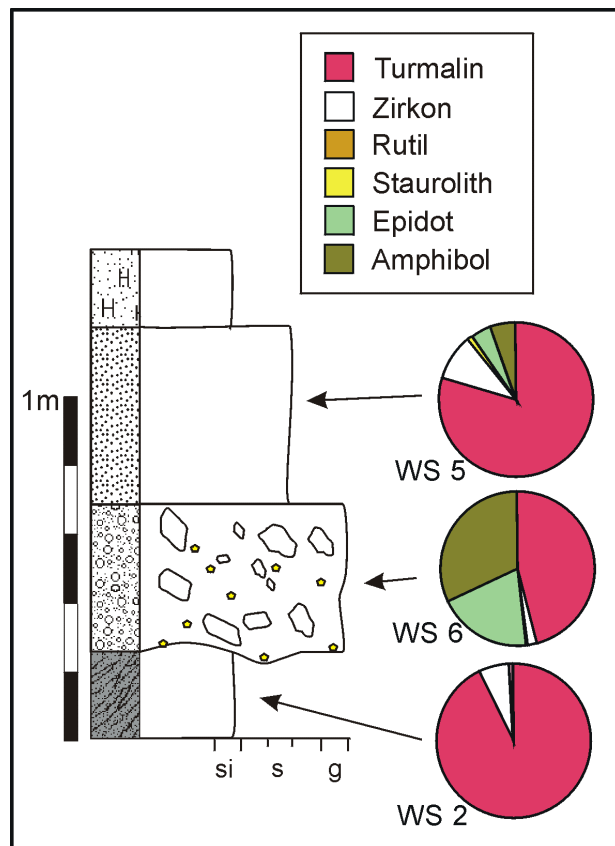


Abb. 6.47: Schwermineralführung des Basements und der überlagernden sedimentären Abfolge proximal des „Monte Borella“, „Belle Ville“. Beachte den Anteil der instabilen Schwerminerale Epidot und Amphibol. Weitere Erläuterungen siehe Text. Lokalität und Legende für Lithologie siehe Abb. 6.15.

In den Sedimenten treten, im Vergleich zu den unterlagernden Schieferen, relativ hohe Anteile der instabilen Schwerminerale Epidot und Amphibol auf (Abb. 6.47). Dies lässt auf den Rückgang chemischer Verwitterungsvorgänge während der Erosion schließen. Das Fehlen von Holzresten, Samen und organischen Schlämmen in den Sedimenten gilt als Indiz für wenig Vegetation (Thomas & Thorp, 1993).

In der monotonen Komponentenführung von eckigen, grobkristallinen Quarzklüsten treten sehr selten Chertklüsten auf. Diese gerundeten, wie poliert wirkenden Chertgerölle könnten Bruchstücke von den Cherts der chemischen Fazies der Birimischen Sedimente darstellen. Deren Auftreten, sowie das Auftreten von ebenfalls sehr seltenen, gerundeten Quarzkiesen lässt sich nur mit der grobklastischen, fluvial-deltaischen Formation Tarkwa in Verbindung bringen. Deren Fazies-Äquivalente befanden sich wohl zur Zeit der Ablagerung der goldführenden Kiese im Liefergebiet. Vermutlich existierte im Bereich des „Monte Borella“ eine ähnliche, kleinräumige Einschupung dieser Sedimente, wie sie auch westlich des Flusses Boubo auftritt (Abb. 6.41).

Die Prozesse, die zur Ausbildung der sandigen, gut sortierten Schicht im Hangenden führten, sind nicht eindeutig zu klären. Die Sande könnten aus den unterlagernden Kiesen ausgespült sein, durch Bioturbation von Termiten an der Schichtoberfläche konzentriert sein oder einen zweiten Sedimentationsschub von dem Residualhügel mit besser sortierten Komponenten darstellen.

Der meist scharfe Kontakt zu den Kiesen im Liegenden spricht gegen eine Separation der Sande durch Bioturbation oder Ausspülung aus einer gemeinsamen Schicht. Auch das Fehlen der sandigen Schicht über der kolluvialen Fazies am Hügelfuß lässt nicht auf Bioturbation schließen. Die sandige Einheit ist wohl als zweiter Sedimentationsschub vom „Monte Borella“ anzusehen.

In den Sedimenten der Spülmulden finden sich keine lateritderivaten Komponenten. Diese wären durch die Erosion der lateritisierten Schiefer zu erwarten. Die generelle Abwesenheit von Pisoiden, Eisenkrustenbruchstücken und auch sekundären Eisenanreicherungen ist mit einer Lösung des Eisens aus den Sedimenten unter sauren Verwitterungsbedingungen (Podsolisierung) zu erklären (Thomas, 1994). Auch die weiße Färbung der Ablagerungen und ihre generelle Tonarmut spricht für die Ausbildung von podsolisierten, sogenannten „White Sands“.

Die Bedeckung der Spülmulden um den „Monte Borella“ mit einer Dezimeter dicken Humusschicht aus überwiegend schlammigem Material mit hohem biogenen Anteil zeigt das Ende der grobklastischen Sedimentation in den Spülmulden an. Die Sedimentfracht der heute überwiegend unter der Geländeoberkante abfließenden Wässer ist nun auf schlammige Anteile und gelöste Stoffe beschränkt.

Die Spülscheiden („Interfluves“) zwischen den Spülmulden sind durch einen sehr sanften Geländeanstieg mit höchstens 5° Hangneigung gekennzeichnet (Abb. 6.46). Hier finden sich ähnliche Bodenbildungen wie auf dem eingeebneten Top des „Monte Borella“. Das Überwiegen von Pisoiden, die an der Oberfläche angereichert sind, zeigt das Vorherrschen von Denudation durch chemische Verwitterung und geringer Ausspülung von Feinmaterial. Durch das völlige Fehlen von Gangquarzbruchstücken in Blockgröße wird deutlich, dass hier keine mächtigen Quarzgänge anstehen, sondern diese sich im

Bereich des steilen Residualhügels konzentrieren.

#### Vergleich der Kornformen und des Chemismus primärer und sedimentärer Goldkörner

Goldkörner zeigen, wie andere detritischen Minerale, eine progressive Rundung in Abhängigkeit zu ihrem zurückgelegten Transportweg (Abb. 6.48, Averill & Zimmerman, 1986). Die Goldkörner von „Belle Ville“ besitzen ebenfalls für ihren Ablagerungsort charakteristische Kornformen. Goldkörner in primären Gold-Quarz Verwachsungen weisen filigrane Kornformen auf (Abb. 6.19 und 6.21). Goldkörner aus dem residualen Sediment des Hügeltops führen sehr eckige, unregelmäßige Kornformen (Abb. 6.23). Proximal des Hügels finden sich in den kolluvialen Ablagerungen des Hangfußes irreguläre, angerundete Körner und geknickte plattige Körner (Abb. 6.27 und 6.28). In den Spülmuldensedimenten distal des Hügels besitzen die Goldkörner gut gerundete Kornformen (Abb. 6.31). Die Korrelation von zunehmendem Rundungsgrad der Goldkörner in den Sedimenten und dem Abstand der Fundstellen zu dem Residualhügel spricht für die Herkunft des detritischen Goldes von dem „Monte Borella“.

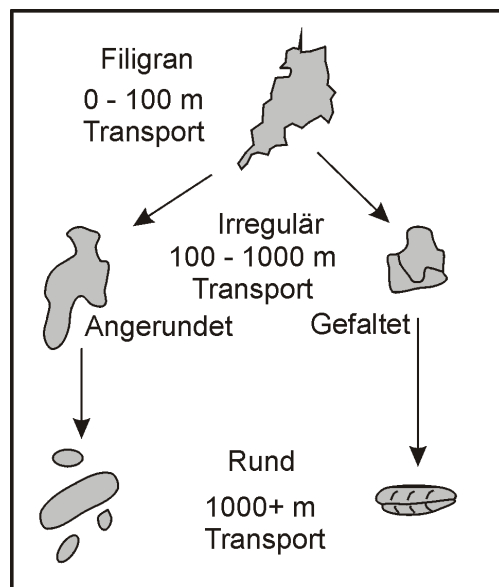


Abb. 6.48: Modifikation von Kornform und Korngröße von Goldkörnern in Abhängigkeit von der Transportdistanz nach Averill & Zimmerman (1986).

Bei detritischen Goldkörnern ist meist ein silberarmer Rand ausgebildet (Boyle, 1979 und Zitate darin). Dieser ist, im Gegensatz zu relativ breiten und meist gut entwickelten silberarmen Randzonen supergen veränderten Goldes, selten breiter als 30  $\mu\text{m}$ . Der silberarme Rand resultiert aus einer Silberverarmung der Randzonen durch selektive Lösung des Silbers aus der Legierung (Freyssinet et al., 1991, Grimm & Friedrich, 1990). Auch Goldanlagerung durch Ausfällung aus dem Transportmedium kann seltener zu einer silberarmen Randzone führen (Machairas, 1970). Der Effekt der Veränderung des Au/Ag-Verhältnisses bei Seifengold ist in tropisch verwitterten Terranes besonders ausgeprägt (Zeegers & Leduc, 1993). So zeigen zum Beispiel die detritischen Goldkörner aus der lateritischen Goldlagerstätte von Ity (Abb. 6.2) einen Gradient von 22 bis 56 Gew.% Ag im Kern auf 17 Gew.% Ag am Rand (Milesi et al., 1989). Der silberreichere Kern umgelagerter Goldkörner bleibt von den supergenen Veränderungen verschont und sollte somit die chemische Zusammensetzung vor der Verfrachtung widerspiegeln (Grant et al., 1991). Allerdings beginnt der Prozess der silberarmen Randbildung bereits während der Verwitterung primären Goldes (siehe oben) und findet sich auch in residualen oder eluvialen Vorkommen (Boyle, 1979).

Die detritischen Goldkörner von „Belle Ville“ zeigen, ebenso wie die primären Goldkörner, stets eine homogene Silberverteilung. Weder in den Randzonen noch nahe Hohlräumen oder Rissen in den Körnern konnte ich messbare Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung feststellen. Für diese Beobachtung lassen sich mehrere Erklärungsmöglichkeiten diskutieren:

- Weder bei den primären noch bei den detritischen Goldkörnern kam es zu einer Veränderung der Zusammensetzung durch selektive Lösung oder Ausfällung. Das Auftreten von Lösungshohlräumen und sekundären Goldschüppchen zeigt aber, dass solche Vorgänge aktiv waren. Bei der Ausbildung des oberflächennahen Goldvorkommens während eines tropischen Klimas mit lateritischer Verwitterung sind supergene Umbildungen auch zu erwarten.
- Das Gold der goldführenden Quarzgänge ist bereits sekundärer Natur, das heißt es war vor der Abtragung bereits lang anhaltender supergener Alteration unterworfen. Dabei wurden alle Goldkörner der Primärmineralisation vollständig homogenisiert. Während nachfolgender Umlagerung stand das Au-Ag Verhältnis der Goldkörner im Gleichgewicht mit dem des Transportmediums, so dass zwar Lösungs- und Ausfällungsvorgänge stattfanden, aber zu keiner messbaren Veränderung der chemischen Zusammensetzung führten. Dies könnte bei einem überwiegenden Transport durch Thiosulphatkomplexe stattfinden, bei dem Gold und Silber ähnliche Löslichkeiten besitzen (Webster & Mann, 1984). Da aber die Lösungs- und Ausfällungsvorgänge von vielen verschiedenen Faktoren abhängen, ist ein dauerhaftes Gleichgewicht zwischen Korn und Lösung wohl wenig wahrscheinlich.
- Die silberverarmten Randzonen wurden während des Transports abgeschliffen. Damit lässt sich die homogene Silberverteilung der kleinen, gut gerundeten Goldkörner der Sedimente distal des „Monte Borella“ erklären. Dagegen ist diese Argumentation für das Fehlen silberverarmter Randzonen bei



angerundeten, gering transportierten Körnern und bei eckigen Goldkörnern residualer Sedimente nicht anwendbar.

Da nun jede dieser Erklärungsmöglichkeiten Widersprüche aufweist, ist die Interpretation aus der Analyse der Silberverteilung in detritischen Goldkörnern sehr eingeschränkt. Es lässt sich lediglich aussagen, dass wohl keine Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung der Goldkörner im Zeitraum zwischen Erosion und Sedimentation stattgefunden haben. Eventuell hatte die gleichzeitige Verwitterung von Karbonaten Einfluss auf den pH-Wert der beteiligten Wässer, so dass die Lösung und Ausfällung von Gold und Silber im steten Gleichgewicht war (vgl. Kap. 6.2.2).

### 6.3.4 Modell für die Entstehung der sedimentären Goldvorkommen von Grand-Lahou

Nach der Primärmineralisation während der späten Eburnischen Orogenese vor ungefähr 1700 Ma fand eine langanhaltende Phase der Denudation unter der Ausbildung einer eingeebneten Rumpffläche statt (Abb. 6.49A). Dadurch gerieten die goldführenden Bereiche in die Oxidationszone über dem Grundwasserspiegel und somit unter den Einfluss supergener Verwitterung. Verwachsungen von Pisoiden und Gold in den residualen Sedimente lassen auf eine chemische Ausfällung des Goldes in einer lateritischen Umgebung schließen. Die sekundäre Goldkornbildung fand somit während einer Einebnungsphase unter einem humid-tropischen Klima statt.

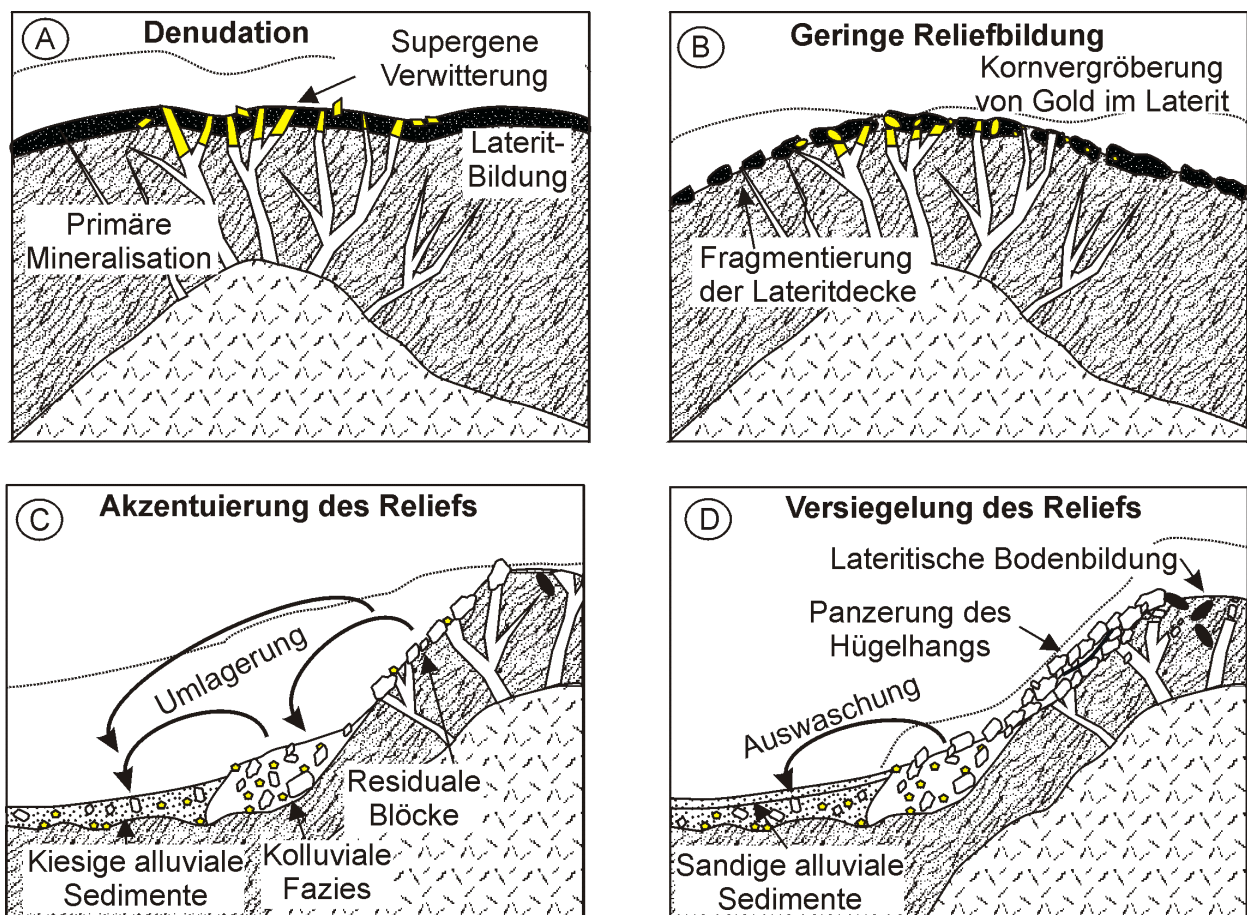


Abb. 6.49: Modell für die Ausbildung des sedimentären Goldvorkommens von „Belle Ville“. A: Denudation der Geländeoberfläche während lateritischer Verwitterung und supergene Verwitterung(?) B: Entwicklung eines geringen Reliefs und Fragmentierung der lateritischen Kruste. C: Akzentuierung des Reliefs, Ausbildung von grobklastischen Sedimenten. D: Versiegelung des Reliefs, abnehmende Korngröße der Sedimente. Legende siehe Abb. 6.46. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Während der allmählichen Tieferlegung der Geländeoberfläche bildeten sich im Bereich verstärkten Auftretens von Quarzgängen ein residualer Hügel aus (Abb. 6.49B). Der Hügel war von nach Westen und Osten gerichteten Spülmulden umgeben. Geschrunppte Eisenpisoiden in Gold-Eisenoxihydrat-Verwachsungen lassen auf eine Dehydration der sekundären Eisenanreicherungen während einer Eisenkrustenbildung unter einem arider werdenden Klima schließen. An den Hügelhängen führte die chemische Verwitterung und, bei zunehmender Versteilung des Reliefs verstärkt, die Auswaschung von



feinkörnigen Anteilen zur residualen Anreicherung grober Quarzgangfragmente (Abb. 6.49C). Die lateritische Bodenbildung schützte den Hügeltop vor physikalischen Abtragungsvorgängen. Die lateritische Kruste wurde aber fragmentiert und gelöst. Rutschungen an dem steilen Hügelhang führten zur Ausbildung kolluvialer Sedimente am Hangfuß. Durch Umlagerung von schlammigen, sandigen und kiesigen Komponenten aus dem Hügelhang und Hügelfuß während Starkregenereignissen bildeten sich geringmächtige, nicht kanalisierte Schichtflutsedimente in den Spülmulden aus.

Das Gold wurde aus den Gangquarzen befreit. Das seltene Auftreten von Gold-Quarz-Verwachsungen in den kolluvialen Sedimenten proximal des Residualhügels legt den Schluss nahe, dass sich die meisten Goldkörner bereits während der Denudation von ihrem Muttergestein lösten. Dies geschah durch supergene Lösung und Wiederausfällung des Goldes oder durch Lösung des Quarzes. Durch die Transportbeanspruchung auf dem Weg von dem Hügelhang bis zu den Spülmulden erhielt das Gold seine gut gerundete Form, mit der es heute in den sandigen Kiesen zu finden ist.

Die Reliefentwicklung von der eingeebneten Rumpffläche zu ihrer Zerschneidung vollzog sich während eines trockeneren Klimas, beziehungsweise eines Klimas mit stärkeren saisonalen Kontrasten. Unter diesen Klimabedingungen herrschte eine savannenähnliche Vegetation mit wenigen Bäumen vor (Thomas, 1994). Starkregenereignisse erodierten große Sedimentmassen an den ungeschützten Hängen, die als Schichtflutsedimente in den umgebenden Spültälern abgelagert wurden.

Die Entwicklung der sandigen Schicht, die mit meist scharfem Kontakt über der kiesigen Schicht liegt und nur untergeordnet Gold führt, lässt verschiedene Interpretationen der Abtragungsvorgänge zu. Die Abnahme der Korngröße, beziehungsweise das Fehlen der kiesigen Komponenten, lässt sich auf die zunehmende Panzerung des Hügelhangs durch Blöcke während eines gleichbleibenden, ariden Klimas zurückführen (Abb. 6.49D). Damit standen nur noch schlammige und sandige Abtragungsprodukte zur Verfügung. Die Versiegelung des Reliefs kann aber auch durch die Wiederkehr des humid-tropischen Klimas mit Regenwaldvegetation erfolgt sein. Der nun wieder dichtere Baumbestand schützte die Hügelhänge vor der Ausspülung größerer Komponenten. Dieses klimabezogene Szenario stellt somit eine Art „weiche Panzerung“ des Reliefs durch Vegetation dar, das weitgehend dieselben Auswirkungen auf die Sedimentation besitzt wie die „harte Panzerung“ durch Gangquarzblöcke. Die relative Abnahme instabiler Schwerminerale von der kiesigen zur sandigen Schicht spricht für den Rückgang der verwitterungslimitierten Erosion. Dies ist ein Indiz für eine klimatische Entwicklung zu humideren Verhältnissen hin.

Nach der Ablagerung der sandigen Einheit versiegte der grobkörnige Sedimenteintrag in die Mulden. Es bildete sich eine gleichmäßige Humusschicht aus. Das feinkörnige Material des Humus kann aus den unterlagernden Sedimenten stammen oder wurde eingeschwemmt. Die Abfolge von kiesigen Sedimenten, über sandige Ablagerungen, zu einer feinen, humosen Bedeckung zeigt eine Reduzierung der Korngrößen im Sedimentangebot und damit eine zunehmende Versiegelung des Reliefs. Durch die anschließende Podsolisierung der Schichtflutsedimente in den Spülmulden zeigt sich nun deutlich eine Rückkehr zu humid-tropischen Bedingungen nach der Ablagerung (Thomas, 1994).

#### 6.4 Korrelation der goldführenden Sedimente mit den Ablagerungen des „Côte d'Ivoire“-Beckens

In den goldführenden Sedimenten von „Belle Ville“ treten keine Fossilien auf, die eine stratigraphische Einordnung ermöglichen. Über die relative stratigraphische Einteilung und die gemeinsame Klimageschichte der goldführenden Sedimente von „Belle Ville“ und der Sedimente des „Côte d'Ivoire“-Beckens kann die Korrelation von Einebnungs- und Zertalungsphasen Aufschluss geben.

Die paläogene, bauxitische Rumpffläche („Cuirasse Bauxitique“ cf. Grandin & Delvigne, 1969; Surface S2 cf. Verheye & Pomel, 1984) ist im Inland auf Höhen zwischen 400 und 500 m ü. M. anzutreffen. In der Binnenebene besitzt sie Höhen von mindestens 180 m ü. M. Diese Einebnungsfläche, die im sedimentären Becken die Basis der neogenen Sedimente bildet (vgl. Kap. 5.5.2), tritt auf dem küstennahen Basement selten auf. Da die Höhenlagen in der Region nördlich von Grand-Lahou kaum Höhen von 100 m ü. M. erreichen (Abb. 6.3), ist das Vorkommen der paläogenen Rumpffläche in diesem Bereich wenig wahrscheinlich. Sie kann daher nicht als Korrelationsfläche dienen.

Eine besser erhaltene Fläche, die als Korrelationshorizont zwischen den nahe gelegenen, aber faziell und altersmäßig unterschiedlichen sedimentären Milieus dienen kann, ist die Rumpffläche „Cuirasse Ferrugineuse“ (Eisenreiche Kruste). Sie bildete sich während des Neogens durch einen klimatischen Wechsel von humid-tropisch zu trockenerem oder saisonal kontrastreicherem Klima aus (Grandin & Hayward, 1975; Thomas, 1994; Valetton, 1999). Diese Rumpffläche ist auf dem paläoproterozoischen Basement die tiefste Flächenbildung (Abb. 6.50). Die Fläche ist durch eine pisoidreiche, lateritische Bodenbildung gekennzeichnet. Sie erreicht im Landesinneren Höhen von 300 m ü. M. und ist dort als verhärtete Eisenkruste ausgebildet (Grandin & Delvigne, 1969). Die Rumpffläche fällt nach Süden hin ab und erreicht ungefähr 20 km nördlich der Küste die 100 m Höhenlinie (Surface S3, Verheye & Pomel, 1984). Vermutlich stellen die Spülscheiden im Bereich der Binnenebene Relikte dieser neogenen

Rumpffläche dar. In der sedimentären Abfolge des randlichen Beckens findet die neogene Rumpffläche ihre Verlängerung in dem pisolithischen Horizont, der die obere Einheit des „Continental Terminal“ von der unteren Einheit trennt (vgl. Kap. 5.5).

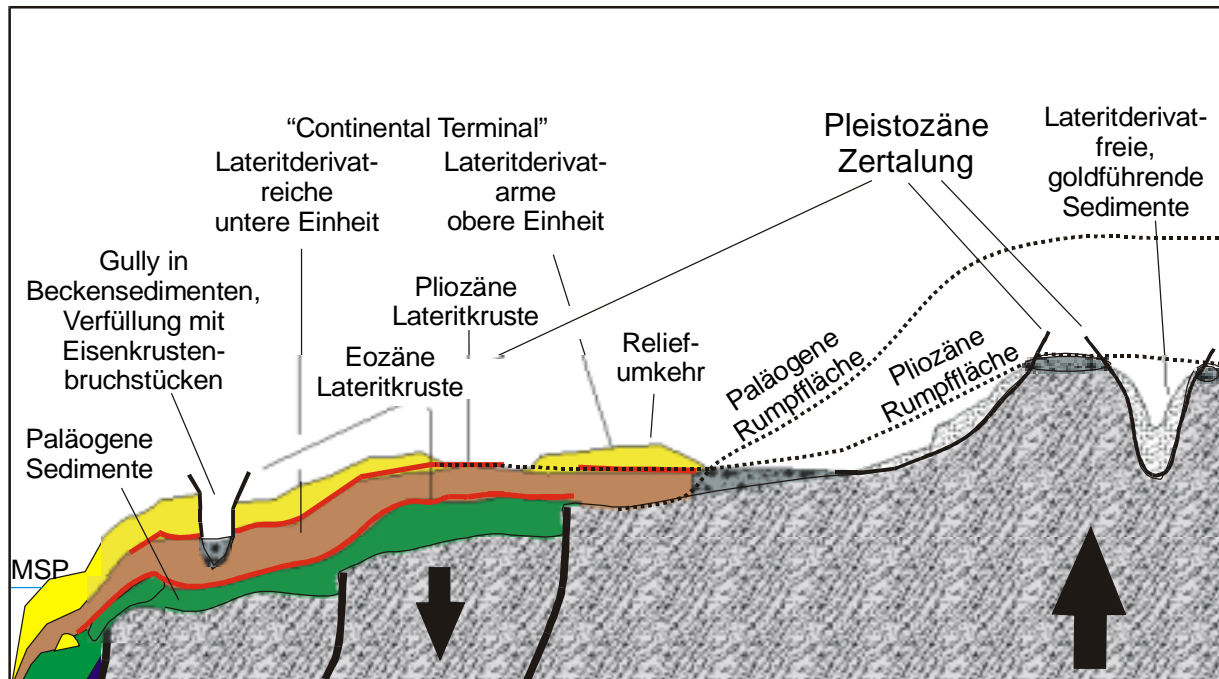


Abb. 6.50: Korrelation von Phasen der Flächenbildung und Zertalung in den Sedimenten des „Côte d'Ivoire“-Beckens und in den paläoproterozoischen Gesteinen des Hinterlands. Weitere Erläuterungen siehe Text. Vergleiche auch Abb. 5.12.

Die goldführenden Sedimente sind somit, ebenso wie die obere Einheit der neogenen Sedimente des Beckens, jünger als die Rumpffläche, die sich während des späten Miozäns bis frühen Pliozäns bildete. Unter den ivoirischen Geologen werden die hellen, grobklastischen Sedimente, die über alteriertem Basement im Inland anstehen, dem Quartär zugeteilt (mündl. Mitt. Diby, 1999). Auch für die jüngsten Anteile der oberen Einheit wird, aufgrund des Fundes prähistorischer Steinwerkzeuge eine zeitliche Erstreckung bis in das Pleistozän angenommen (Paradis, 1980). Die Sedimente von „Belle Ville“ führen jedoch eine „frischere“ Schwermineralvergesellschaftung im Vergleich zu den jüngsten Sedimenten des „Continental Terminal“ (vgl. Kap. 4.2.4 und 4.2.5). Dies zeigt sich im Auftreten von Epidot und Amphibol, die relativ instabile Schwerminerale sind (vgl. Kap. 4.3.2). In der Schwermineralführung der oberen Einheit ist Epidot mit durchschnittlich 2,8% vertreten. In den goldführenden Sedimenten liegt der Anteil von Epidot bei 6,7%. Die noch instabileren Amphibole sind in keiner Probe der oberen Einheit zu finden. Dagegen sind sie in den goldführenden Sedimenten mit durchschnittlich 9,0% vertreten. Dies könnte bedeuten, dass die goldführenden Sedimente der Binnenebene nördlich von Grand-Lahou während eines arideren Klimas mit verwitterungslimitierter Erosion abgelagert wurden. Die Sedimente der oberen Einheit im Becken überlagern eine Eisenkruste, die mit ihren Austrocknungsrissen ebenfalls ein arideres Klima widerspiegelt. Da in diesen Sedimenten keine instabilen Schwerminerale überliefert sind, sollte der Zeitpunkt der Sedimentation weiter zurückliegen als die Ablagerung der goldführenden Sedimente. Eventuell lag zwischen den Sedimentationszeiträumen der beiden Einheiten eine Phase von humitropischer Verwitterung, während der die instabilen Schwerminerale der oberen Einheit des „Continental Terminal“ zerstört wurden. Allerdings beeinflussen noch mehrere Faktoren (Zusammensetzung des erodierten Material, Transportweiten, unterschiedliche postsedimentäre Verwitterungslösung) die Zusammensetzung der Schwermineralführung, so dass eine relative Alterseinstufung aufgrund von instabilen Schwermineralen besonders bei faziell unterschiedlichen Sedimenten problematisch ist. Anzeichen für eine Zertalung der neogenen Rumpffläche, wie sie sich in der Morphologie bei „Belle Ville“ ausdrückt und auch von anderen Autoren beschrieben wird (vgl. Kap. 2.3.2), finden sich direkt in dem pisolithischen Horizont der Beckensedimente nicht. Im Bereich südlich von Grand-Lahou zeigt sich eine intensive „Gully“-Bildung, bei der die obere Einheit zusammen mit dem pisolithischen Horizont eingeschnitten ist. Die Ablagerungen in den Gullies besteht überwiegend aus Bruchstücken der lateritischen Kruste. Die Bildung der Gullies wird mit einem arideren Klima während interpluvialer Phasen im Pleistozän in Verbindung gebracht (Thomas, 1994; Anhuf & Wohlfarth-Bottermann 1994).

Vermutlich fand die Zertalung der neogenen Sedimente des Beckenrands zeitgleich mit der

Akzentuierung des Reliefs und der Ablagerung der goldführenden Sedimente im wenigen Kilometern entfernten „Belle Ville“ statt. Ein eustatischer Meeresspiegeltiefstand während einer pleistozänen, glazialen Phase in der nördlichen Hemisphäre, in Verbindung mit einem ariden Klima, vergleichbar mit dem der heutigen Sahelzone, führte während dieses „epeirokratischen“ Regimes zu einer verstärkten mechanischen Erosion. Ein darauf folgendes humid-tropisches Klima, das bis heute andauert, hatte wieder ein „thalassokratisches“ Regime zur Folge. Die nun wieder vorherrschende chemische Verwitterung führte sowohl zur Einstellung der grobklastischen Sedimentation im Bereich „Belle Ville“ als auch zur Beendigung der einschneidenden Erosion in die neogenen Sedimente des Beckens.

## 7. Danksagung

Auf Anregung von Frau PD Dr. H. Krawinkel entstand am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart die vorliegende Dissertation. Frau PD Dr. H. Krawinkel danke ich herzlich für ihre geduldige Betreuung, ihre menschliche und fachliche Unterstützung sowie die Begleitung bei der Geländearbeit. Herrn Prof. Dr. H. Seyfried gebührt mein besonderer Dank für die Übernahme des Korreferates und für seine stete Hilfsbereitschaft bei fachlichen Fragen.

Das Land Baden-Württemberg gewährte mir im Rahmen des Landesgraduierten-förderungsgesetzes dankenswerterweise Mittel für mein Forschungsvorhaben. Der Deutsche Akademische Austauschdienst (DAAD), das Stuttgarter Studentenwerk e.V. und die Freunde der Universität Stuttgart e.V. ermöglichten die Forschungsaufenthalte in Elfenbeinküste. Für die Unterstützung bin ich Herrn Prof. Dr. U. Heisel, Frau Harrer und Herrn Groscurth mit Dank verbunden.

Herrn Prof. J. Camil, Société pour le Développement Minier de la Côte d'Ivoire (SODEMI), Herrn Prof. K.R. Aka, Leiter des geowissenschaftlichen Institutes der Universität Abidjan, Herrn Dr. I. Diaby, Direction de la Géologie, Herrn Dr. M. N'Da, Société Nationale d'Opérations Pétrolières (PETROCI) und Herrn Diby, Ministère des Mines, bin ich für zahlreiche fachliche Diskussionen und Tipps für die Durchführung der Geländearbeiten während meines Aufenthaltes in Elfenbeinküste zu großem Dank verpflichtet. Herrn Dr. G. Lüdtke, Herrn Dr. S. Paulsen und Herrn Dr. W. Hirdes von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) danke ich für ihr Interesse und zahlreiche Anregungen.

Für die Betreuung am Rasterelektronenmikroskop bin ich Herrn Dr. A. Fels zu großem Dank verpflichtet. Bei Herrn Dr. T. Theye bedanke ich mich für die Einführung an der Mikrosonde am Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart. Herrn Dr. H. Löser und Herrn Dr. W. Werner danke ich für die Bestimmung der Fossilien. Für die Datierung meiner Staurolithkörner bin ich Herrn Prof. Dr. R. Frei mit Dank verbunden. Bei Herrn Dr. J. Walther und Frau D. Buqezi (Mineralogisches Institut, Universität Karlsruhe) bedanke ich mich herzlich für die Einführung in die Fluideinschlussanalyse und für ihre Hilfsbereitschaft bei der Interpretation der Daten. Bei Herrn Prof. Dr. W.D. Blümel, Herrn Dr. J. Eberle und Herrn Stettler bedanke ich mich für die großzügige Bereitstellung des Labors im Geographischen Institut der Universität Stuttgart für die Aufbereitung der Schwerminerale. Herrn Opielka vom Max Planck Institut, Herrn Wilhelm, Herrn Weingand und Herrn Wimmer danke ich für die zeitaufwendige Herstellung von mikroskopischen Präparaten.

Bei allen Mitarbeitern des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart möchte ich mich für die Unterstützung und Hilfsbereitschaft bedanken. Herrn J.-M. Bergaentzlié, Koné Mamadou und vielen anderen, namentlich ungenannten Menschen, die zu dem erfolgreichen Gelingen meines Geländeaufenthaltes in Elfenbeinküste beitrugen, möchte ich auf diesem Weg meinen herzlichen Dank aussprechen.

Meinen Eltern danke ich für ihre stetige Unterstützung. Ganz besonderer Dank gebührt meiner Freundin U. Schwendenmann für die Durchsicht des Manuskripts und vieles mehr.

## 8. Literaturverzeichnis

- ABOUCAMI, W. BOHER, M. MICHARD, A. & ALBAREDE, F. (1990): A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion.- *J. Geophys. Res.*, **95** (B11): 17605-17629.
- Adjimah, C.L. (1988): Petrologische Untersuchungen zur Genese der Goldlagerstätte Prestea (Ghana).- 274 S., Dissertation; Techn. Univ. Berlin.
- AFFATON, P., KRÖNER, A. & SEDDOH, K.F. (2000): Pan-African granulite formation in the Kabye Massif of northern Togo (West Africa): Pb-Pb zircon ages.- *International J. Earth Sci.*, **88**: 778-790.
- AHLERS, I. (1973): Elfenbeinküste.- *Ländermonographien*: 120 S.; Bonn (Deutsche Afrika-Gesellschaft e.V).
- ALEVA, G.J. (1979): Bauxitic and other duricrusts in Suriname: a review.- *Geologie en Mijnbouw*, **58** (3): 321-336.
- ANHUF, D. & WOHLFARTH-BOTTERMANN, M. (1994): Zeitlicher Vegetations- und Klimawandel in der Côte d'Ivoire.- *Erdwissenschaftliche Forschungen*, **30**: 480 S.
- ANTHONY, E.J. (1991): Beach-ridge plain development: Sherbro Island, Sierra Leone.- *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. **81**: 85-98.
- ARENS, G., DELTEIL, J.R., VALÉRY, P., DAMOTTE, B., MONTADERT, L. & PATRIAT, P. (1971): The continental margin off the Ivory Coast and Ghana.- *Inst. Geol. Sci. London, Rep.* **70**: 61-78.
- ASHWORTH, J.R. (1975): Staurolite at Anomalously High Grade.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **53**: 281-291.
- ATTEWELL, R., LAING, J. & UNDERWOOD, J. (1979): PETROCI Grand-Lahou No. 1 Well.- *Robertson Research* (unveröffentlicht), 21 S.
- AVERILL, S.A. & ZIMMERMAN, J.R. (1986): The Riddle resolved: the discovery of the Partridge gold zone using sonic drilling in glacial overburden at Waddy Lake, Saskatchewan.- *Can. Geol. Jour. CIM*, **1**: 14-20.
- BACCHIANA, C. (1981): L'étude de la région Abidjan, Anyama, Alepe, Bassam.- *Ministère des Mines, Direction des Hydrocarbures*, (unveröffentlicht), 110 p.
- BACCHIANA, C., BRANKART, R.Y., KLASZ, I. DE, LEGOUX, O. & PARADIS, G. (1982): Présence de Miocène inférieur dans le „Continental terminal“ de la basse Côte d'Ivoire.- *Rev. de Micropaléont.*, **25**: 145-149.
- BAGARRE, E. & TAGINI, B. (1965): Carte géologique de la Côte d'Ivoire, 1:1000000.- *Direction des mines et de la Géologie*; Abidjan.
- BAKER, W.E. (1978): The Role of Humic Acid in the Transport of Gold.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**: 645-649.
- BÁLDI-BEKE, M., KLASZ, S. DE, KLASZ, I. DE, TASTET, J.P. & TISSOT, C. (1987): Nouvelle découverte de Miocène Supérieur à Abidjan, Côte d'Ivoire.- *J. Afr. Earth Sci.*, **6** (5): 617-631.
- BARD, J.-P. & LEMOINE, S. (1976): Phases tectoniques superposees dans les metasediments precambriens du domaine cotier occidental de la Côte d'Ivoire.- *Prec. Res.*, **3**: 209-229.
- BARDOSSY, G. & ALEVA, G.J. (1990): Lateritic Bauxites.- *Developments in Economic Geology*, **27**: 624 S.
- BARTA-CALMUS, S. (1969a): Études paleontologiques et géologiques sur les Falaises de Fresco (Côte d'Ivoire). 5. Madréporaires -- *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, **41** (3): 817-832; Paris.
- BARTA-CALMUS, S. (1969b): Faunule de Madréporaires des falaises d'Eboco (Côte d'Ivoire) - *Bull. Soc. géol. France*, **11**: 439-442.
- BASILE, C., BRUN, J.-P. & MASCLE, J. (1992): Structure et formation de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana: rapports de la sismique réflexion et de la modélisation analogique.- *Bull. Soc. géol. France*, **163** (3): 207-216.
- BASSOT, J.P. & TRAORÉ, H. (1980): Le gisement d'or de Kalana (République du Mali).- *Chron. Rech. Min. Fr.*, **457**: 5-18.
- BATEMAN, R.M. & CATT, J.A. (1985): Modification of heavy mineral assemblages in English coversands by acid pedochemical weathering.- *Catena*, **12**: 1-21.
- BAYER, U. (1989): Stratigraphic and environmental patterns of ironstone deposits.- In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): *Phanerozoic Ironstones*: *Geol. Soc. Spec. Publ.*; **46**: 105-117; London.
- BEHR, H.-J., AHRENDT, H., MARTIN, H., PORADA, H., ROHRS, J. & WEBER, K. (1983): Sedimentology and mineralogy of Upper Proterozoic playa-lake deposits in the Damara Orogen.- In: H. Martin & F.W. Eder (Eds.): *Intracontinental fold belts*, 577-610; Berlin (Springer).
- BENKHELIL, J., MASCLE, J. & HUGUEN, C. (1998): Deformation patterns and tectonic regimes of the Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin as deduced from LEG 159 results.- In: J. Mascle, G.P. Lohmann & M. Moullade (Eds.): *Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, Eastern Equatorial Atlantic*: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **159**: 13-23.
- BERTON, Y. (1961): Les formations sédimentaires du Continental terminal de Côte d'Ivoire.- *Dir. Géol. et Prosp. Min., Rép. de Côte d'Ivoire*, 44 S.
- BESSELES, B. (1977): Géologie de l'Afrique. Vol.1: Le craton Ouest Africain. *Bur. Rech. Géol. Min., Mem.* **88**: 402 S.



- BHATTACHARYYA, D.P. (1989): Concentrated and lean oolites: examples from the Nubia Formation at Aswan, Egypt, and significance of the oolite types in ironstone genesis.- In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): Phanerozoic ironstones.- Geol. Soc. Spec. Publ.: **46**: 93-109.
- BLACK, R. (1980): Precambrian of West Afrika. - Episodes, **4**: 3-8.
- BLAREZ, E. & MASCLE, J. (1986): Les marges continentales transformantes ouest-africaines. Guinée - Sierra Leone - Côte d'Ivoire - Ghana. Campagne EQUAMARGE.- Campagnes Océanographique Françaises, **3**: 267 S.
- BLENKINSOP, T.G., SCHMIDT-MUMM, A., KUMI, R. & SANGMOR, S. (1994): Structural geology of the Ashanti Gold mine, Obuasi, Ghana.- Geol. Jb., **100** (Reihe D): 131-153.
- BLUCK, B.R. (1967): Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales.- Jour. Petr., **37**: 128-156.
- BOENIGK, W. (1973): Schwermineralanalyse.- 158 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- BOHER, M., ABOUCHAMI, W., MICHARD, A.F. & ARNDT, N.T. (1992): Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga.- J. Geophys. Res., **97** (B1): 345-369.
- BORREMANS, R. (1986): Le grand dictionnaire encyclopédique de la Côte d'Ivoire.- Band 1: 287 S.; Abidjan (Nouvelles Éd. Africaines)
- BOUDOURESQUE, L., DUBOIS, D., LANG, J. & TRICHET, J. (1982): Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des lullemeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest).- Bull. Soc. géol. France, **7** (4):685-695.
- BOULANGÉ, B. & MILLOT, G. (1988): La distribution des bauxites sur le craton ouest-african.- Sci. Géol. Bull., **41**: 113-123, Strasbourg.
- BOWLES, J.F. (1988): Mechanical and Chemical Modification of Alluvial Gold.- AUSIMMM Bull. Proc., **293** (3): 9-11.
- BOYLE, R.W. (1979): The Geochemistry of Gold and its Deposits.- Bull. Geol. Surv. Can., **280**: 584 S.
- BRANKART, R.Y. (1977): Note sur le bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire. Direction des Hydrocarbures, 21 S.; Abidjan.
- BRANKART, R.Y. (1981): Phases régressives du Pliocène marin de Côte d'Ivoire. (Caractérisation par l'observation des associations de Foraminifères: contribution à la définition du Continental terminal).- Soc. Géol. Côte d'Ivoire, Premières Journées des Sciences de la Terre, 1981, 4 p., Abidjan.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 6. Aufl.- 319 S.; Berlin (Springer).
- BUDD, A.F., BOSELLINI, F. & STEMANN, T.A. (1996). Systematics of the Oligocene to Miocene reef coral *Tarbellastraea* in the northern Mediterranean.- Palaeontology, **39** (3): 515-560.
- BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie, 2. Aufl.- 304 S.; Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- BURKE, K. (1996): The African Plate.- S. Afr. J. Geol., **99** (4): 341-409.
- BUSCHE, D. (1983): Silcrete in der zentralen Sahara (Murzuk-Becken, Djado-Plateau und Kaouar, Süd-Lybien und Nord-Niger).- Z. Geomorph. N.F. **48**: 35-49.
- BUTT, C.R.M. & ZEEGERS, H. (1992): Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. Handbook of exploration geochemistry, **4**: 593 S.; Amsterdam (Elsevier).
- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & LEDENT, D. (1984): The geochronology and evolution of Africa.- 512 S.; London (Oxford University Press).
- CAPRONA, G.C. (1992): The continental margin of western Côte d'Ivoire: structural Framework inherited from intra-continental shearing.-Geologiska Institutionen, **A 69**: 150 S., Dissertation; Univ. Göteborg.
- CARTER, A.H. (1991): Fluid rock interaction and gold deposition within a late Archean Shear Zone, Dalny Mine, Zimbabwe.- In: Ladeira (Ed.): Brazil Gold '91: 263-268.
- CASANOVA, R. (1968): Etude de faciès du Continental terminal dans les carrières de Bingerville, Côte d'Ivoire.- Ann. Univ. Abidjan, **6** (Reihe C): 17-22.
- CASANOVA, R., SIMON, B. & TURCO, G. (1972): A repeated twin in natural diamond from Tortiya, Ivory Coast.- Am. Min., **57**: 1871-1873.
- CHALONER, W.G. & CREBER, G.T. (1988): Fossil plants as indicators of late Palaeozoic plate position. In: M.G. Audley-Charles & A. Hallam (Eds.): Gondwana and Thetys.: 201-210; Oxford (University Press).
- CHARPY, N & NAHON, D. (1978): Contribution à la lithostratigraphie et chronostratigraphie Tertiaire du bassin de Côte d'Ivoire.- Fac. Abidjan, Dépt. Sci. de la Terre, Sér. Documentation, **18**: 34 p.; Abidjan.
- CHAUVEL, J.J. & GUERRAK, S. (1989): Oolitization processes in Palaeozoic ironstones of France, Algeria and Libya.- In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): Phanerozoic ironstones.- Geol. Soc. Spec. Publ., **46**: 165-174.
- CLARKE, D.B., REARDON, N.C. & GREGOIRE, D.C: (1989): Tourmaline Composition as a Guide to Mineral Exploration: A Reconnaissance Study from Nova Scotia using Discriminant Function Analysis.- Econ. Geol., **84**: 1921-1935.
- CLIFFORD, A.C. (1986): African Oil - Past, Present, and Future.- AAPG Memoir, **40**: 339-372.
- COLLINSON, J.D. (1986): Alluvial Sediments.- In: H.G. Reading (Ed.): Sedimentary environments and facies, 2. Aufl.: 20-62; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- CONDIE, K.C. (1998): Plate tectonics and crustal evolution, 4. Aufl.- 282 S.; Oxford (Pergamon).

- COOK, N.J. & CHRYSOULIS, S.L. (1990): Concentrations of Invisible Gold in the common Sulfides.- *Can. Mineral.*, **A 6**: 204-206.
- CRANE, P.R. (1987): Vegetational consequences of angiosperm diversification.- In: E.M. Friis, W.G. Chaloner & P.R. Crane (Eds.) *The Origin of Angiosperms and their Biological Consequences.*: 107-144; Cambridge (Cambridge University Press).
- CROWLEY, T.J. & NORTH, G.R. (1991): *Paleoclimatology.* Oxford Monographs on geology and geophysics, **16**: 339 S.
- CZAMANSKE, G.K., DESBOROUGH, G.A. & GOFF, F.E. (1973): Annealing history limits for inhomogenous, native gold grains as determined from Au-Ag diffusion rates.- *Econ. Geol.*, **68**: 1275-1288.
- DAVIS, D.W., HIRDES, W. SCHALTEGGER, U. & NUNOO, E.A. (1994): U-Pb constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa.- *Prec. Res.*, **67**: 89-107.
- DAVIS, R.A. (1985): Beach and Nearshore Zone.- In: R.A. Davis (Ed.): *Coastal sedimentary environments*, 2.Aufl.: 379-444; Berlin (Springer).
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): *An Introduction to the Rock-forming Minerals*, 2. Aufl.- 695 S.; Essex (Longman).
- DELOR, C., DIABY, I., SIMEON, Y, YAO, B., AKRE, D., OKOU, A., KONATE, S., TASTET, J.-P., VIDAL, M., TRAORE, I., DOMMANGET, A., CAUTRU, J., KONAN, G. & CHIRON, J. (1995): Notice explicative de la carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Grand-Lahou.- *Memoire de la Direction des Mines et de la Géologie de Côte d'Ivoire*, **5**: 30 S.; Abidjan.
- DELOR, C., DIABY, I., TASTET, J.-P., YAO, B., SIMEON, Y, VIDAL, M., DOMMANGET, A. (1992a): Notice explicative de la carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Abidjan.- *Memoire de la Direction des Mines et de la Géologie de Côte d'Ivoire*, **3**: 26 S.; Abidjan.
- DELOR, C., DIABY, I., YAO, B. (1992b): Notice explicative de la carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Grand-Bassam.- *Memoire de la Direction des Mines et de la Géologie de Côte d'Ivoire*, **4**: 30 S.; Abidjan.
- DESBOROUGH, G.A. (1970): Silver Depletion indicated by Microanalysis of Gold from Placer Occurrences, Western United States.- *Econ. Geol.*, **65**: 304-311.
- DESBOROUGH, G.A., HEIDEL, R.H., RAYMOND, W.H. & FRIPP, J. (1971): Primary distribution of silver and copper in native gold from six deposits in the Western United States.- *Mineralium Deposita*, **6**: 937-944.
- DICKINSON, W.R. (1973): Plate tectonics and sandstone composition.- *Bull. AAPG*, **63**: 2164-2182.
- DIETZ, R.S. & KNEBEL, H.J. (1971): Trou sans Fond submarine canyon: Ivory Coast, Africa.- *Deep Sea Research*, **18**: 441-447.
- DIETZ, V. (1973): Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals.- *Contrib. Sediment.*, **1**: 103-120.
- DOMMANGET, A., DIALLO, M. & GUILLOUX, L. (1985): Un nouveaux type de gisement d'or: Loulo (Mali).- *Chron. Rech. Min. Fr.*, **481**: 5-18.
- DORTHE, J-P. (1964): Reconnaissance rapide des faluns de Côte d'Ivoire. Leur intérêt économique.- *Rapp. SODEMI*, **83**: 26 S.; Abidjan.
- DOS ANJOS, L.H., FRANZMEIER, D.P. & SCHULZE, D.G. (1995): Formation of soils with plintite on a toposequence in Maranhão State, Brazil.- *Geoderma*, **64**: 257-279.
- DOUGLAS, I. & SPENCER, T. (1985): Present-day processes as a key to the effects of environmental change.- In: I. Douglas & T. Spencer (Eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*: 37-73; London (Allen & Unwin).
- DREESEN, R. (1989): Oolitic ironstones as event-stratigraphical marker beds within the upper Devonian of the Ardenno-Rhenish Massif.- In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): *Phanerozoic ironstones.*- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **46**: 65-78.
- DRYDEN, A.L. & DRYDEN C. (1946): Comparative rates of weathering of some common heavy minerals.- *J. Sediment. Petrol.*, **19**: 91-96.
- EMERY, K.O., UCHUPI, E., PHILLIPS, J., BOWIN, C. & MASCLE, J. (1975): Continental Margin Off Western Africa: Angola to Sierra Leone.- *Bull. AAPG*, **59** (12): 2209-2265.
- ERHART, H. (1955): Biostasie et rhexistasie: esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogenèse en tant que phénomène géologique.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, **241**: 1218-1220.
- FABRE, R. & MOREL, B. (1993) Stratigraphie des unités birrimiennes dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest).- *Bull. Soc. géol. France*, **4**: 609-621.
- FEYBESSE, J.L., MILÉSI, J.P., JOHAN, V., DOMMANGET, A., CALVEZ, J.Y., BOHER, M. & ABOUCHAMI, A. (1989): La limite Archéen/Proterozoïque inférieure d'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeure à l'accident de Sassandra; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire).- *C. R. Acad. Sci. Paris*, **309** (II): 1847-1853.
- FISHER, J.R. (1976): The volumetric properties of H<sub>2</sub>O- a graphical portrayal.- *J. Research U.S. Geol. Survey*, **4**: 189-193.

- FISHER, N.H. (1945): The finess of Gold, with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea.- *Econ. Geol.*, **40**: 449-495.
- FOCKENBERG, T. (1998): An experimental investigation on the P-T stability of Mg-staurolite in the system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**: 187-198.
- FORCE, E.R. (1980): The provenance of rutile.- *J. Sediment. Petrol.*, **50** (2):485-488.
- FOSTER, R.P. (1993): *Gold Metallogeny and exploration*.- 432 S., London (Chapman & Hall).
- FRAKES, L.A. (1979): *Climates Throughout Geological Time*.- 310 S.; Amsterdam (Elsevier).
- Frakes, L.A., Francis, J.E. & Syktus, J.I. (1992): *Climate Modes of the Phanerozoic*.- 274 S.; Cambridge (University Press).
- FRANSOLET, A.M. (1978): Donnees nouvelles sur ottrelite d'Ottre, Belgique.- *Bulletin Mineralogique*, **101**: 548-557.
- FREI, R. & KAMBER, B.S. (1995): Single mineral Pb-Pb dating.- *Earth Planet. Sc. Lett.*, **129**: 261-268.
- FREI, R., BIINO, G.G. & PROSPERT, D. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite.- *Geology*; **23** (12): 1095-1098.
- FREISE, F.W. (1931): Untersuchungen von Mineralien auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung im Wasser.- *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **41**: 1-7.
- FREYSSINET, P., LAWRENCE, L.M. & BUTT, C.R.M. (1991): Geochemistry and morphology of gold in savanna and semiarid climates.- *Chem. Geol.*, **84** (1): 61-63.
- FREYSSINET, P., ZEEGERS, H. & TARDY, Y. (1989): Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of southern Mali.- *J. Geochem. Explor.*, **32**: 17-31.
- FRIEDRICH, G., MARKER, A. & KANIG, M. (1992): Heavy mineral surveys in exploration of lateritic terrain.- In: C.R.M. Butt & H. Zeegers (Eds.): *Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. Handbook of exploration geochemistry*, **4**: 483-498; Amsterdam (Elsevier).
- FRIIS, H., NIELSEN, O.B., FRIIS, E.M. & BALME, B.E. (1980): Sedimentological and palaeontological investigations of a Miocene sequence at Lavsberg, central Jutland.- *Arbok Danmarks Geol. Undersøgelse*, 1979: 51-67.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1988): *Sediment-Petrologie II. Sedimente und Sedimentgesteine*.- 1141 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAV, D.K. (1983): *Terrigenous clastic depositional systems*, 423 S.; Berlin (Springer).
- GEHRING, A.U. (1989): The formation of goethitic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland. In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): *Phanerozoic ironstones*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **46**: 133-140, London.
- GERMANN, K., FISCHER, K. & SCHWARZ, T. (1990): Accumulation of lateritic weathering products (kaolins, bauxitic laterites, ironstones) in sedimentary basins in northern Sudan.- *Berliner geowiss. Abh.*, **120** (A): 109-148.
- GILCHRIST A.R. & SUMMERFIELD, M.A. (1990): Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards.- *Nature*, **346**: 739-742.
- GIUSTI, L. (1986): The Morphology, Mineralogy and Behavior of „Fine-Grained“ Gold from Placer Deposits of Alberta: Sampling and Implications for Mineral Exploration.- *Can. Jour. Earth Sci.*, **23**:1662-1672.
- GOLDBERY, R. (1982): Paleosols of the lower Jurassic Mishor and Ardon Formations („Laterite Derivative Facies“), Makhtesh Ramon, Israel.- *Sedimentology*, **29**: 669-690.
- GRANDIN, G. & DELVIGNE, J. (1969): Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sedimentaire de Tourmodi: jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, **269** (D): 1474-1477.
- GRANDIN, G. & HAYWARD, D.F. (1975): Aplanissement curiassés de la peninsula de Freetown.- *ORSTOM, Sér. Géol.*, **1**: 11-16.
- GRANDIN, G. & THIRY, M. (1983): Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. succession des types d'altération.- *ORSTOM Ser. Géol.*, **8** (1):3-18.
- GRANIER, C., LAJOINIE, J.P. & VITALI, C. (1963): Géochemie de l'or et du cuivre dans les formations latéritiques argileuses du Mont Floutouo (Ity, Côte d'Ivoire).- *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie*; **3** (tome 86): 252-258.
- GRANT, A.H, LAVIN, O.P. & NICOL, I. (1991): The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool.- *J. Geochem. Explor.*, **40**: 73-94.
- GREFFIÉ, C., BENEDITTI, M.F., PARRON, C. & AMOURIC, M. (1996): Gold and iron oxide associations under supergene conditions: An experimental approach.- *Geochim. Cosmochim. Acta*; **60** (9): 1531-1542.
- GRIMM, B. & FRIEDRICH, G. (1990): Weathering effects on supergene gold in soils of a semiarid environment, Gentio de Ouro, Brazil.- *Chem. Geol.*; **84** (1/4): 70-73.
- GRIMM, B. (1996): Laterite und ihre Goldmineralisation. Gentio do Ouro, Zentralbahia, Brasilien.- *Aachener Geowissenschaftliche Beiträge*, **6**: 333 S.

- GRIMM, W.D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany).- *Contributions to Sedimentology*, **1**: 103-125; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GROEN, J.C., CRAIG, J.R. & RIMSTID, J.D. (1990): Gold-rich Rim Formation on Electrum Grains in Placers.- *Can. Mineral.*, **28**: 207-228.
- GROVES, D.J., BARLEY, M.E., CASSIDY, K.C., HAGEMANN, S.G., HO, S.E., HROUSKY, J.M., MIKUCHI, E.J., MUELLER, A.G., MCNAUGHTON, N.J., BERRING, C.S. & RIDLEY, J.R. (1991): Archean lode-gold deposits: the products of crustal-scale hydrothermal systems. In: Laderia (Ed.): *Brazil Gold '91*: 299-306.
- GUEDE, Y. & TASTET, J.P. (1984): Premiers résultats de l'étude sur la stratigraphie et les industries du site paléolithique de la Bété (Basse Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest).- In: *Archéologie Africaine et Sciences de la nature appliquées à l'Archéologie*, 1. Symp. Internat., Boedeaux 1983, ACCT, CNRS, CRIAA Ed., 339-363.
- GUERIN-VILLEAUBREIL, G. (1955): Géologie du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire.- *Bur. Recher. Géol. Min., Dakar.*: 11 S.
- GUERRIN VILLEAUBREIL, G. (1962): Hydrogéologie en Côte d'Ivoire. *Mémoires du BRGM*, **20**: 43 S.
- HALLAM, A. (1985): A review of Mesozoic climates.- *J. Geol. Soc. London*, **142**: 433-445.
- HALLBAUER, D.K. & UTTER, T. (1977): Geochemical and Morphological Characteristics of Gold Particles from Recent River Deposits and the Fossil Placers of the Witwatersrand.- *Mineral. Deposita*, **12**: 775-793.
- HAQ, B.U., HERDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic.- *Science*, **235**: 1156-1167.
- HARDER, H. (1978): Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions.- *Clays and Clay Mineralogy*, **26**: 65-72.
- HAWTHORNE, F.R., UNGARETTI, L., OBERTI, R., CAUCIA, F. & CALLEGARI, A. (1993): The crystal chemistry of staurolite. III. Local order and chemical composition.- *Can. Mineral.*, **31**: 597-616.
- HAYWARD D.F. & OGUNTOYINBO, J.S. (1987): *Climatology of West Africa*, 271 S.; London (Hutchinson).
- HEASLIP, W.G. (1968): Cenozoic evolution of the alticostate venericards in Gulf and east coastal North America.- *Palaeontographica Americana*, **6** (39): 55-135.
- HENRY, D.J. & GUIDOTTI, C.V. (1985): Tourmaline as a Petrogenetic Indicator Mineral: An Example from the Staurolite-Grade Metapelites of NW Maine.- *Amer. Mineral.*, **70**: 1-15.
- HÉRAIL, G. (1984): Géomorphologie et gîtologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontgneux du Nord-Ouest de l'Espagne.- *Centre national de la recherche scientifique*, 456 S.; Toulouse.
- HIRDES, W. & NUNOO, E.A. (1994): The Proterozoic paleoplacers of the Tarkwa gold mine/SW Ghana: sedimentology, mineralogy, and precise age dating of the Main Reef and West Reef, and bearing of the investigation on source area aspects.- *Geol. Jb.*, **100** (Reihe D): 247-311.
- HIRDES, W., DAVIS, D.W., & EISENLOHR, B.N. (1992): Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating.- *Prec. Res.*, **56**: 89-96.
- HIRDES, W., DAVIS, D.W., LÜDTKE, G. & KONAN, G. (1996): Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the „Birimian controversy“.- *Prec. Res.*, **80**: 173-191.
- HOLDAWAY, M.J., DUTROW, B.L. & SHORE, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite.- *American Mineralogist*, **67**: 292-297.
- HOUSSOU, A. & LANG, J. (1987): Contribution à l'étude du Continental terminal dans le Bénin. *Sci. Géol., Bull.*, **31** (4): 137-149.
- HUBERT, J.F. (1962): A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with gross composition and texture of sandstones.- *J. Sediment. Petrol.*, **32**: 440-450.
- HÜLLER, S. & SCHICKL, M. (1998): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Eisenoolithen im Mitteljura Südwestdeutschlands.- 95 S., Diplomarbeit (unveröffentlicht); Universität Stuttgart.
- JEANS, C.V., REED, S.J. & XING, M. (1993): Heavy mineral stratigraphy in the UK Trias: Western Approaches, onshore England and the Central North Sea.- In: J.R. Parker (Ed.): *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4<sup>th</sup> Conference*, *Geol. Soc. London*, **1**: 609-624.
- JESSEN, O. (1943): Die Randschwellen der Kontinente.- *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft*, **241**: 1-205.
- JOHN, T., KLEMD, R., HIRDES, W. & LOH, G. (1998): The Metamorphic Evolution of the Paleoproterozoic (Birimian) Gold-bearing Ashanti Volcanic Belt, West Africa.- *Z. angew. Geol.*, **44**: 108-110.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. (1986): Shallow Siliciclastic Seas.- In: H.G. Reading (Ed.): *Sedimentary environments and facies*, 2. Aufl.: 229-282; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- JOHNSON, J.G. & BOUCOT, A.J. (1973): Devonian brachiopods.- In: A. Hallam (Ed.) *Atlas of palaeobiogeography*: 89-96; Amsterdam (Elsevier).

- JOHNSSON, M.J. (1993): The system controlling the composition of clastic sediments.- In: M.J. Johnsson & A. Basu (Eds.): Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments.- Geol. Soc. Am., Special Paper **284**: 1-19.
- JOHNSSON, M.J., STALLARD, R.F. & LUNDBERG, N. (1991): Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco drainage basin, Venezuela and Colombia.- Bull. Geol. Soc. Am., **103**: 1622-1647.
- JUNNER, N.R. (1932): The geology of the Obuasi goldfield.- Gold Coast Geol. Surv. Mem., **2**: 43 S.
- JUNNER, N.R. (1940): Geology of the Gold Coast and Western Togoland (with revised geological map). Gold coast Geol. Surv. Bull., **11**: 40 S.
- KENNEDY, J.C. (1954): Pressure-volume-temperature relations in CO<sub>2</sub> at elevated temperatures and pressures.- Am. J. of Sci., **252**: 225-241.
- KEPEZHINSKAS, K.B. & KOROLYUK, V.N. (1972): Range of variation in the composition of staurolite from typical metapelites with pressure and temperature of metamorphism.- Doklady Akad. Nauk SSSR, **212**:121-124.
- KERRICH, R. (1976): Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz.- Contrib. Mineral. Petrol., **59**: 195-202.
- KFW-BERICHT (1997): Kernprobleme und Entwicklungspotentiale der Republik Côte d'Ivoire. Wachstum fördern – Armut mindern.- Kreditanstalt für Wiederaufbau.
- KILLIAN, C. (1931) Des principaux complexes continentaux du Sahara.- C.R. Société Géologique de la France, 109-110.
- KIMBERLEY, M.M. (1979): Origin of oolitic iron formation.- J. Sediment. Petrol., **49**: 215-229.
- KING, L.C. (1962): Morphology of the Earth.- 699 S.; London (Oliver & Boyd).
- KING, R.W., KERRICH, R.W. & HOFFMAN, E. (1986): Tourmatine in Archean Lode Deposits: Geochemical Characteristics.- Geol. Soc. Amer. Abs., **18**: 86-88.
- KLASZ, I. DE & KLASZ, S. DE (1992): Données récentes sur le sédiments marins de la partie terrestre du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire.- Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, Memoire **13**: 275-283.
- KLITZSCH, E. (1990): Paleozoic. In: R. Said (Ed.): The geology of Egypt: 393-406; Rotterdam (Balkema).
- KNOFF, D. (1963): Ressources en fer du Continental terminal de Côte d'Ivoire.- Rapp. SODEMI, **35**: 19 S.; Abidjan.
- KOGBE, C.A. (1978): Origin and composition of ferruginous oolites and laterites of North-Western Nigeria.- Geol. Rundsch., **67**: 662-674, Stuttgart.
- KOMAR, P.D. & REIMERS, C.E. (1978): Grain Shape Effects on Settling Rates.- J. Geol., **86**: 193-209.
- KRAWINKEL, H. (1999): Geben Schwermineral-Assoziationen Hinweise auf das Erkennen von Diskontinuitätsflächen? Ergebnisse von ODP Leg 174A.-TERRA NOSTRA, **99/4**:146-147.
- KRAWINKEL, H., WOZAZEK, S., KRAWINKEL, J. & HELLMANN, W. (1999): Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Soná Complex NW Panama).- Sedimentary Geology, **124**: 149-169.
- KRUMBEIN, W.C. & PETTIJOHN, F.J. (1988): Manual of Sedimentary Petrography.- SEPM Reprint Series, **13**: 414-464.
- KRUPP, R.E. & WEISER, T. (1992): On the Stability of Gold-Silver Alloys in the weathering Environment.- Mineral. Deposita, **27**: 268-275.
- KRYNINE, P.D. (1946): The tourmaline group in sediments.- J. Geol., **54**: 65-87.
- LAKIN, H.W., CURTIN, G.C. & HUBERT, A.E. (1974): Geochemistry of gold in the weathering cycle.- Bull. Geol. Surv., **1330**: 80 S.
- LAMOTTE, M. & ROUGERIE, G. (1961): Les niveaux d'érosion intérieurs dans l'ouest Africain.- Recherches Africaine, Études Guinéennes, **4**: 51-69.
- LANG, J., KOGBE, C., ALIDOU, S., ALZOUOMA, K.A., BELLION, G., DUBOIS, D., DURAND, A., GUIRAUD, R., HOUSSOU, A., ROMANN, I., KLASZ, I. DE, SALARD-CHEBOLDAEFF, M. & TRICHET, J. (1990): The continental terminal in West Africa.- J. Afr. Earth Sci., **10**, (1/2): 79-99.
- LANG, J., KOGBE, C., ALIDOU, S., ALZOUOMA, K.A., DUBOIS, D., HOUSSOU, A. & TRICHET, J. (1986): Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental terminal.- Bull. Soc. géol. France; **8** (II): 605-622.
- LATIL-BRUN, M.-V., FLICOTEAUX, R., BLAREZ, E., MASCLE, J., BESSIS, F. & BRUNET, M.F. (1988): Variation de la subsidence le long d'un segment de marge transformante: l'exemple du plateau continental de Côte d'Ivoire.- C. R. Acad. Sci. Paris, **306** (Serie 2): 83-88.
- LE BAS, M.J. & STRECKEISEN, A.L. (1991): The IUGS systematics of igneous rocks.- J. Geol. Soc., **148** (5): 825-833; London
- Le Loeuff, P. & Marchal, E. (1993): Géographie littorale.- In: P. Le Loeuff, E. Marchal & J.P. Amon Kothias (Eds.): Environnement et Ressources aquatiques de Côte d'Ivoire. I- Le milieu marin.- Service didactique, ORSTOM: 16-22.
- LEEDER, O., THOMAS, R. & KLEMM, W. (1987): Einschlüsse in Mineralen.- 180 S.; Stuttgart (Enke Verlag).



- LEGRAND-BLAIN, M. (1985): Taoudeni basin.- In: R.H. Wagner, C.R. Prins & L.F. Granados (Eds.): *The Carboniferous of the world*, IUGS Publication, **20**: 327-333.
- LEINFELDER, R. R. (1994): Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal).- *Profil*, **6**: 1-207.
- LELONG, F., TARDY, Y., GRANDIN, G., TRESCASES, J.J. & BOULANGÉ, B. (1976): Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits.- In: K.H. Wolf (Ed.): *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits; Textures and Fabrics*, **3**: 93-166; Amsterdam (Elsevier).
- LEMCKE, K., VON ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes.- *Beih. Geol. Jb.*, **11**.
- LEMOINE, S. (1982): Le décrochement ductile de Brobo, un linéament majeur, son rôle possible dans l'orogénèse éburnéenne en Côte d'Ivoire.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, **295** (Serie 2): 601-606.
- LEMOINE, S., TEMPIER, P., BASSOT, J.P., CAEN-VACHETTE, M., VIALETTE, Y., WENMENGA, U. & TOURÉ, S. (1985): The Burkinian, an orogenic cycle, precursor of the Eburnean of West Africa.- *13. Colloq. Afr. Geol.* **1985/3**: 27 S.
- LENEUF, N. (1968): Le continental terminal. Contribution à l'établissement de la notice explicative de la carte géologique au 1/1000000 de la Côte d'Ivoire.- *Rapp. SODEMI*, **204**: 37 S.
- LEUBE, A., HIRDES, W., MAUER, R. & KESSE, G.O. (1990): The Early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and Some Aspects of its Associated Gold Mineralisation.- *Prec. Res.*, **46**: 139-165.
- LIHOU, J.C. & MANGE-RAJETZKY, M.A. (1996): Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage.- *Sedimentary Geology*, **105**: 141-157.
- LÜDTKE, G., HIRDES, W., KONAN, G., KONÉ, Y., YAO, C. DIARRA, S. & ZAMBLÉ, Z. (1998): Geology of the Haute Comoe north area.- *Ministère des Ressources Minières et Pétrolières, Direction de la Géologie*, **1**: 178 S.
- LUTZ, G.H. (1971): Republik Elfenbeinküste.- *Erdkundliches Wissen*, **28**: 2-11.
- MACHAIRAS, G. (1970): Contribution a l'étude mineralogique et metallogénique de l'or.- *Bull. BRGM*, **II** (3): 72 S.
- MACUVELE, A.E. (1996): Mineralogische und sedimentologische Untersuchungen an alluvialen Goldseifen im Revier Manica (Mosambik).- 141 S., Dissertation; Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen.
- MADON, H. (1985): Bibliographie de la Géologie et de la Recherche minier en Côte d'Ivoire (1885-1983).- 300 S.; Abidjan (SODEMI).
- MAKANJOULA, A.A. & HOWIE, R.A. (1972): The mineralogy of the glaukophane schists and associated rocks from the Ile de Groix, Brittany, France.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**: 83-118.
- MANGE, M & MAURER, H (1991): Schwerminerale in Farbe.- 148 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- MANN, A.W. (1984): Mobility of Gold and Silver in Lateritic Weathering Profiles: Some Observations from Western Australia.- *Econ. Geol.*, **79**: 38-49.
- MARAKUSEV, A.A. (1977): Geochemical properties of gold and conditions of its endogenic concentration.- *Mineralium Deposita*, **12**: 123-141.
- MARCANO, M.C., LOHMANN, K.C. & PICKETT, E.A. (1998): Uplift and exposure history of the Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin: geochemistry of pore-filling and fracture vein calcites.- In: J. Mascle, G.P. Lohmann & M. Moullade (Eds.): *Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, Eastern Equatorial Atlantic.- Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **159**: 71-79.
- MARTINI, J.E. (1986): Stratiform gold mineralization in paleosol and ironstone of early Proterozoic age, Transvaal Sequence, South Africa.- *Mineralium Deposita*, **21**: 306-312.
- MASCLE, J., GUIRAUD, M., BENKHELIL, J., BASILE, C., BOUILLIN, J.-P., MASCLE, G., COUSIN, M., DURAND, M., DEJAX, J. & MOULLADE, M. (1997): A geological field trip to the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin.- *Oceanologica Acta*, **21** (1): 1-20.
- MASCLE, J., LOHMANN, G.P. & MOULLADE, M. (1998): Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, Eastern Equatorial Atlantic.- *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **159**: 645 S.
- MASCLE, J., LOHMANN, G.P., CLIFT, P.D. & SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1996): Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, Eastern Equatorial Atlantic.- *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **159**: 616 S.
- MATHEZ, G. (1970): Mission de prospection régionale n° 1 (Grand-Lahou). Rapport de fin de campagne 1969-1970.- *Rapp. SODEMI*, **261**; Abidjan.
- MCCLURE, H., HUSSEY, E.M. & KALIL, I.J. (1988): Permian-Carboniferous Glacial Deposits in Southern Saudi-Arabia.- *Geol. Jb.*, **68** (Reihe B): 3-31.
- McFARLANE, M.J. (1976): *Laterite and Landscape*.- 151 S.; London (Academic Press).
- McGOWRAN, B. (1979): Comments on Early Tertiary tectonism and lateritisation.- *Geol. Mag.*, **116**: 227-230.

- MCMMASTER, R.L. (1954): Petrography and genesis of the New Jersey beach sands. Bull. N.Y.J. Dep. Conserv. Econ. Devel., Geol. Ser., **63**: 239 S.
- MCMMASTER, R.L., CHRISTOFFERSON, E. & ASHRAF, A. (1975): Structural Framework of Continental Shelf and Slope off Southwestern Sierra Leone, West Africa.- Bull. AAPG, **59** (11): 2161-2171.
- MELCHER, F. & STUMPFL, E.F. (1994): Palaeoproterozoic Exhalite Formation in Northern Ghana: Source of Epigenetic Gold-Quartz Vein Mineralization?- Geol. Jb., **100** (Reihe D): 201-246.
- MICHEL, P. (1973): Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie - étude géomorphologique.- Memoires ORSTOM, **63**: 752 S.
- MILESI, J.P., FEYBESSE, J.L., LEDRU, P., DOMMANGET, A., OUEDRAOGO, M.F., MARCOUX, E., PROST, A., VINCHON, C., SYLVAIN, J.P., JOHAN, V., TEGYEY, M., CALVEZ, J.Y. & LAGNY, P. (1989): Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructural au Protérozoïque inférieur.- Chron. Rech. Min. Fr., **497**: 3-98.
- MILLIKEN, K.L. (1988): Loss of provenance information through subsurface diagenesis in Plio-Pleistocene sediments, northern Gulf of Mexico.- J. Sediment. Petrol.- **58**: 992-1002.
- MILLOT, G. (1967): Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges).- Sedimentology, **8**: 259-280.
- MILLOT, G. (1982): Weathering sequences. „Climatic“ Planation. Leveled surfaces and paleosurfaces.- In: H. Van Olphen & F. Veniale (Eds.): International Clay Conference 1981, Developments in Sedimentology, **35**: 585-593.
- MILNER, H.B. (1962): Sedimentary Petrography, 4. Aufl.: 15-207; London (George Allen & Unwin Ltd.).
- MONNIER, Y. (1974): Découverte aérienne de la Côte d'Ivoire.- Université d'Abidjan: 220 S.; Abidjan.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes.- Mineralogical Magazine, **52**: 535-550.
- MORRISON, G.W., ROSE, W.J. & JAIRETH, S. (1991): Geological and Geochemical Controls on the Silver Content (Fineness) of Gold in Gold-Silver Deposits.- Ore Geol. Rev., **6**: 333-364.
- MORTIMER, J. (1992): Lithostratigraphy of the early Proterozoic Toumodi Volcanic Group in Central Côte d'Ivoire: implications for Birimian stratigraphic models. J. Afr. Earth Sci., **14**: 81-91.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones.- Sedimentary Geology, **124**: 3-29.
- MORTON, A.C. (1984): Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones of the North Sea basin.- Clay Minerals, **19**: 287-308.
- MORTON, A.C. (1985): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic Sandstones of the northern North Sea.- Sedimentology, **32**: 553-566.
- MORTON, A.C. (1985): Heavy Minerals in Provenance Studies.-In: G.G. Zuffa. (Ed.): Provenance of Arenites, 249-277; Dordrecht (Riedel).
- MORTON, A.C. (1987): Influences of Provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Paleocene Forties sandstone, Central North Sea.- J. Sediment. Petrol., **57** (6): 1027-1032.
- MORTON, A.C. (1991): Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research.- Geological Society Special Publication; **57**: 31-45.
- MOSIER, E.L., CATHRALL, J.B., ANTWEILER, J.C. & TRIPP, R.B. (1989): Geochemistry of placer gold, Koyukuk-Chandalar mining district, Alaska.- J. Geochem. Explor., **31**: 97-115.
- N'DA, V., SAINT-MARC, P., KLASZ, I. DE & TOPKA, E.G. (1995): Données micropaléontologiques sur le passage Crétacé-Tertiaire de Côte d'Ivoire.- Revista Española de Micropaleontología, **27** (39): 137-152.
- NAHON, D., CAROZZI, A.V. & PARON, C. (1980): Lateritic weathering as a mechanism for the generation of ferruginous ooids.- J. Sediment. Petrol., **50**: 1287-1298.
- NAHON, D.B. (1986): Evolution of iron crusts in tropical landscapes.- In: S.M. Colmann & D.P. Dethier (Eds.): Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals.: 169-191; London (Academic Press).
- NDIAYE, P.M. & GUILLOU, J.J. (1997): Les tourmalinites stratiformes à dravite d'origine colloïdale du Paléoproterozoïque sénégal-malien.- J. Afr. Earth Sci., **215**: 215-226.
- NESSBIT, B.E. (1993): Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins.- In R.P. Foster (Ed.): Gold metallogeny and exploration: 104-132; London (Chapman & Hall).
- NEY, P. (1986): Gesteinsaufbereitung im Labor.- 158 S.; Stuttgart. (Enke).
- NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution.- Contrib. Sediment., **1**: 1-68.
- NOSE, M. (1995): Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura.- Profil, **8**: 1-237.
- OBERTHÜR, T., VETTER, U., SCHMIDT-MUMM, A., WEISER, T., AMANOR, J.A., GYAPONG, W.A., KUMI, R. & BLENKINSOP, T.G. (1994): The Ashanti gold mine at Obuasi, Ghana: Mineralogical, geochemical, stable isotope and fluid inclusion studies on the metallogenesis of the deposit.- Geol. Jb., **100** (Reihe D): 31-129.
- ODIN, G.S., DEBENAY, J.P. & MASSE, J.P. (1988): The verdine facies deposits identified in 1988.- In: G.S. Odin (Ed.): Green marine clays.- Developments in Sedimentology, **45**: 131-158.

- OLVOS, E.G. & PRICE, W.A. (1979) Problems of chert diagenesis and terminology – an overview.- *Marine Geology*, **31**: 251-263.
- PAPON, A. (1973): Géologie et minéralisations du sud-ouest de la Côte d'Ivoire. Synthèse des travaux de l'opération SASCA 1962-1968.- *Bulletin de la Direction des Mines et de la Géologie*, **6**: 286 S.; Abidjan.
- PARADIS, G. (1980): Découverte d'une industrie paléolithique d'âge Sangoen dans les sables argileux „néogènes“ (ou „terre de barre“) de la basse Côte-d'Ivoire.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, **290** (Serie D): 1393-1395.
- PARADIS, G. (1982): Les formations ferrugineuses inférieures à la „terre de barre“ du golfe de Guinée. Origine sédimentaire détritique, suivie de ferruginisation et de déformations.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, **295** (II): 267-272.
- PARISOT, J.C., DELVIGNE, J. & GROKE, M.C. (1983): Petrographical aspects of the supergene weathering of garnet in the „Serra dos Carajas (Pará, Brasil).- *Sciences Géologiques, Mém.* **72**: 141-148.
- PEMBERTON, S.G., MACEachern, J.A. & FREY, R.W. (1992): Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance.- In: R.G. Walker & N.P. James (Eds.) *Facies models: response to sea level change.*, 2. Aufl.: 47-72; Ontario (Geological Association of Canada).
- PERON, C. (1975): Carte des indices minéraux de la Côte d'Ivoire à 1/500 000.- 46 S.; Abidjan (SODEMI).
- PERSEIL, E.A. & GRANDIN, G. (1978): Evolution minéralogique du manganèse dans trois gisements d'Afrique de l'Ouest: Mokta, Tambao, Nsuta.- *Mineralium Deposita*, **13**: 295-311.
- PETROCI & BEICIP, (1990): Côte d'Ivoire Petroleum Evaluation.- 99 S.; Abidjan (Ministère des Mines et de la Géologie).
- PETERS, S.W. (1983): Gulf of Guinea planktonic foraminiferal biochronology and geological history of the South Atlantic.- *Journal of Foraminiferal Research*, **13** (1): 32-59.
- PETERS, S.W. (1991): *Regional Geology of Africa*.- 722 S.; Berlin (Springer).
- PETTIJOHN, F.J. (1975): *Sedimentary rocks*, 3. Aufl.- 628 S.; New York (Harper & Brothers).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): *Sand and Sandstone*, 2. Aufl.- 553 S.: Berlin (Springer).
- PICHON, X.L. & HAYES, D.E. (1971): Marginal Offsets, Fracture Zones, and the Early Opening of the South Atlantic.- *J. Geophys. Res.*, **76** (26): 6283-6293.
- PILLER, H. (1951): Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brockengranit nördlich St. Andreasberg.- *Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr.*, **2**: 523-537.
- PLIMER, I.R. (1986): Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia.- *Mineralium Deposita*, **21**: 263-270.
- PLUMB, K.A. (1991): New Precambrian time scale.- *Episodes*, **14** (2): 139-140.
- POHL, D. & CARLSON, C. (1992): A plate tectonic re-interpretation of the 2.2 – 2.0 Ga Birimian province, Tarkwaian System and metallogenesis in West Africa.- In: S.W. Peters, G.O. Kesse & P.C. Acquah (Eds.): *Regional Trends in African Geology*: 378-381; Accra (Geol. Soc. Africa).
- POLDERVAART, A. (1955): Zirkon in Rocks. 1. Sedimentary Rocks.- *American Journal of Science*, **253**: 433-461.
- POWELL, I.J., WILL, T.M. & PHILLIPS, G.N. (1991): Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid composition and implications for gold mineralization.- *Journal of Metamorphic Geology*, **9**: 141-150.
- POWER, G.M. (1968): Chemical variations in tourmalines from south-west England.- *Mineralogical Magazine*; **36**: 1078-1089
- RAUNET, M. (1985): Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar.- *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **52**: 25-62.
- RAYNAUD-MATHEIS, F. (1962): Elfenbeinküste.- *Die Länder Afrikas*, **25**: 164 S.
- REYRE, D. (1984): Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique.- *Bull. Soc. géol. France*, **16** (7): 1041-1059.
- RIBBE, P.H. (1980): Staurolite.- In: P.H. Ribbe (Ed.): *Orthosilicates*.- *Reviews in Mineralogy*, **5**: 171-188.
- RITTENHOUSE, G. (1943): The transportation and deposition of heavy minerals.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, **54**: 1725-1780.
- ROBERT, F. & KELLY, W.C. (1987): Ore-forming fluids in archaic gold-bearing quartz veins of the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Canada.- *Economic Geology*, **82**: 1464-1482.
- ROEDDER, F. (1984): Fluid inclusions.- In P.H. Ribbe (Ed): *Reviews in Mineralogy*, **12**: 644 S.
- ROSSI, G. (1989): L'érosion du littoral dans le Golfe du Bénin: un exemple de perturbation d'un équilibre morphodynamique.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **73**: 139-165.
- ROUSSEL, J. & LÉCHORCHÉ, J.P. (1989): Gravity study and crustal terranes relationships in West Africa.- *Abstr. 28<sup>th</sup> IGC*, **2**: 721-722.

- RUDDIMAN, W.F., SARNTHEIN, M., BACKMAN, J., BALDAUF, J.G., CURRY, W., DUPONT, L.M., JANECEK, T., POKRAS, E.M., RAYMO, M.E., STABELL, B., STEIN, R. & TIEDEMANN, R. (1989): Late Miocene to Pleistocene evolution of climate in Africa and the low-latitude Atlantic: overview of Leg 108 results.- In: W.F. Ruddiman, M. Sarnthein et al. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **108**: 463-484.
- RUSSEL, R.D. (1937): Mineral composition of Mississippi River sands.- Bull. Geol. Soc. Am., **48**: 1307-1348.
- SAGE, L. & SIMON, P. (1981): Etude géologique de la région Grand-Lahou, Yocoboué, Nzida.- Direction des Hydrocarbures: 54 S; Abidjan (Ministère de Mines de Côte d'Ivoire).
- SAINT-MARC, P. & N'DA, V. (1997): Biostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts crétacés au large d'Abidjan (Golfe de Guinée).- Cretaceous Research, **18**: 545-565.
- SHELLMANN, W. (1982): Eine neue Lateritdefinition.- Geol. Jb. (Reihe D) **58**: 31-47.
- SCHNÜTGEN, A. & SPÄTH, H. (1983): Mikromorphologische Sprengung von Quarzkörnern durch Eisenverbindungen in tropischen Böden.- Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., **48**: 17-34.
- SCHWARTZ, M.O., DIABY, I., KONAN, G., LÜDTKE, G. & HIRDES, W. (1996): Prospecting for gold along two Birimian volcanic belts in the northern Haute-Cômoë area, Côte d'Ivoire.- Erzmetall, **49**, (3):196-203.
- SCHWARZ, T. (1992): Produkte und Prozesse exogener Fe-Akkumulation: Eisenoolithe und lateritische Eisenkrusten im Sudan.- Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen; **142** (Reihe A): 186 S.
- SCLATER, J.G., HELLINGER, S. & TAPSCOTT, C. (1977): The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the recent.- J. Geol., **85**: 509-522.
- SCOTSE, C. R., 1997. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 90-0497: 45 S.; Arlington (Department of Geology, University of Texas).
- SCOTSE, C.R., BOUCOT, A.J. & MCKERROW, W.S. (1999): Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology.- J. Afr. Earth Sci., **28** (1): 99-114.
- SHUKRI, N.M. (1949): The mineralogy of Nile sediments.- Q. J. Geol. Soc. London, **105**: 511-529.
- SIBUET, J.-C. & MASCLE, J. (1978): Plate kinematic implications of Equatorial Fracture Zone trends.- J. Geophys. Res., **83**: 3401-3421.
- Siehl, A. & Thein, J. (1989) Minette-Type Ironstones. In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): Phanerozoic ironstones.- Geol. Soc. Spec. Publ., **46**: 175-193; London.
- SIMON, P. & AMAKOU, B. (1984): La discordance oligocène et les dépôts postérieurs à la discordance dans la bassin sédimentaire ivoirien.- Bull. Soc. géol. France, **7**, **16** (6): 1117-1125.
- SMALE, D. & MORTON, A.C. (1987): Heavy mineral suites of core samples from the McKee Formation (Eocene-Lower Oligocene), Taranaki: implications for provenance and diagenesis.- N.Z. J. Geol. Geophys., **30**: 299-306.
- SONNENDRUCKER, P. (1969): Etude de synthèse sur l'Or en Côte d'Ivoire, rapport de fin de mission.- Rapp. SODEMI, **222**: 97 S.; Abidjan.
- SPENGLER, A. & DELTEIL, J.R. (1966): Le bassin secondaire-tertiaire de Côte d'Ivoire.- Symposium sur les bassins du littoral africain, Assoc. Serv. Géol. Afric.: 99-113; Paris.
- STEIN, R. & FAUGÈRES, J.C. (1989): Sedimentological and geochemical characteristics of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary sediments at site 661 (Eastern Equatorial Atlantic) and their paleoenvironmental significance.- In: W.F. Ruddiman, M. Sarnthein et al. (Eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **108**: 297-309.
- STOOPS, G. (1989): Relict properties in soils of humid tropical regions with special reference to Central Africa.- Catena, Suppl., **16**: 95-106.
- STRAND, K. (1998): Sedimentary facies and sediment composition changes in response to tectonics of the „Côte d'Ivoire-Ghana-Transform Margin.- In: J. Mascle, G.P. Lohmann & M. Moullade (Eds.): Côte d'Ivoire-Ghana Transform Margin, Eastern Equatorial Atlantic.- Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **159**: 113-123.
- STROINK, L. & FRIEDRICH, G. (1992): Gold-Sulphide Quartz Veins in Metamorphic Rocks as a possible Source for Placer Gold in the Livingstone Creek Area, Yukon Territory, Canada.- Yuk. Geol., **8**: 87-98.
- TAGINI, B. (1972): Notice explicative à la carte géologiques de Côte d'Ivoire à 2 000 000.- Rapp. SODEMI, **279**: 19 S.; Abidjan.
- TANKARD, A.J, JACKSON, M.P., ERIKSSON, K.A., HOBDAV, D.K., HUNTER, D.R. & MINTER, W.E. (1982): Crustal evolution of southern Africa; Berlin (Springer).
- TARDY, Y., KOBILSEK, B. & PAQUET, H. (1991): Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia.- J. Afr. Earth Sci., **12**: 283-295.
- TASTET, J.-P. (1979): Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Benin).- 181 S., Dissertation, Univ. Bordeaux.
- TASTET, J.-P. (1981): Morphologie des littoraux sédimentaires liée aux variations du niveau de la mer: Exemple du Golfe de Guinée.- Oceanis, **7** (4): 455-472.

- TASTET, J.P., MARTIN, L. & AKA, K. (1993): Géologie et environnements sédimentaires de la marge continentale de Côte d'Ivoire.- In: P. Le Loeuff, E. Marchal & J.P. Amon Kothias (Eds.): Environnement et Ressources aquatiques de Côte d'Ivoire. I- Le milieu marin.- Service didactique, ORSTOM: 23-61.
- TAYLOR, B.E. & SLACK, J.F. (1984): Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits: textural, chemical and isotopic relationships.- *Econ. Geol.*, **79**: 1703-1726.
- TEA-YASSI, J., DIGBEHI, Z.B., YAO, K.R. & GLOHI, B.V. (1999): Étude de quelques palynomorphes du Crétacé Supérieur du bassin offshore de Côte d'Ivoire. implications biostratigraphiques et paléoenvironnementales.- *J. Afr. Earth Sci.*, **29** (4): 789-798.
- TEEUW, R.M. (1991): A catenary approach to the study of gravel layers and tropical landscape morphodynamics.- *Catena*, **18**: 71-89.
- TESSIER, F. & ROMAN, J. (1973): Etudes paléontologiques et géologiques sur les falaises de Fresco (Côte d'Ivoire). 6 Echinides.- *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, **26**: 139-172.
- TESSIER, F. (1960): Etudes paléontologiques et géologiques sur les falaises de Fresco (Côte d'Ivoire). 1 Introduction.- *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, **5**: 35-53.
- TESSIER, F.; FLICOTEAUX, R.; LAPPARTIENT, J.R.; NAHON, D. & TRIAT, J.M. (1975): Réforme du concept de Continental terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest africain.- IX<sup>e</sup> Congr. Sédim., Nice, Thème 1: 207-212.
- THIEL, G.A. (1945): Mechanical effects of stream transportation in mineral grains of sand size.- *Bull. Geol. Soc. Am.*, **56**: 1207.
- THOMAS, M.F. & THORP, M.B. (1993): The geomorphology of some Quaternary placer deposits.- *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **87**: 183-194.
- THOMAS, M.F. (1978): The study of inselbergs.- *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **31**: 1-41.
- THOMAS, M.F. (1980): Timescales of landform development on tropical shields.- In: R.A. Cullingford, D.A. Dacidsen & J. Lewin (Eds.): Timescales in Geomorphology: 333-354; Chichester (Wiley).
- THOMAS, M.F. (1983): Contemporary denudation systems and the effects of climatic change in the humid tropics - some problems from Sierra Leone.- In: D.J. Briggs & R.S. Waters (Eds.): Studies in Quaternary Geomorphology: 195-214; Norwich (Geo Books).
- THOMAS, M.F. (1994): Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes.- 460 S; Chichester (Wiley).
- TIETZ, G.F. (1987): Lösung und Ausheilung tropisch verwitterter Quarze aus einem Oberkreide-Sandstein (SW-Nigeria). *Facies*, **17**: 267-278.
- TRÖGER, W.E. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Bestimmungstabellen, 5. Aufl.- 188 S.
- UCHUPI, E. (1989): The tectonic style of the Atlantic Mesozoic rift system *J. Afr. Earth Sci.*, **8**: 143-164.
- UNESCO (1968): Proceedings of the symposium on the granites of West Africa.- 162 S.; Paris (UNESCO).
- UPCHURCH, G.R., OTTO-BLIESNER, B.L. & SCOTESE, C.R. (1999): Terrestrial vegetation and its effects on climate during the latest Cretaceous.- *Geol. Soc. Am., Special Paper*, **332**: 407-426.
- VALETON, I. (1983): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Abbild in den synchronen Sedimentationsräumen.- *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*; **134**: 413-452; Hannover.
- VALETON, I. (1999): Saprolite-bauxite facies of ferralitic duricrusts on palaeosurfaces of former Pangaea.- In: M. Thiry & R. Simon-Coinçon (Eds.) Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits.- IAS Special Publication, **27**: 153-188.
- VAN ANDEL (1950): Provenance, Transport and Deposition of Rhine sediments.- Wageningen (Veenman).
- VAN HOUTEN, F.B. & HARGRAVES, R.B. (1987): Palaeozoic drift of Gondwana: palaeomagnetic and stratigraphic constraints.- *Geol. Journ., Thematic Issue*, **22**: 341-359.
- VAN HOUTEN, F.B. & PURUCKER, M.E. (1984): Glauconitic peloid sand, chamositic ooids - favourable factors, constraints and problems.- *Earth-Science Reviews*, **20**: 211-243.
- VERHEYE, W. & POMEL, R. (1984): Aspects géomorphologiques et stratigraphiques des niveaux indurés de la Basse Côte d'Ivoire.- *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **28**: 21-39.
- VIDAL, M. & ALRIC, G. (1994): The Palaeoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back-arc basin.- *Prec. Res.*, **65**: 207-229.
- VIDAL, M. (1987): Les déformations eburnéennes de l'Unité birimienne de la Comoé (Côte d'Ivoire).- *J. Afr. Earth Sci.*, **6** (2): 141-152.
- VIDAL, M., DELOR, C., POUCKET, A., SIMEON, Y. & ARLIC, A. (1996): Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: style „archéen“ des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire.- *Bull. Soc. géol. France*; **3**: 307-319.
- VON EYNATTEN, H. & GAUPP, R. (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry.- *Sedimentary Geology*, **124**: 81-111.



- VON EYNATTEN, H. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den nördlichen Kalkalpen. Petrographie, Mineralchemie und Geochronologie des frühalpindisch umgelagerten Detritus.- 145 S., Dissertation (unveröffentlicht), Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.
- WEBSTER, J.G. & MANN, A.W. (1984): The influence of climate, geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver.- *J. Geochem. Explor.*, **22**: 21-42.
- WIDDOWSON, M. & GUNNELL, Y. (1999): Lateritization, geomorphology and geodynamics of a passive continental margin: the Konkan and Kanara coastal lowlands of western peninsular India.- In: M. Thiry & R. Simon-Coinçon (Eds.): *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*.- IAS Spec. Publ., **27**: 245-274.
- WIESE, B. (1988): Elfenbeinküste. Erfolge und Probleme eines Entwicklungslandes in den westafrikanischen Tropen.- *Wissenschaftliche Länderkunden*, **29**: 303 S.
- WIESE, B. (1997): Afrika – Ressourcen, Wirtschaft, Entwicklung.-269 S.; Stuttgart (Teubner).
- WILSON, A.F. (1984): Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils - a review and some new observations.- *Australian Journal of Earth Sciences*, **31**: 303-316.
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.-382 S.; Stuttgart (Enke Verlag).
- WOPFNER, H. & KREUSER, T.H. (1986): Evidence for late Palaeozoic glaciation in southern Tanzania.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, **56**: 259-275.
- WOZAZEK, S. (1997): Provenanzanalyse mit Schwermineralen: Untersuchungen tertiärer Sandsteine des Forearc-Bereichs (Halbinsel Azuero) und des Backarc-Bereichs (Rio Changuinola) im westpanamesischen Inselbogensystem.- 78 S., Diplomarbeit (unveröffentlicht); Universität Stuttgart.
- WOZAZEK, S. & KRAWINKEL, H. (1999): Tertiäre Sedimentation im randlichen Bereich des Beckens „Côte d’Ivoire“, Süd-Elfenbeinküste, Westafrika.- *Terra Nostra*, **99** (4): 398-300.
- WOZAZEK, S. & KRAWINKEL, H. (2000): Constraints from heavy mineral analysis on the development of the (Upper Cretaceous to Eocene) Côte d’Ivoire Basin.- *J. Afr. Earth Sci.*, **30** (4A): 90-91.
- WOZAZEK, S. & KRAWINKEL, H. (in prep.): Development of the Upper Cretaceous to Neogene Côte d’Ivoire Basin: Reading provenance, sediment dispersal, and geodynamic implications from heavy minerals.- *Geologische Rundschau*.
- WRIGHT, J.B., HASTINGS, D.A., JONES, W. B. & WILLIAMS, H.R. (1985): *Geology and mineral resources of West Africa*.- 187 S.; London (Allen & Unwin).
- YOUNG, T.P. (1989): Phanerozoic ironstones: an introduction and review.- In: T.P. Young & W.E.G. Taylor (Eds.): *Phanerozoic ironstones*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **46**: ix-xxv.
- ZEEGERS, H & LEDUC, C. (1993): Geochemical exploration for gold in temperate, arid, semi-arid, and rain forest terrains. In: R. P. Foster (Ed.): *Gold Metallogeny and Exploration*.- 309-335; London (Chapman & Hall).
- ZEESE, R. (1983): Reliefentwicklung in Nordost-Nigeria. Reliefgenerationen oder morphogenetische Sequenzen.- *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* **48**: 225-234.

## Lebenslauf

### Persönliche Daten:

Vor- und Familienname: Stefan Wozazek  
Geburtstag: 8. April 1967  
Geburtsort: Stuttgart-Bad Cannstatt  
Familienstand: ledig

### Schulbildung:

Sept. 1973 bis  
Juli 1977 Grundschnle Remseck  
Sept. 1977 bis  
Juli 1983 Progymnasium Remseck  
Sept. 1983 bis  
Juli 1986 Technisches Gymnasium Ludwigsburg

### Zivildienst:

Juli 1987 bis  
Feb. 1989 Rettungssanitäter bei DRK Ludwigsburg

### Studium:

Okt. 1990 bis  
Juli 1993 Grundstudium an der Universität Stuttgart, Fachrichtung  
Geologie und Paläontologie, Vordiplom am 12. Mai 93  
Aug. 1990 bis  
Feb. 1991 Urlaubssemester, gemmologische Ausbildung zum Edelstein-  
gutachter bei der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft,  
Idar-Oberstein  
April 1991 bis  
Jan. 1997 Hauptstudium an der Universität Stuttgart, Fachrichtung  
Geologie und Paläontologie , Diplom am 20. Jan. 97  
Jan. 1998 bis  
Sept. 2001 Doktorand am Institut für Geologie und Paläontologie der  
Universität Stuttgart  
Jan. 1998 bis  
Jun. 2000 Stipendiat nach dem Graduiertenförderungsgesetz des Landes  
Baden-Württemberg

### Beruf:

1. Juli 1997 bis  
31. Dez. 1997 Beschäftigung bei der Firma Wehrstein  
Geotechnik, Kernen i.R.  
ab 1. Sept. 2001 Beschäftigung bei der Firma Wehrstein  
Geotechnik, Kernen i.R.

## Anhang

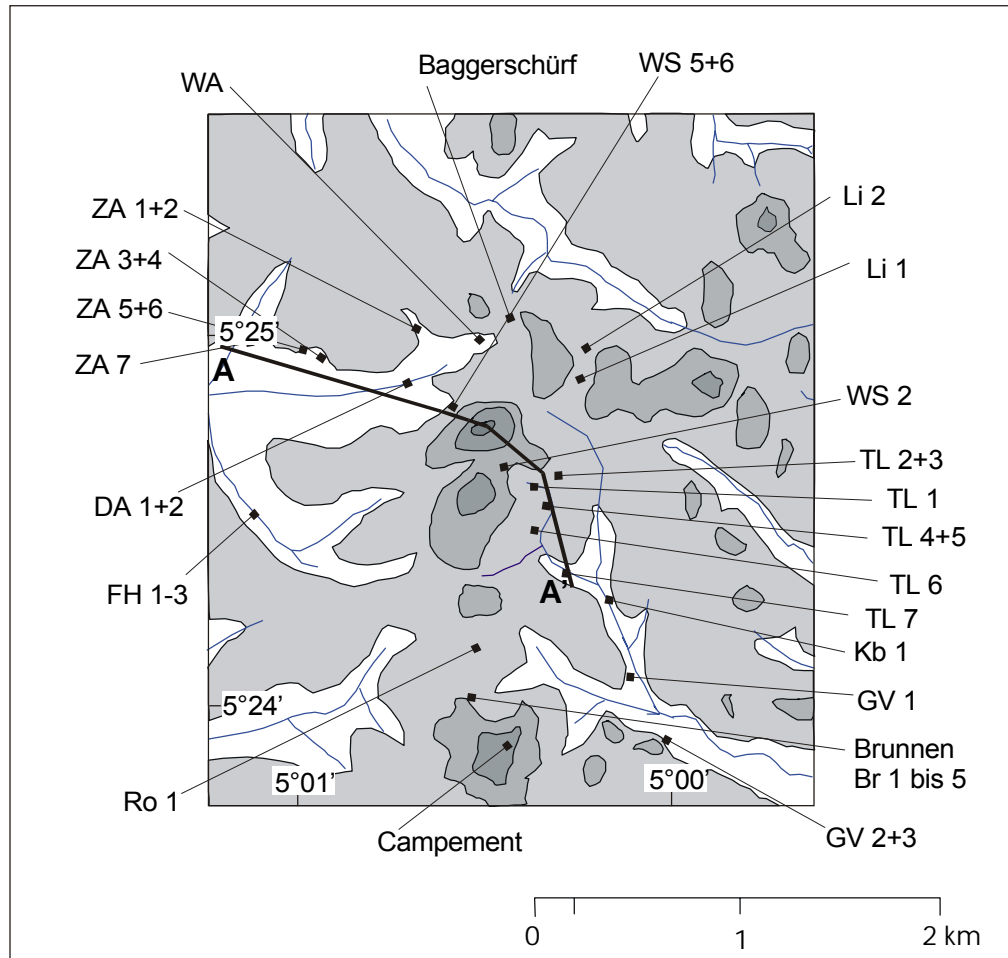
## I Lokalitäten der Proben und Profile

## Sedimente

## Sedimente des „Côte d'Ivoire“-Beckens

Profil	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Proben (Lithofaziestypen)
Mono	W 6°22'34"	N 4°51'12"	Mg 1 (SLp, mit Foraminiferen?)
Sass	W 6°06'44"	N 4°56'00"	Sa 2 (SQm), Sa 3 (GQm), Sa 4 (GQg)
Co 27	W 5°37'29"	N 5°07'40"	Co 27 (SQm)
Fresco	W 5°35'53"	N 5°04'47"	Fr 6 (SG), Fr 13-15 (SG), Fr 16 (SLq)
Tjoko I	W 5°12'27"	N 5°13'25"	Tj 2 (SOB), Tj 91-94 (SOB), Tj 95 (SOfe)
Tjoko II	W 5°13'36"	N 5°13'01"	
Tjoko III	W 5°14'05"	N 5°13'43"	
Makey	W 5° 07'30"	N 5°14'41"	Ma 3 (SQm)
Bandama	W 4°58'05"	N 5°15'48"	Bb 1 (SOfe), Bb 2 (GB), Bb 5 (GLmm)
Nzida	W 4°58'01"	N 5°15'04"	Ba 3 (SOfe), Ba 6 (SLq)
WB Tj 1	W 5°09'51"	N 5°16'07"	Tj 96 (SQ), Tj 97 (GQg), Tj 910 (SQ)
WB Tj 2	W 5°10'15"	N 5°16'08"	Tj 916 (MQ), Tj 915 (SQ)
WB Tj 3	W 5°11'59"	N 5°14'32"	Tj 99 (GLmm), Tj 912 (MQ)
Bohrung Lahou 1"	„Grand- W 5°03'	N 5°10'	110 bis 2270
Co 22	W 5°25'24"	N 5°12'11"	Co 22/1 (GQg), Co 22/2 (SQm), Co 922/1 (GLpm)
Co 21	W 5°19'29"	N 5°17'53"	
Co 19	W 5°14'34"	N 5°17'24"	
Co18	W 5°09'56"	N 5°17'03"	Co 18/1 (GQm)
Co 17	W 5°08'42"	N 5°16'37"	Co 917 (SLp, mit Bioturbation)
Co15	W 5°03'15"	N 5°16'15"	Co 15/1 (SQfe), Co 15/2 (GQm), Co 15/3 (SQm)
CD 11	W 5°06'44"	N 5°18'28"	
GL 2	W 5°01'22"	N 5°15'23"	GI 3 (MQ), GI 5 (ML)
CBV	W 5°01'35"	N 5°20'30"	CBV 92 (ML), CBV 91 (SQm)
WB Irobo	W 4°43'24"	N 5°18'53"	Ir 1 (SLQ), Ir 2 (SLp, mit Bivalven), Ir 3 (ML)
Tiagba	W 4°42'50"	N 5°15'58"	Ti 1 (SQfe), Ti 4 (SG)
Co 11	W 4°57'16"	N 5°15'39"	
Co 10	W 4°49'50"	N 5°18'08"	
Co 9	W 4°48'55"	N 5°16'00"	Co 9/1 (SQm)
Co 8	W 4°43'29"	N 5°18'53"	
Co 7	W 4°38'46"	N 5°20'12"	
Co 6	W 4°38'17"	N 5°20'09"	Co 96 (GLpm), Co 96/1 (SOfe)
Co 4	W 4°27'59"	N 5°19'47"	
Co 1	W 4°24'19"	N 5°20'03"	Co 1/1 (SQm)
Dabou	W 4°32'05"	N 5°30'34"	Db 1 (GQm)
Youpongon	W 4°07'22"	N 5°20'43"	Yu 95 (GLp), Yu 97 (SQm), Yu 1 (Sqo)
Westl. v. Bingerville	W 3°54'39"	N 5°21'48"	Bi 1 (SQo) Bi 3 (SQfe)
Südl. v. Bingerville	W 3°50'00"	N 5°18'47"	Bi 11 (SQm), Bi 5 (SLq)
Bonoua	W 3°36'52"	N 5°15'31"	Bn 2 (SQm), Bn 3 (SQo, mit foss. Wurzel), Bn 4 (Sqo), Bo 5 (SQfe)
Yamoussoukro	W 4°11'30"	N 5°27'25"	Ya 2 (GQo), Ya 4 (SQm)
Anyama	W 3°03'16"	N 5°30'44"	An 4 (SQm), An 6 (GQo)
Alépé I	W 3°49'39"	N 5°28'18"	Al 1 (GQo), Al 5 (SQm)
Assouindé	W 3°28'44"	N 5°13'49"	As 3 (SQo, mit foss. Wurzel)
Ebouinda	W 3°05'-06'	N 5°08'	Eb 1 (SLp), Eb 3 (MQ), Eb 4 (SQm), Eb 12 (SQm)
(zusammengesetzt)			
Noe	W 2°50'28"	N 5°16'31"	No 3 (SQm)
Bohrung Yocobue	W 5°06'	N 5°16'	Simon & Amakou (1981)
Bohrung F6	W 5°08'	N 5°15'	Simon & Amakou (1981)
Bohrung Nzida	W 4°58'	N 5°14'	Simon & Amakou (1981)
Bohrung Locodjo	W 4°03'	N 5°19'	Leneuf (1968)
Bohrung Ebouinda	W 3°07'	N 5°09'	Charpy & Nahon (1978)

Proben im Bereich des Goldvorkommens „Belle Ville“



Rezente Sedimente

Probe	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Lokalität
Mg 2	W 6°25'19"	N 4°49'59"	Strandsand/Monogaga
Fr 20	W 5°35'53"	N 5°04'47"	Strandsand/Fresco
Gl 91S	W 4°55'23"	N 5°08'16"	Strandsand/Grand-Lahou
Ku 1	W 4°01'48"	N 5°14'39"	Strandsand/Abidjan
As 91	W 3°32'05"	N 5°10'23"	Strandsand/westlich von Assouindé
As 1	W 3°19'56"	N 5°09'47"	Strandsand/östlich von Assouindé
GL 5	W 5°13'24"	N 5°16'04"	Flusssand über tertiären Sedimenten/Boubo
OP20B19	W 5°13'	N 5°22'	Flusssand über Basement/Boubo (Mathez, 1970)
GL 92	W 5°04'12"	N 5°15'32"	Flusssand über tertiären Sedimenten/Gô
OP24B8	W 5°04'	N 5°25'	Flusssand über Basement/Gô (Mathez, 1970)
GL 91F	W 4°58'41"	N 5°12'32"	Flusssand über tertiären Sedimenten/Bandama
Ba 6	W 4°49'13"	N 5°53'46"	Flusssand über Basement/Bandama
AI 93	W 3°39'11"	N 5°30'15"	Flusssand über Basement/Comoé

**Basement**

Metasedimente

Probe	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Provinz/Lithologie
FSP 2	W 6°25'30"	N 4°52'32"	Provinz Sasca/alterierter Schiefer
Mg 3	W 6°25'19"	N 4°49'59"	Provinz Sasca/frischer Schiefer
FSP 5	W 6°19'26"	N 4°54'51"	Provinz Sasca/alterierter Schiefer
Co 24	W 5°29'22"	N 5°12'02"	basischer Metavulkanit
Co 23/3	W 5°28'15"	N 5°12'02"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer

Probe	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Provinz/Lithologie
Co 92	W 5°23'29"	N 5°14'46"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
Co 93/1	W 5°19'51"	N 5°17'37"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
SR 4	W 5°15'38"	N 5°29'59"	Provinz Comoé/frischer Hornfels
Mb 1 bis 3	W 5°14'06"	N 5°22'38"	Provinz Comoé/alterierte Formation Tarkwa
Mb 5	W 5°14'05"	N 5°21'49"	Provinz Comoé/frischer Karbonat-gesprenkelter Schiefer
SR 1	W 5°13'20"	N 5°27'14"	Provinz Comoé/Norit
Co 18/1	W 5°09'56"	N 5°17'03"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
Tj 913	W 5°09'12"	N 5°21'43"	Provinz Comoé/Doualabougou/frischer Karbonat-gesprenkelter Schiefer
Do 12, Do 16	W 5°09'12"	N 5°21'38"	Provinz Comoé/Doualabougou/alterierter Schiefer
Do 5	W 5°09'08"	N 5°21'46"	Provinz Comoé/Doualabougou/alterierter Karbonat-gesprenkelter Schiefer
Do 2, Do 3, Do6, Do14/1	W 5°09'08"	N 5°21'46"	Provinz Comoé/Doualabougou/Quarzgänge in alterierten Schiefen
Do 1	W 5°09'08"	N 5°21'46"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
Gu 5	W 5°08'47"	N 5°19'32"	Provinz Comoé/Doualabougou/frischer Schiefer
CD 9	W 5°06'59"	N 5°18'31"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
CD 7	W 5°06'49"	N 5°18'45"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
CD 11	W 5°06'45"	N 5°18'29"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer
ZA 4	W 5°00'57"	N 5°24'27"	Provinz Comoé/Belle Ville/alterierter Schiefer
Fi 2	W 5°00'39"	N 5°25'05"	Provinz Comoé/Belle Ville/frischer Schiefer
WA 5	W 5°00'37"	N 5°25'08"	Provinz Comoé/Belle Ville/frischer Schiefer
WA 3	W 5°00'32"	N 5°25'08"	Provinz Comoé/Belle Ville/alterierter Schiefer
Wa 1	W 5°00'29"	N 5°25'06"	Provinz Comoé/Belle Ville/frischer Schiefer
WA 92	W 5°00'29"	N 5°25'06"	Provinz Comoé/Belle Ville/alterierter Schiefer
MB 2	W 5°00'24"	N 5°24'55"	Provinz Comoé/Belle Ville/frischer Schiefer
Br 1 bis 5	W 5°00'21"	N 5°24'04"	Provinz Comoé/Belle Ville/alterierter Schiefer
SR 15	W 4°54'23"	N 5°53'52"	Provinz Comoé/frischer Schiefer
SR 13	W 4°48'52"	N 5°53'11"	Provinz Comoé/frischer Schiefer
AI 92	W 3°49'39"	N 5°28'18"	Provinz Comoé/Sektor Alépé/alterierter Schiefer
AI 3	W 3°40'19"	N 5°30'06"	Provinz Comoé/Sektor Alépé/alterierter Metapelitgneis
SR 21	W 3°38'55"	N 5°29'58"	Provinz Comoé/Sektor Alépé/frischer Metapelitgneis
SR 24	W 3°38'51"	N 5°30'07"	Provinz Comoé/Sektor Alépé/frischer Metapelitgneis
An 5	W 3°03'16"	N 5°30'44"	Provinz Comoé/alterierter Schiefer

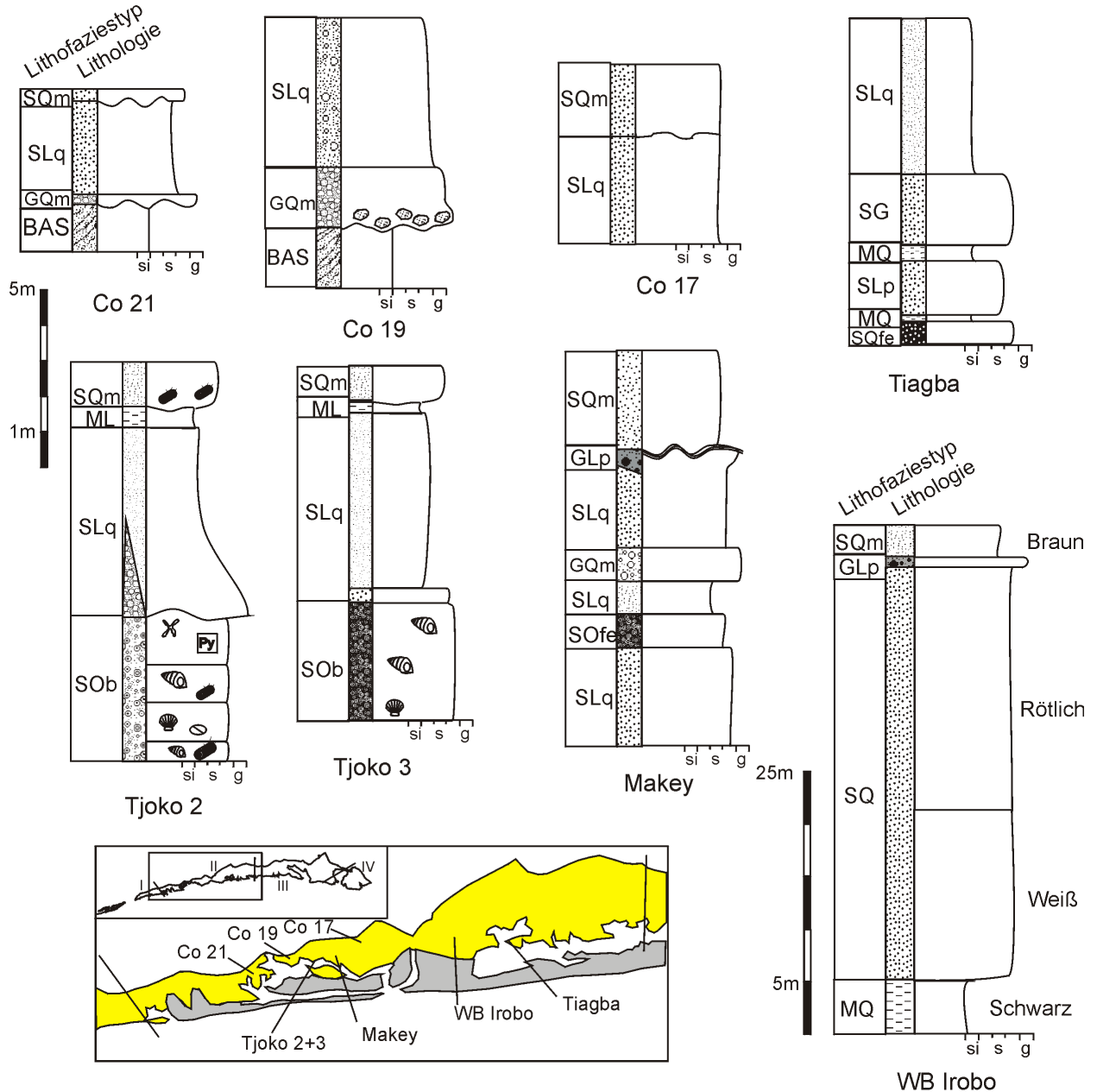
#### Intrusiva

Probe	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Provinz/Lithologie
Mg 4	W 6°20'45"	N 4°54'40"	Provinz Sasca/frischer Gneis
FSP 3	W 6°20'04"	N 4°54'45"	Provinz Sasca/frischer Amphibolith
FSP 4	W 6°20'04"	N 4°54'45"	Provinz Sasca/frischer Amphibolith
Sa 1	W 6°05'05"	N 4°57'25"	Provinz Sasca/frischer Gneis
FSP 1	W 5°53'15"	N 5°04'28"	Provinz Sasca/frischer Gneis
Co 28	W 5°43'52"	N 5°06'30"	östlicher Granit-Gneis-Komplex/frischer 2 Glimmer-Granit
Co 25/1	W 5°28'25"	N 5°10'24"	östlicher Granit-Gneis-Komplex/frischer 2 Glimmer-Granit
Co 25/2	W 5°28'25"	N 5°10'24"	östlicher Granit-Gneis-Komplex/alterierter 2 Glimmer-Granit
SR 3	W 5°15'58"	N 5°30'14"	Provinz Comoé/frischer Granodiorit
SR 10	W 5°14'09"	N 5°37'12"	östlicher Granit-Gneis-Komplex/Gneis
CD 10	W 5°07'30"	N 5°17'43"	Provinz Comoé/frischer Granodiorit
Ro 2	W 5°01'31"	N 5°21'29"	Provinz Comoé/Granodiorit
Ro 1	W 5°00'33"	N 5°24'20"	Provinz Comoé/Granodiorit
Sr 14	W 4°49'00"	N 5°53'13"	Provinz Comoé/frischer Granit
SR 17	W 4°47'14"	N 5°53'11"	Provinz Comoé/frischer Granodiorit
SR 16	W 4°47'14"	N 5°53'11"	Provinz Comoé/frischer Granit
SR 20	W 4°31'57"	N 5°32'56"	Provinz Comoé/frischer Pegmatit

Probe	Geogr. Länge	Geogr. Breite	Provinz/Lithologie
SR 19	W 4°31'57"	N 5°32'56"	Provinz Comoé/frischer Granit
Ya 1	W 4°11'30"	N 5°27'25"	Provinz Comoé/alterierter Granit
Ya 5	W 4°11'30"	N 5°27'25"	Provinz Comoé/frischer Granit
SR 23	W 3°38'50"	N 5°29'55"	Provinz Comoé/Sektor Alépé/frischer Granit
Ab 1	W 3°10'31"	N 5°34'06"	Provinz Comoé/Sektor Alépé/frischer Gneis

II Profile

Im Text erwähnte und dort nicht dargestellte Profile. Legende siehe Abb. 4.25.





### III Bestimmung der Korallen

Schriftliche Mitteilung H. Löser (2000)

#### **Tarbellastraea cf. aquitaniensis Chevalier 1962**

##### Material

Stuttgart (Institut für Geologie und Paläontologie, D 375-379), Dresden (Museum für Mineralogie und Geologie Dresden, L.2352, L.2355, L.2356)

##### Measurements

Calicular diametre (lumen) 1.4 - 1.5 mm  
 Calicular diametre 1.6 - 2.0 mm  
 Distance of calicular centres 1.6 - 2.0 mm  
 Number of septa 6 s<sub>1</sub> + 6 s<sub>2</sub> + 12 s<sub>3</sub>  
 Number of costae 24 - 30

##### Description

Ceriod-plocoid colony with round calices, which are partly slightly erected. Calices round and regular in form and size. Septa appear in three generations. Paliforme lobes could be present, the columella and the endotheca are not observable.

##### Remarks

Compared to all other species, the present material has very small calices.

#### **Montastrea cf. limbata (Duncan 1863)**

##### Material

Stuttgart (Institut für Geologie und Paläontologie D 374), Dresden (Museum für Mineralogie und Geologie Dresden, L.2353, L.2354)

##### Measurements

Calicular diametre (4) 4.5 - 5.5 mm  
 Distance of calicular centres (3.5) 4 - 6 mm  
 Number of septa 6 s<sub>1</sub> + 6 s<sub>2</sub> + 12 s<sub>3</sub>

##### Description

Plcocoid colony. In places the calices are separated by a small theca which gives the colony a more cerioid appearance. The calices are slightly erected. The septa appear in three generations, their lateral faces are with vertical rows of granules ornamented. Their distal border bear regular granules. The columella and the endotheca are not observable.

##### Remarks

The species distinguish from *Montastrea limbata* by the theca between the calices.

### IV Datierung von detritischen Staurolithkörnern

Schriftliche Mitteilung R. Frei (2000)

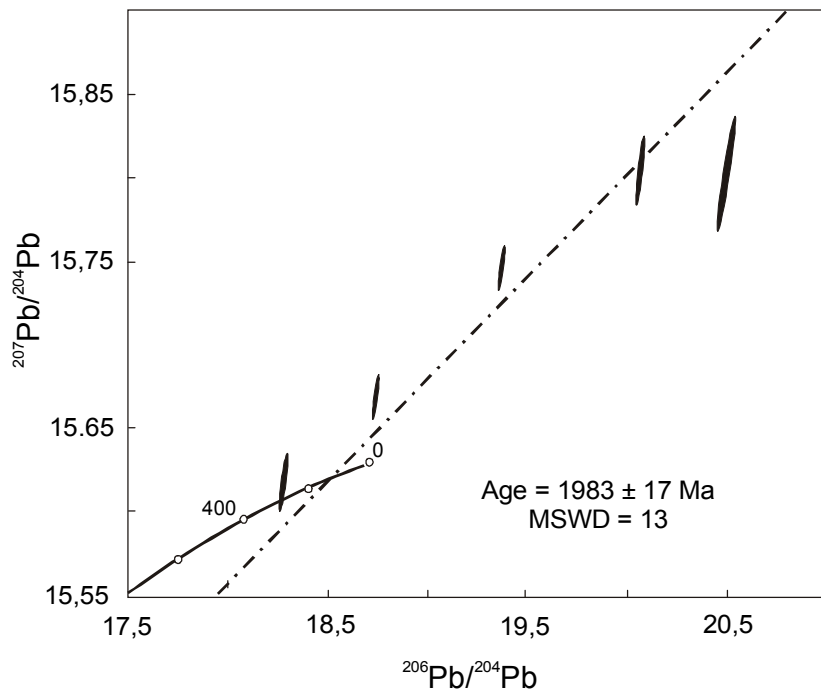
#### PbSL isotope data of staurolite, sample Ma 3

acid	time	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	±2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ	r <sub>1</sub>	r <sub>2</sub>
1 mix	20'	18,274	0,014	15,618	0,014	38,252	0,037	0,8547	0,0003	2,0933	0,0008	0,931	0,933
2 1N HBr	1h	18,731	0,011	15,668	0,011	38,771	0,031	0,8365	0,0002	2,0699	0,0007	0,955	0,925
3 4N HBr	3h	19,364	0,010	15,746	0,010	39,253	0,031	0,8131	0,0002	2,0271	0,0007	0,964	0,932
4 8,8N HBr	12h	20,055	0,020	15,804	0,017	39,204	0,045	0,7880	0,0002	1,9548	0,0007	0,965	0,951
5 8,8N HBr	48h	20,484	0,035	15,802	0,028	38,904	0,071	0,7715	0,0002	1,8992	0,0009	0,990	0,966
6 residue	-	110,407	0,180	26,816	0,045	51,229	0,088	0,2429	0,0001	0,4640	0,0002	0,989	0,979

r<sub>1</sub> = <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb vs. <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb error correlation (Ludwig, 1990)

r<sub>2</sub> = <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb vs. <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb error correlation (Ludwig, 1990)

Errors (±2σ) are two standard deviations absolute (Ludwig, 1990)



## V Schwermineralauszählung

T: Turmalin, Z: Zirkon, R: Rutil, St: Staurolith, D: Disthen, Si: Sillimanit, E: Epidot, An: Andalusit,

G: Granat, Am: Amphibol, Gl: Glimmer, Ap: Apatit, Ti: Titanit, P: Pyroxen, K: Kalzit, M: Magnetit

Tro: Turmalin rot, Tg: Turmalin grün, Tb: Turmalin braun, Tgb: Turmalin grau und blau

Te: Turmalin eckig, Ta: Turmalin angerundet, Tru: Turmalin rund, Zz: Zirkon stark zoniert

n.b. nicht bestimmt, n.n.: nicht nachgewiesen, --: sehr wenig, -: wenig, +: mäßig, ++: viel, +++: sehr viel

### Sedimente

Probe	T	Z	R	St	D	Si	E	An	G	Am	P	M	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru	Zz
Rezente Strandsande																				
Mg 2	14,1	4,9	0,5	20,9	0,0	16,5	2,9	0,0	5,8	34,5	0,0	+	48,3	0,0	31,0	20,7	0,0	69,0	31,0	26,3
Fr 20	5,2	38,6	1,3	20,3	3,3	2,6	7,2	0,0	7,8	7,2	6,5	+	50,0	50,0	0,0	0,0	0,0	75,0	25,0	0,0
GL 91S	8,9	16,4	2,1	17,8	2,1	6,8	6,8	2,1	4,8	29,5	2,7	+	69,2	0,0	30,8	0,0	0,0	61,5	38,5	50,0
Ku 1	22,7	3,2	0,0	48,6	1,1	11,9	1,1	8,6	1,1	1,6	0,0	--	54,8	14,3	16,7	14,3	0,0	38,1	61,9	0,0
As 91	12,1	1,1	1,1	68,9	2,7	1,9	8,0	0,0	0,8	3,4	0,0	--	78,1	0,0	15,6	6,3	0,0	65,6	34,4	54,5
As 1	8,1	0,9	0,9	78,0	4,0	1,3	5,4	0,0	0,4	0,9	0,0	n.n.	66,7	16,7	16,7	0,0	0,0	77,8	22,2	60,0
Rezente Flussande																				
GL 5	3,5	5,4	0,5	39,6	0,5	0,0	29,2	1,5	0,0	19,8	0,0	-	71,4	0,0	28,6	0,0	14,3	57,1	28,6	60,0
Al 93	21,8	2,9	0,0	50,0	5,3	0,0	9,4	0,0	0,0	10,6	0,0	--	64,9	0,0	35,1	0,0	8,1	89,2	2,7	n.b.
GL 91F	4,8	2,8	0,0	28,5	0,0	0,8	48,2	0,0	0,0	14,9	0,0	--	91,7	0,0	8,3	0,0	16,7	75,0	8,3	n.b.
GL 92	16,1	21,1	0,9	51,8	1,8	0,0	3,7	0,0	0,0	4,6	0,0	n.n.	37,1	0,0	34,3	28,6	5,7	68,6	25,7	n.b.
Ba 6	7,4	2,4	0,0	18,6	0,0	0,0	45,6	0,7	3,7	21,6	0,0	n.n.	81,8	0,0	9,1	0,0	0,0	0,0	0,0	n.b.
Quartäre, goldführende Sedimente																				
Li 1	95,4	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	1,7	0,0	n.n.	77,5	0,0	0,0	22,5	77,5	22,5	0,0	0,0
WS 3	87,4	6,1	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	--	82,2	0,0	0,0	17,8	100,0	0,0	0,0	42,9
ZA 7	74,1	22,3	1,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	66,3	15,7	1,2	16,9	49,4	50,6	0,0	52,0
GV 1	50,5	15,5	0,0	1,5	4,1	0,0	27,3	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	62,2	13,3	24,5	0,0	4,1	95,9	0,0	76,7
DA 1	49,1	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	11,2	0,0	0,0	33,5	0,0	--	89,1	0,0	10,0	0,9	0,0	99,1	0,9	14,3
TL 4/1	93,5	2,2	1,4	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	--	80,8	17,7	0,0	1,5	57,7	40,8	1,5	0,0
FH 2	72,8	23,1	1,2	0,6	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	0,6	0,0	n.n.	82,9	3,3	8,9	4,9	40,7	59,3	0,0	17,9
FH 1	82,2	17,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	95,7	1,2	0,0	1,2	37,7	59,3	1,2	11,8
ZA 4	37,0	55,0	0,5	0,5	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0	5,5	0,0	--	91,9	5,4	2,7	0,0	77,0	23,0	0,0	40,0
WS 5	79,5	9,8	0,0	0,9	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0	5,4	0,0	--	88,2	0,0	10,7	1,1	55,1	44,9	0,0	13,6
WS 6	45,8	2,0	0,4	0,0	0,0	0,0	19,7	0,0	0,0	32,1	0,0	n.n.	100,0	0,0	0,0	1,8	57,9	43,9	0,0	20,0
ZA 1	51,3	2,1	0,5	0,0	0,0	0,0	10,5	0,0	0,0	35,6	0,0	n.n.	74,5	3,1	22,4	0,0	11,2	84,7	4,1	50,0
ZA 3	54,1	9,5	0,0	0,0	0,0	0,0	18,2	0,0	0,0	18,2	0,0	--	90,8	0,0	4,6	4,6	22,9	77,1	0,0	17,4

Probe	T	Z	R	St	D	Si	E	An	G	Am	P	M	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru	Zz
Obere Einheit der neogenen Sedimente																				
Probe %	T	Z	R	St	D	Si	E	An	G	Am	P	M	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru	Zz
Sa 2	14,6	33,3	0,7	38,2	2,8	7,6	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	-	36,8	12,6	18,9	31,6	0,0	57,9	42,1	61,9
Co 27	32,3	14,3	1,7	47,3	3,1	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	27,0	30,2	25,4	17,5	0,0	77,8	22,2	52,9
Co 22/2	19,8	28,2	3,2	46,0	0,8	0,0	0,4	1,6	0,0	0,0	0,0	n.n.	34,6	23,5	33,3	8,6	0,0	72,8	27,2	53,2
Ma 3a	15,7	25,4	1,2	55,6	0,8	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	--	40,8	16,2	35,4	7,7	0,8	97,7	1,5	47,7
Co 15/3	11,7	35,0	0,7	50,4	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	41,7	16,7	38,9	2,8	11,1	88,9	0,0	28,6
CBV 91	27,1	5,9	0,8	65,3	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	n.n.	56,4	8,4	27,2	7,9	0,0	65,3	34,7	23,8
Co 9/1	19,3	4,3	0,6	72,7	0,6	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	n.n.	62,3	6,6	26,2	4,9	1,6	91,8	6,6	43,8
Co 1/1	16,7	26,6	13,4	36,7	5,2	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	n.n.	45,4	15,5	33,0	6,2	0,0	83,5	16,5	11,5
Ya 4	40,1	7,9	2,5	47,5	1,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	61,7	6,5	11,7	20,2	0,0	17,7	82,3	22,2
An 4	33,3	1,5	0,8	64,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	60,7	3,7	6,2	29,3	0,8	38,4	62,4	37,9
Bi 11	19,6	5,7	4,9	64,5	2,6	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	37,8	12,8	37,2	12,2	0,0	31,1	68,9	8,7
Bn 2	19,3	33,7	3,9	38,1	2,2	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	24,4	10,3	59,0	6,4	28,2	23,1	48,7	18,3
Al 5	27,5	5,0	2,3	63,6	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	n.n.	48,5	12,9	23,3	15,3	8,6	77,3	14,1	27,3
As 2	20,2	29,1	10,5	32,0	7,7	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	36,0	3,5	48,8	11,6	3,5	61,6	34,9	13,5
Eb 4	16,3	18,7	15,9	33,9	15,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	30,6	6,5	52,8	10,2	13,0	74,1	13,0	23,3
Eb 12	12,7	22,6	17,5	38,5	8,3	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	47,3	16,2	27,0	9,5	5,4	47,3	47,3	8,8
No 3	21,7	9,6	3,0	59,6	5,7	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	n.n.	35,1	4,6	48,1	12,2	7,6	67,2	25,2	21,7
Basiskonglomerat																				
Db 1	13,3	14,3	0,7	71,1	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	n.n.	41,0	5,1	0,0	15,4	38,5	61,5	0,0	71,4
Ya 2	41,9	13,1	0,0	42,8	0,0	0,9	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	--	62,5	3,1	0,0	34,4	0,0	100,0	0,0	30,0
An 6	22,3	5,3	0,0	72,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	84,8	0,0	0,0	8,7	8,7	71,7	19,6	18,2
Al 1	27,9	13,8	0,0	57,5	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	85,5	1,4	0,0	5,8	4,3	92,8	2,9	17,6
Untere Einheit der neogenen Sedimente																				
Sa 4	17,4	42,6	2,1	33,2	0,5	2,1	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	--	24,2	24,2	18,2	33,3	0,0	100,0	0,0	43,2
Co 22/1	20,8	38,3	0,0	40,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	22,6	19,4	54,8	3,2	51,6	45,2	3,2	57,9
Co 15/2	14,8	35,6	10,1	38,3	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	36,4	40,9	9,1	13,6	22,7	72,7	4,5	60,4
Bi 1	17,4	23,9	2,9	41,3	8,0	4,3	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	25,0	8,3	29,2	8,3	0,0	70,8	0,0	60,6
Bi 5	23,9	14,6	1,9	49,8	9,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	45,1	21,6	25,5	5,9	0,0	82,4	15,7	12,9
Al 2	38,9	9,7	0,0	50,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	48,6	25,0	0,0	23,6	4,2	93,1	0,0	66,7
Grundwasserbohrung																				
Tj 912	22,2	13,2	0,5	64,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	54,8	4,8	25,0	15,5	22,6	76,2	1,2	38,0
Tj 910	29,9	10,7	0,0	58,7	0,4	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	58,0	27,2	7,4	7,4	53,1	45,7	1,2	37,9
Tj 97	35,3	16,3	2,7	45,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	42,5	14,2	34,0	9,4	27,4	68,9	3,8	55,1
Tj 96	22,9	12,4	0,5	63,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	58,0	12,0	14,0	16,0	12,0	88,0	0,0	66,7
IR 1	16,6	7,4	0,9	70,1	1,5	0,0	0,0	3,6	0,0	0,0	0,0	n.n.	51,8	10,7	14,3	23,2	33,9	64,3	1,8	28,0
IR 3	21,6	14,6	0,8	60,3	0,8	0,0	0,5	1,4	0,0	0,0	0,0	n.n.	56,3	8,8	21,3	13,8	20,0	77,5	2,5	27,8
Tj 916	22,7	13,4	0,0	63,2	0,0	0,0	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	n.n.	56,7	3,3	25,6	14,4	25,6	66,7	7,8	37,7
Tj 915	28,3	10,0	0,7	59,9	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	60,8	29,1	10,1	0,0	55,7	43,0	1,3	25,0
Tj 914	21,2	13,0	0,4	62,3	1,7	0,0	0,9	0,4	0,0	0,0	0,0	n.n.	46,9	14,3	14,3	24,5	16,3	83,7	0,0	73,3
Bohrung "Grand-Lahou"																				
110	15,4	15,9	5,8	55,8	3,4	0,0	1,4	0,0	2,4	0,0	0,0	-	0,0	18,8	43,8	37,5	31,3	68,8	0,0	6,1
160	14,2	14,8	5,7	58,5	5,7	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	-	40,0	0,0	56,0	4,0	0,0	76,0	24,0	11,5
210	15,9	12,8	3,7	59,8	3,7	0,0	0,0	0,6	4,3	0,0	0,0	n.n.	42,3	30,8	19,2	7,7	0,0	73,1	26,9	23,8
250	22,7	7,3	3,6	58,2	3,6	2,7	0,0	0,0	1,8	0,0	0,0	n.n.	44,0	12,0	36,0	8,0	0,0	100,0	0,0	12,5
280	21,8	7,3	3,6	60,0	2,4	0,6	1,2	0,0	3,0	0,0	0,0	n.n.	22,2	5,6	61,1	11,1	0,0	94,4	5,6	0,0
350	24,8	6,4	5,5	51,4	7,3	0,9	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	-	37,0	11,1	29,6	22,2	0,0	88,9	11,1	42,9
460	25,2	7,1	0,0	54,3	1,6	0,0	11,8	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	40,6	18,8	40,6	0,0	28,1	71,9	0,0	55,6
500	14,7	14,7	0,0	57,8	0,0	2,9	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	40,0	40,0	20,0	0,0	0,0	93,3	6,7	46,7
980	16,7	11,9	0,0	66,7	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	71,4	14,3	0,0	14,3	0,0	85,7	14,3	0,0
1090	37,7	6,5	1,1	51,4	0,7	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	n.n.	83,7	10,6	1,0	4,8	12,5	82,7	4,8	44,4
1180	22,1	18,6	1,8	40,7	2,7	0,0	0,0	0,0	1,8	0,0	12,4	-	72,0	0,0	8,0	20,0	12,0	76,0	12,0	19,0
1250	25,5	20,4	2,0	49,0	0,0	2,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	n.n.	56,0	36,0	8,0	0,0	16,0	80,0	4,0	20,0
1360	69,6	21,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,7	0,0	0,0	n.n.	75,0	0,0	12,5	12,5	68,8	31,3	0,0	80,0
1470	77,8	20,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	n.n.	92,9	0,0	0,0	7,1	84,5	13,1	2,4	22,7
1570	85,1	10,6	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	n.n.	90,0	1,3	1,3	7,5	77,5	21,3	1,3	30,0
1660	75,7	20,6	0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	n.n.	91,4	2,5	0,0	6,2	86,4	11,1	2,5	27,3
1750	61,9	30,2	2,2	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	n.n.	88,4	8,1	0,0	3,5	83,7	15,1	1,2	33,3

Probe	T	Z	R	St	D	Si	E	An	G	Am	P	M	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru	Zz
1840	73,1	18,6	2,8	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	0,0	0,0	n.n.	89,6	6,6	0,0	3,8	89,6	10,4	0,0	29,6
1950	70,5	13,8	1,8	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	12,1	0,0	0,0	n.n.	84,2	0,6	1,3	13,9	78,5	20,9	0,6	29,0
2020	70,4	23,2	1,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,7	n.n.	84,0	0,0	7,0	9,0	77,0	23,0	0,0	30,3
2110	77,3	12,4	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,2	0,0	3,1	n.n.	89,3	0,0	6,7	4,0	80,0	20,0	0,0	25,0
2230	66,7	25,0	4,2	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	n.n.	96,9	0,0	0,0	3,1	96,9	3,1	0,0	33,3
2270	82,6	13,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	100,0	0,0	0,0	0,0	94,7	5,3	0,0	0,0

## Basement

Probe	T	Z	R	St	D	Si	E	An	G	Am	G	Ap	Ti	P	K	M	Zz
WA 5	98,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Mb 5	18,9	28,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	31,5	18,1	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
SR 13	2,3	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	80,8	0,0	0,0	14,7	0,0	0,0	0,0	1,1	0,0	n.n.	
MB 2	9,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	77,5	0,0	0,0	7,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Gu 5	4,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3	0,0	0,3	73,5	0,3	0,0	0,0	16,6	0,0	n.n.	
Tj 913	4,6	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,6	3,1	0,0	0,0	56,6	0,0	0,0	0,0	29,1	n.n.	
SR 4	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	57,3	0,4	31,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
SR 15	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
SR 1/2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	n.n.	
Co 24	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	96,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Co 92	51,7	48,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Co 18/1	95,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Co 93/1	59,1	35,2	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
An 5	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Do 12	90,2	9,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
WS 2	92,9	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Mb 4	77,0	9,3	10,6	1,2	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
WA 3	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
WA 92	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	--	
Br 1	47,1	37,2	13,2	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Br 2	4,0	92,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	n.n.	
Br 3	21,6	60,4	7,9	8,8	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Br 4	4,6	95,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+	
Br 5	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
CD 11	36,4	4,0	1,1	57,8	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+++	
Do 1	35,1	13,3	0,8	49,2	0,4	0,0	0,0	0,8	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+++	
CD 9	22,8	18,9	1,2	48,6	0,9	0,0	2,7	1,2	0,0	3,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	+++	
CD 6	24,1	9,6	0,7	61,9	0,7	0,0	0,0	1,9	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
CD 7	14,5	15,1	1,2	61,6	0,6	0,6	5,2	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
CD 5	26,3	14,9	1,6	55,3	1,1	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
SR 8	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	17,8	0,0	0,0	0,0	79,6	0,4	0,4	0,0	0,0	-	12,5
Ro 2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	13,6	0,0	0,0	0,4	83,7	1,2	0,8	0,0	0,0	n.n.	26,3
CD 10	0,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	8,6	0,0	0,0	22,6	63,9	2,3	1,5	0,0	0,0	n.n.	n.b.
Sr 14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	60,1	0,0	0,0	29,7	10,1	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	n.b.
SR 17	0,7	0,3	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,6	0,2	98,1	0,0	0,0	0,0	0,0	-	n.b.
SR 3	1,1	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	10,4	0,0	0,0	53,2	25,7	2,5	5,7	0,0	0,0	n.n.	3,3
Mg 4	0,4	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	20,5	0,0	0,0	23,6	46,5	5,9	1,6	0,0	0,0	n.n.	30,4
FSP 1	2,1	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1	0,0	0,0	0,6	74,8	6,6	6,3	0,0	0,0	n.n.	n.b.
Co 25/1	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	0,3	86,9	5,7	2,4	0,0	0,0	n.n.	100
Co 28	0,7	1,6	1,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	88,9	6,6	0,0	0,0	0,0	n.n.	100
Ya 1	0,0	7,0	76,7	0,0	0,0	0,0	16,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	100
Ya 5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	
Sa 1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	12,3	0,0	0,0	66,6	17,7	0,3	3,1	0,0	0,0	n.n.	100
SR 10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1	0,0	0,0	0,0	0,4	5,3	0,0	0,0	0,0	n.n.	0,0
Mg 3	0,8	0,1	0,0	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	11,4	0,0	86,4	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	n.b.
FSP 2	7,6	0,0	0,0	75,4	0,0	17,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	n.b.
Issia	47,4	0,0	0,0	52,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	n.n.	n.b.
Al 3	3,23	96,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.n.	
Al 92	55,68	3,30	0,00	36,26	3,66	0,00	1,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.n.	
SR 24	1,90	0,50	0,00	3,40	0,50	0,00	7,70	0,00	5,50	80,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	+++	
Ab 1	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	8,19	0,00	0,00	87,71	0,00	0,00	3,07	0,68	0,00	n.n.	
SR 21	0,83	0,83	0,00	1,24	0,83	0,00	3,32	0,00	2,07	90,46	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00	n.n.	

Probe	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru	Zz	Probe	Tro	Tg	Tb	Tgb	Te	Ta	Tru	Zz
Co 92	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	CD 11	49,0	18,0	20,0	13,0	32,0	61,0	7,0	18,2
Co 18/1	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	Do 1	63,2	8,0	17,2	11,5	33,3	48,3	18,4	42,4
Co 93/1	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	41,9	CD 9	38,2	5,3	36,8	14,5	18,4	69,7	6,6	27,0
An 5	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0	CD 6	35,4	0,0	44,6	20,0	0,0	100,0	0,0	3,8
Do 12	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	75,0	CD 7	40,0	0,0	60,0	0,0	8,0	64,0	28,0	0,0
WS 2	81,73	15,38	0,96	1,92	70,19	29,81	0,00	28,57	CD 5	57,7	12,4	20,6	9,3	11,3	72,2	16,5	0,0
Mb 4	96,8	0,8	0,0	2,4	96,8	1,6	1,6	33,3									
WA 3	100,0	0,0	0,0	0,0	88,7	11,3	0,0	0,0									
WA 92	100,0	0,0	0,0	0,0	100,0	0,0	0,0	0,0									
Br 1	71,9	0,0	3,5	24,6	82,5	17,5	0,0	53,3									
Br 2	75,0	0,0	25,0	0,0	75,0	12,5	12,5	28,0									
Br 3	22,4	4,1	6,1	2,0	10,2	24,5	0,0	19,7									
Br 4	77,8	0,0	22,2	0,0	77,8	22,2	0,0	29,6									
Br 5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0									

## VI Einzelkornmessungen

### Turmalin

br: Bruchstück, i: idiomorphes Korn

Gew. %	Li 1 #1	Li 1 #2	Li 1 #3	Li 1 #4	Li 1 #5	Li 1 #6	Li 1 #7	Li 1 #8	Li 1 #9	Li 1 #10	Li 1 #11	Li 1 #12	Li 1 #13
Na <sub>2</sub> O	1,87	1,87	0,00	2,33	0,71	2,12	1,80	1,37	0,16	2,14	0,00	0,00	1,67
MgO	10,39	10,10	9,24	9,95	9,58	9,88	9,61	10,05	9,18	9,99	9,56	9,53	10,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,32	33,75	35,28	31,84	33,33	32,11	33,49	34,49	34,73	35,10	33,54	34,43	36,38
SiO <sub>2</sub>	41,68	41,17	42,78	40,53	41,28	40,70	40,77	41,88	42,02	41,51	41,72	42,24	42,04
K <sub>2</sub> O	0,07	0,11	0,06	0,08	0,15	0,07	0,12	0,14	0,03	0,00	0,10	0,00	0,04
CaO	0,32	0,75	0,58	0,82	0,70	0,83	0,74	0,78	0,54	0,48	0,77	0,74	0,25
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,62	0,47	1,14	1,06	1,09	0,86	0,73	0,62	0,27	1,04	0,86	0,04
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,20	0,19	0,27	0,31	0,19	0,31	0,00	0,08	0,04	0,17	0,07	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,08	0,06	0,00	0,07	0,00	0,06	0,00	0,29	0,00	0,07	0,00	0,14
FeO	10,82	11,37	11,33	13,04	12,81	13,01	12,23	10,56	12,35	10,47	13,04	12,14	9,30
Summe	99,98	100,02	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,01

Gew. %	Li 1 #14	Li 1 #15	Li 1 #16	Li 1 #17	SR 20 #1	SR 20 #2	SR 20 #3	SR 20 #4	SR 20 #5	SR 20 #6	SR 20 #7	SR 20 #8	SR 20 #9
Na <sub>2</sub> O	2,07	2,02	1,48	0,94	0,69	0,62	0,43	1,10	0,41	0,00	0,24	0,30	0,42
MgO	10,61	9,99	9,84	9,68	1,43	1,88	1,63	1,91	1,85	1,59	1,55	1,52	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,76	30,11	30,40	34,26	41,99	41,82	42,14	41,40	41,76	42,05	41,94	42,15	41,90
SiO <sub>2</sub>	41,69	40,04	40,23	41,99	39,55	39,57	39,63	39,42	39,80	39,80	39,67	39,87	39,75
K <sub>2</sub> O	0,06	0,15	0,12	0,16	0,10	0,10	0,16	0,13	0,09	0,07	0,07	0,09	0,02
CaO	0,31	1,00	0,97	0,53	0,10	0,17	0,09	0,14	0,10	0,09	0,09	0,04	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,11	2,49	2,58	0,42	0,03	0,15	0,15	0,19	0,08	0,09	0,15	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,23	0,20	0,25	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,19	0,07	0,13	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
FeO	10,19	13,77	14,08	11,64	16,07	15,56	15,72	15,71	15,92	16,27	16,29	16,03	16,29
Summe	100,01	99,99	99,97	100,00	100,00	99,98	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00

Gew. %	SR 20 #10	SR 20 #11	SR 20 #12	SR 20 #13	SR 20 #14	SR 20 #15	SR 20 #16	SR 20 #17	SR 20 #18	SR 20 #19	SR 20 #20	SR 20 #21	SR 4 #1
Na <sub>2</sub> O	0,76	0,26	0,24	0,00	0,00	0,00	0,35	0,28	0,69	0,53	0,74	0,21	0,00
MgO	1,34	1,85	1,77	0,41	1,16	1,13	1,54	1,65	1,60	1,27	1,73	1,77	5,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,04	42,30	42,23	42,98	42,38	42,43	41,92	41,96	41,36	42,35	40,83	41,87	36,80
SiO <sub>2</sub>	39,22	39,59	39,89	40,39	39,89	40,06	39,53	39,72	39,37	39,37	39,21	39,68	38,67
K <sub>2</sub> O	0,04	0,07	0,09	0,09	0,10	0,09	0,16	0,10	0,12	0,17	0,03	0,11	0,16
CaO	0,11	0,05	0,10	0,04	0,12	0,15	0,15	0,10	0,19	0,13	0,09	0,12	2,02
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,08	0,08	0,21	0,07	0,00	0,04	1,80
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,13	0,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,16
FeO	16,41	15,89	15,68	16,09	16,19	16,09	16,23	16,21	16,46	16,12	17,36	15,99	15,00
Summe	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,10	100,00	100,05	99,99	99,99	99,99

Gew. %	SR 4 #2	SR 4 #3	SR 4 #4	SR 4 #5	SR 4 #6	SR 4 #7	SR 4 #8	SR 4 #9	SR 4 #10	SR 4 #11	SR 4 #12	SR 4 #13	SR 4 #14
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,42	1,00	1,84	0,36	0,00	2,33	1,83	0,00	0,18	1,69	0,00	2,01
MgO	4,87	4,89	5,20	7,42	5,20	5,71	7,43	7,07	6,13	6,23	7,23	5,50	7,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,39	36,51	39,16	41,23	39,31	41,70	40,68	40,74	41,59	40,72	40,14	42,10	40,29
SiO <sub>2</sub>	36,78	36,96	36,62	41,06	37,66	40,35	40,72	40,26	41,38	40,74	41,29	41,25	40,59
K <sub>2</sub> O	0,23	0,23	0,27	0,10	0,21	0,17	0,06	0,06	0,14	0,11	0,07	0,10	0,02
CaO	2,07	2,08	1,76	0,73	1,82	1,07	0,86	1,09	1,23	1,75	1,25	0,88	1,26
TiO <sub>2</sub>	2,08	2,09	1,83	0,90	1,50	1,21	0,89	0,94	0,97	1,17	0,99	0,69	0,71
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	16,75	16,82	14,16	6,73	13,94	9,78	7,03	8,02	8,56	9,11	7,34	9,47	7,76
Summe	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00

Gew. %	SR 4 #15	SR 4 #16	SR 4 #17	SR 4 #18	SR 4 #19	SR 4 #20	SR 4 #21	SR 4 #22	SR 4 #23	SR 4 #24	SR 4 #25	SR 4 #26	SR 4 #27
Na <sub>2</sub> O	1,65	1,06	0,00	0,81	1,06	1,26	0,52	1,56	1,02	1,57	0,77	0,00	0,00
MgO	7,46	6,95	6,15	6,87	6,61	6,83	6,33	6,92	6,57	6,31	6,24	5,69	6,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,29	40,96	41,94	41,82	41,24	40,77	40,92	41,30	41,13	41,15	41,96	40,80	41,58
SiO <sub>2</sub>	41,09	41,08	40,64	41,53	40,93	42,00	40,78	40,49	40,59	39,75	41,05	39,85	40,88
K <sub>2</sub> O	0,04	0,13	0,14	0,03	0,15	0,10	0,11	0,08	0,14	0,08	0,13	0,05	0,11
CaO	0,78	1,14	1,33	0,82	1,12	1,01	1,26	1,06	1,08	1,05	1,18	1,54	1,20
TiO <sub>2</sub>	0,68	1,09	1,20	0,83	0,87	0,81	1,20	0,85	1,08	1,07	1,03	1,07	1,28
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,01	7,59	6,62	7,28	8,03	7,20	8,88	7,73	8,40	9,01	7,64	10,99	8,82
Summe	100,00	100,00	98,02	99,99	100,01	99,98	100,00	99,99	100,01	99,99	100,00	99,99	100,00

Gew. %	SR 4 #28	Li 1 SM #1	Li 1 SM #2	Li 1 SM #3	Li 1 SM #4	Li 1 SM #5	Li 1 SM #6	Li 1 SM #7	Li 1 SM #8	Li 1 SM #9	Li 1 SM #10	Li 1 SM #11	Li 1 SM #12
Na <sub>2</sub> O	1,96	1,63	1,75	1,38	1,36	1,57	0,95	1,96	0,35	1,45	0,00	1,87	0,00
MgO	8,49	9,90	11,17	10,76	10,46	10,38	10,45	11,34	10,41	10,23	9,95	11,11	9,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,31	35,63	35,83	35,36	32,93	34,01	35,78	35,10	35,73	34,83	34,09	35,10	32,96
SiO <sub>2</sub>	41,63	42,37	42,57	42,18	43,12	41,06	42,76	42,84	43,62	41,13	43,39	42,49	42,87
K <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,10	0,00	0,11	0,04	0,08	0,06	0,00	0,10	0,05	0,06	0,05
CaO	0,54	0,82	1,13	1,13	0,72	1,26	0,93	0,79	0,53	1,37	0,74	1,00	1,00
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,12	1,08	1,24	0,81	1,39	1,35	0,66	0,00	1,79	0,66	1,27	1,41
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,22	8,50	6,36	7,95	10,48	10,30	7,71	7,26	9,34	9,09	11,12	7,10	12,11
Summe	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	100,01	100,01	100,01	99,98	99,99	100,00	100,00	99,99

Gew. %	Li 1 SM #13	Li 1 SM #14	Li 1 SM #15	Li 1 SM #16	Li 1 SM #17	Li 1 SM #18	Li 1 SM #19	Li 1 SM #20	Li 1 SM #21	Li 1 SM #22	Li 1 SM #23	Li 1 SM #24	Li 1 SM #25
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,42	1,25	2,29	2,48	0,00	1,33	1,62	1,29	1,52	1,93
MgO	11,03	9,21	10,43	10,45	10,61	10,80	10,20	9,99	10,51	10,03	10,28	10,26	10,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,17	33,10	35,56	35,10	34,76	32,69	35,72	36,49	35,06	34,65	35,51	35,59	35,08
SiO <sub>2</sub>	43,91	42,33	43,74	43,39	43,03	42,47	42,22	43,84	41,67	43,20	41,98	42,14	41,62
K <sub>2</sub> O	0,07	0,12	0,00	0,11	0,09	0,04	0,06	0,07	0,04	0,08	0,12	0,08	0,04
CaO	1,11	1,30	1,15	1,14	1,03	0,73	0,89	0,81	1,26	0,51	1,24	0,77	1,14
TiO <sub>2</sub>	0,60	1,49	1,16	1,10	1,24	1,03	0,44	0,71	1,53	0,53	1,34	1,11	1,27
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	8,09	12,45	7,96	8,28	7,99	9,95	7,98	8,09	8,60	9,37	8,23	8,53	8,63
Summe	99,98	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00

Gew. %	Li 1 SM #26	Li 1 SM #27	Li 1 SM #28	Li 1 SM #29	Li 1 SM #30	Li 1 SM #31	Li 1 SM #32	WA 92 #1	WA 92 #2	WA 92 #3	WA 92 #4	WA 92 #5	WA 92 #6
Na <sub>2</sub> O	0,00	2,19	2,58	0,36	2,36	0,00	1,19	2,27	0,00	1,66	0,68	1,97	1,93
MgO	6,62	10,81	11,47	11,81	11,35	10,53	10,83	9,19	9,22	10,50	8,20	9,57	10,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,64	35,49	33,23	36,76	36,09	38,39	35,92	37,31	38,28	37,69	36,84	37,01	37,35
SiO <sub>2</sub>	42,75	42,85	42,19	45,03	42,61	44,07	42,74	41,96	44,65	43,36	42,27	42,35	42,27
K <sub>2</sub> O	0,09	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,08	0,04	0,04	0,02	0,08
CaO	1,01	0,80	0,72	0,62	0,52	0,58	1,15	0,57	0,72	0,58	0,85	0,41	0,74
TiO <sub>2</sub>	1,43	1,22	1,04	0,21	0,55	0,11	1,20	0,00	0,53	0,07	0,65	0,35	0,44
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	11,45	6,58	8,72	5,21	6,52	6,32	6,85	8,70	6,53	6,10	10,47	8,32	7,16
Summe	96,99	100,02	100,02	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01



Gew. %	WA 92 #7	WA 92 #8	WA 92 #9	WA 92 #10	WA 92 #11	WA 92 #12	WA 92 #13	WA 92 #14	WA 92 #15	WA 92 #16	WA 92 #17	WA 92 #18
Na <sub>2</sub> O	1,67	2,40	2,06	0,70	2,37	2,00	3,29	0,00	1,59	2,22	2,13	1,06
MgO	9,52	9,92	11,23	9,05	10,07	9,59	10,34	9,04	9,43	10,20	9,65	9,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,07	37,04	37,10	37,66	36,56	37,19	36,99	37,49	37,19	36,99	36,43	36,78
SiO <sub>2</sub>	42,45	42,88	42,96	42,81	42,43	42,50	42,23	43,91	42,32	42,70	42,64	43,06
K <sub>2</sub> O	0,09	0,05	0,10	0,07	0,03	0,07	0,05	0,07	0,07	0,03	0,05	0,09
CaO	0,66	0,56	0,62	0,82	0,65	0,74	0,56	0,66	0,71	0,73	0,61	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,35	0,35	0,74	0,35	0,44	0,41	0,45	0,45	0,50	0,60	0,56
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,96	6,79	5,56	8,16	7,56	7,47	6,14	8,38	8,24	6,63	7,89	8,70
Summe	100,02	99,99	99,98	100,01	100,02	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01

Gew. %	1840 #1	1840 #2	1840 #3	1840 #4	1840 #5	1840 #6	1840 #7	1840 #8	1840 #9	1840 #10	1840 #11	1840 #12	1840 #13
Na <sub>2</sub> O	2,12	1,16	1,10	1,05	2,32	2,47	1,24	2,05	2,80	1,09	1,90	1,29	0,89
MgO	8,93	7,92	8,75	7,96	10,26	8,58	7,93	7,76	9,13	8,05	9,40	8,48	9,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,62	38,10	38,49	38,30	37,17	38,75	39,73	38,11	38,88	37,40	36,24	37,86	38,58
SiO <sub>2</sub>	41,81	41,17	40,48	40,89	41,47	40,36	41,49	43,35	41,32	44,77	42,35	41,38	42,30
K <sub>2</sub> O	0,03	0,07	0,10	0,08	0,00	0,06	0,09	0,11	0,08	0,10	0,06	0,00	0,00
CaO	0,66	0,96	1,09	0,69	0,76	0,80	0,80	0,42	0,62	0,70	0,74	0,78	0,73
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,69	0,54	0,71	0,36	0,59	0,67	0,73	0,71	0,53	0,44	0,40	0,51
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09
FeO	7,31	9,85	9,46	10,51	7,66	8,39	8,05	7,48	6,45	7,36	8,88	9,77	7,77
Summe	99,99	99,92	100,01	100,27	100,00	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00

Gew. %	1840 #14	1840 #15	1840 #16	1840 #17	1840 #18	1840 #19	1840 #20
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,30	2,32	2,19	2,99	1,37	2,79
MgO	9,39	8,53	9,35	6,98	9,23	8,83	9,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,52	36,96	39,88	35,21	37,10	39,48	38,02
SiO <sub>2</sub>	40,96	41,23	40,90	45,76	40,30	42,33	42,61
K <sub>2</sub> O	0,08	0,15	0,05	0,36	0,04	0,03	0,08
CaO	0,83	0,72	0,84	0,52	0,85	0,62	0,60
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,72	0,62	0,82	0,36	0,72	0,59
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,63	9,38	6,04	7,15	9,15	6,62	6,15
Summe	100,00	99,99	100,00	98,99	100,02	100,00	100,01

Gew. %	Ya 4 #1 br	Ya 4 #2 br	Ya 4 #3 br	Ya 4 #4 br	Ya 4 #5 br	Ya 4 #6 br	Ya 4 #7 br	Ya 4 #8 br	Ya 4 #9 br	Ya 4 #10 br	Ya 4 #11 br	Ya 4 #12 br
Na <sub>2</sub> O	0,98	1,29	1,29	0,00	0,00	0,57	2,25	1,67	0,92	0,68	1,92	1,96
MgO	7,77	6,53	6,53	5,19	2,33	6,13	6,81	6,72	7,10	7,31	7,58	3,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,17	39,34	39,34	38,62	37,20	38,35	38,53	39,29	36,43	38,92	38,53	38,79
SiO <sub>2</sub>	42,95	42,05	42,05	42,22	41,30	42,07	42,70	42,15	44,93	42,25	42,67	41,30
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,09	0,10	0,23	0,08	0,06	0,05	0,06	0,11	0,00	0,07
CaO	0,94	0,33	0,33	0,31	0,42	0,55	0,12	0,44	1,21	0,81	0,25	0,10
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,77	0,77	0,95	0,79	0,72	0,33	0,71	0,24	0,56	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	10,82	9,61	9,61	12,60	17,73	11,53	9,20	8,96	9,11	9,37	9,05	14,42
Summe	99,99	100,01	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00

Gew. %	Ya 4 #13 br	Ya 4 #14 br	Ya 4 #15 br	Ya 4 #16 br	Ya 4 #17 br	Ya 4 #18 br	Ya 4 #19 br?	Ya 4 #20 br?	Ya 4 #21 br?	Ya 4 #22 i	Ya 4 #23 i	Ya 4 #24 i
Na <sub>2</sub> O	2,04	0,79	1,22	0,00	0,18	1,19	1,67	0,75	0,00	2,57	0,70	0,62
MgO	8,37	7,65	6,20	7,47	3,67	7,44	8,94	6,02	2,13	9,18	9,31	8,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,92	40,39	38,18	38,84	39,49	37,79	32,12	38,82	38,24	36,07	38,95	40,07
SiO <sub>2</sub>	41,74	42,49	42,03	43,01	45,23	41,60	43,51	42,75	45,81	42,58	43,28	43,18
K <sub>2</sub> O	0,14	0,08	0,16	0,15	0,31	0,07	0,15	0,13	0,62	0,05	0,03	0,04
CaO	1,19	1,11	0,55	0,84	0,24	0,90	0,90	0,39	0,86	0,95	0,72	0,64
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,88	0,71	0,58	0,72	0,64	0,15	0,80	1,34	0,60	0,38	0,54
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	10,80	6,62	10,95	9,11	10,17	10,36	12,56	10,33	11,01	8,00	6,63	6,57
Summe	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00

Gew. %	Ya 4 #25 i	Ya 4 #26 i	Ya 4 #27 i	Ya 4 #28 i	Ya 4 #29 i	Ya 4 #30 i	Ya 4 #31 i	Ya 4 #32 i	Ya 4 #33 i	Ya 4 #34 i	Ya 4 #35 i	Ya 4 #36 i
Na <sub>2</sub> O	2,08	2,22	0,56	1,60	1,17	1,71	2,46	0,26	2,04	2,43	2,14	2,49
MgO	7,96	8,12	7,94	10,21	9,31	9,90	10,12	8,50	7,35	8,65	8,61	9,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,84	40,84	38,60	36,07	37,38	36,32	36,24	39,64	41,02	39,52	38,83	37,57
SiO <sub>2</sub>	42,10	42,28	43,10	42,73	43,73	43,17	42,89	43,41	41,71	42,41	42,47	42,38
K <sub>2</sub> O	0,03	0,05	0,11	0,07	0,03	0,02	0,06	0,06	0,06	0,03	0,00	0,05
CaO	0,72	0,44	0,76	1,14	0,80	1,11	0,78	0,63	0,45	0,48	0,49	0,95
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,62	0,63	0,67	0,23	0,47	0,26	0,48	0,27	0,68	0,00	0,53
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,73	5,44	8,30	7,51	7,35	7,29	7,20	7,00	7,09	5,80	7,46	6,10
Summe	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	99,98	99,99	100,00	100,00	100,00

Gew. %	Ya 4 #37 i	Ya 4 #38 i	Ya 4 #39 i	Ya 4 #40 i	Ya 4 #41 i	Ya 4 #42 i	Ya 4 #43 i	Ya 4 #44 i	Ya 4 #45 ?	Ya 4 #46 ?	Ya 4 #47 ?	Ya 4 #48 ?
Na <sub>2</sub> O	2,11	1,63	1,39	2,32	0,96	0,00	1,19	2,34	0,95	1,74	1,13	1,47
MgO	7,53	9,77	8,93	8,15	8,89	7,48	8,15	8,42	6,58	8,83	6,82	7,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,75	35,45	36,36	38,57	36,28	41,79	38,91	40,22	39,44	38,40	40,72	37,16
SiO <sub>2</sub>	41,47	43,24	43,56	44,13	42,88	43,60	42,62	42,63	41,13	43,12	41,39	40,58
K <sub>2</sub> O	0,04	0,08	0,13	0,11	0,15	0,00	0,09	0,00	0,11	0,00	0,07	0,16
CaO	0,62	1,34	1,01	0,49	1,30	0,30	0,70	0,33	0,94	0,61	0,53	0,98
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,77	0,56	0,44	0,66	0,00	0,46	0,16	1,02	0,39	0,96	0,77
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,85	7,73	8,05	5,80	8,89	6,83	7,87	5,89	9,84	6,91	8,37	11,73
Summe	100,01	100,01	99,99	100,01	100,01	100,00	99,99	99,99	100,01	100,00	99,99	100,00

Gew. %	Ya 4 #49 ?	Ma 3 #1 ?	Ma 3 #2 br	Ma 3 #3 br	Ma 3 #4 br	Ma 3 #5 br	Ma 3 #6 br	Ma 3 #7 br	Ma 3 #8 br	Ma 3 #9 br	Ma 3 #10 br	Ma 3 #11 br
Na <sub>2</sub> O	1,65 Na		0,98	0,21	0,44	0,73	0,00	0,00	2,36	1,76	1,42	1,86
MgO	9,80 Mg		6,86	7,83	9,29	7,38	6,59	5,21	8,24	8,97	7,73	4,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,40 Al		39,46	37,66	35,16	34,63	35,92	37,18	38,02	37,16	39,77	39,51
SiO <sub>2</sub>	42,94 Si		41,27	43,56	43,51	40,32	49,99	39,82	42,51	41,95	41,13	41,43
K <sub>2</sub> O	0,00 K		0,13	0,09	0,15	0,09	0,04	0,15	0,10	0,11	0,05	0,05
CaO	0,94 Ca		0,61	0,82	1,84	1,68	0,50	0,81	0,16	0,82	0,44	0,13
TiO <sub>2</sub>	0,50 Ti		0,83	0,57	1,21	1,16	0,49	2,27	0,14	0,35	0,40	0,53
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,78 Fe		9,86	9,27	8,41	14,01	6,47	14,57	8,47	8,87	9,05	11,74
Summe	100,01	0,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	99,99	99,99

Gew. %	Ma 3 #12 br	Ma 3 #13 br	Ma 3 #14 br	Ma 3 #15 br	Ma 3 #16 br	Ma 3 #17 br	Ma 3 #18 br	Ma 3 #19 br	Ma 3 #20 i	Ma 3 #21 i	Ma 3 #22 i	Ma 3 #23 i
Na <sub>2</sub> O	0,36	1,64	0,67	1,64	0,72	1,17	0,44	0,66	0,40	1,38	1,38	2,20
MgO	6,92	6,99	7,59	5,33	7,37	7,51	5,49	7,20	7,66	8,30	7,52	10,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,33	39,94	40,01	36,53	39,94	38,43	41,71	39,00	40,02	40,11	40,00	38,71
SiO <sub>2</sub>	41,24	41,42	42,27	38,78	42,02	42,06	42,17	41,36	43,64	43,09	41,41	42,38
K <sub>2</sub> O	0,10	0,07	0,04	0,13	0,14	0,10	0,10	0,00	0,13	0,07	0,05	0,00
CaO	0,73	0,25	0,66	0,26	0,62	0,96	0,16	0,98	0,73	0,35	0,67	0,62
TiO <sub>2</sub>	0,95	1,06	0,85	1,69	0,98	0,53	0,40	0,58	0,67	0,62	1,00	0,16
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,37	8,64	7,92	15,63	8,21	9,24	9,53	10,22	6,76	6,08	7,98	5,88
Summe	100,00	100,01	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,01

Gew. %	Ma 3 #24 i	Ma 3 #25 i	Ma 3 #26 i	Ma 3 #27 i	Ma 3 #28 i	Ma 3 #29 i	Ma 3 #30 i	Ma 3 #31 i	Ma 3 #32 i	Ma 3 #33 ?	Sa 2 #1 br	Sa 2 #2 br
Na <sub>2</sub> O	1,00	0,14	1,87	0,93	1,96	0,66	1,37	1,31	2,23	1,42	0,00	1,27
MgO	11,10	7,25	8,73	7,65	8,30	7,73	7,79	8,15	8,09	8,56	5,50	5,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37,06	39,95	37,15	39,22	40,09	40,78	39,84	37,43	38,57	38,79	40,66	39,27
SiO <sub>2</sub>	43,26	45,00	43,46	41,42	41,78	42,91	41,83	42,36	41,90	42,06	42,06	40,24
K <sub>2</sub> O	0,10	0,07	0,03	0,13	0,04	0,00	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,15
CaO	0,97	0,50	0,53	0,61	0,70	0,53	0,57	0,75	0,75	0,71	0,28	0,58
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,74	0,64	1,09	0,72	0,78	0,90	0,43	0,55	0,60	0,85	0,74
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,07	6,07	7,58	8,95	6,41	6,62	7,62	9,48	7,82	7,78	10,57	11,88
Summe	100,00	99,72	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,02

Gew. %	Sa 2 #3 br	Sa 2 #4 br	Sa 2 #5 br	Sa 2 #6 br	Sa 2 #7 br	Sa 2 #8 br	Sa 2 #9 br	Sa 2 #10 br	Sa 2 #11 br	Sa 2 #12 br	Sa 2 #13 br	Sa 2 #14 br
Na <sub>2</sub> O	2,43	1,85	1,27	1,98	1,87	1,67	1,95	1,94	1,11	1,62	0,21	2,88
MgO	8,60	7,40	7,49	9,30	8,23	7,83	6,93	7,22	7,84	7,43	6,53	7,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,01	37,97	38,92	36,98	39,52	39,65	38,33	38,68	39,12	40,90	39,88	39,42
SiO <sub>2</sub>	41,51	42,80	41,52	42,20	42,07	41,93	42,63	41,04	40,75	42,52	42,15	40,26
K <sub>2</sub> O	0,11	0,22	0,10	0,03	0,06	0,05	0,33	0,05	0,12	0,20	0,09	0,18
CaO	0,92	0,55	0,73	1,14	0,33	0,55	0,91	0,58	0,96	0,41	0,66	0,74
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,50	0,64	0,83	0,00	0,49	0,40	0,21	0,73	0,56	1,00	0,72
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,91	8,72	9,32	7,56	7,91	7,83	8,53	10,28	9,37	6,36	9,48	8,24
Summe	100,00	100,01	99,99	100,02	99,99	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01

Gew. %	Sa 2 #15 i	Sa 2 #16 i	Sa 2 #17 i	Sa 2 #18 i	Sa 2 #19 i	Sa 2 #20 i	Sa 2 #21 i	Sa 2 #22 i	Sa 2 #23 i	Sa 2 #24 i	Sa 2 #25 i
Na <sub>2</sub> O	0,86	1,85	0,71	1,62	0,66	3,03	1,68	0,00	0,97	0,72	1,26
MgO	7,90	7,78	8,33	8,20	7,27	9,42	8,14	8,25	5,31	7,43	8,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,16	40,42	38,26	39,27	40,57	38,01	39,32	39,36	40,69	40,79	40,78
SiO <sub>2</sub>	42,85	41,68	41,16	41,99	44,34	41,62	42,06	43,28	40,91	43,02	42,01
K <sub>2</sub> O	0,10	0,11	0,14	0,11	0,33	0,11	0,10	0,06	0,14	0,07	0,07
CaO	0,41	0,40	1,03	0,62	1,02	0,60	0,70	0,80	0,24	0,52	0,90
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,50	0,64	0,90	0,82	0,77	0,46	0,22	0,88	0,80	0,73
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	9,31	7,26	9,74	7,29	4,99	6,43	7,53	8,04	10,87	6,65	5,70
Summe	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	99,99	100,01	100,01	100,00	99,98

### Staurolith

Gew. %	FSP 2 #1	FSP 2 #2	FSP 2 #3	FSP 2 #4	FSP 2 #5	FSP 2 #6	FSP 2 #7	FSP 2 #8	FSP 2 #9	FSP 2 #10	FSP 2 #11	FSP 2 #12	FSP 2 #13
MgO	2,91	2,48	3,30	2,82	2,68	1,94	3,01	2,89	2,99	3,33	2,50	2,67	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,32	57,29	56,98	57,22	54,78	57,88	56,84	56,79	57,65	57,43	56,60	57,20	57,29
SiO <sub>2</sub>	26,54	26,60	29,63	28,00	25,71	27,59	26,51	26,49	26,89	28,83	26,04	25,88	27,02
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,11	0,32	0,42	0,62	0,51	0,39	0,56	0,53	0,35	0,52	0,58	0,43
MnO	0,12	0,08	0,00	0,10	0,11	0,05	0,14	0,00	0,08	0,11	0,05	0,03	0,06
FeO	12,61	12,62	9,12	10,68	15,11	11,94	12,94	12,35	11,78	9,46	13,39	13,40	11,67
ZnO	1,09	0,90	0,65	0,86	1,10	0,14	0,31	0,92	0,17	0,61	0,96	0,27	0,88
Summe	100,12	100,08	100,00	100,10	100,11	100,05	100,14	100,00	100,09	100,12	100,06	100,03	100,06

Gew. %	FSP 2 #14	FSP 2 #15	FSP 2 #16	FSP 2 #17	FSP 2 #18	FSP 2 #19	FSP 2 #20	FSP 2 #21	FSP 2 #22	FSP 2 #23	FSP 2 #24	FSP 2 #25	FSP 2 #26
MgO	2,87	3,06	3,06	2,68	3,00	2,71	2,54	3,12	3,12	2,72	2,69	3,14	3,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,38	57,07	57,07	56,85	57,35	56,67	57,58	57,71	57,07	57,23	57,69	57,59	57,24
SiO <sub>2</sub>	26,73	30,54	30,54	27,05	28,51	26,26	26,46	28,91	27,39	27,58	28,06	28,45	27,77
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,13	0,13	0,39	0,36	0,52	0,57	0,36	0,43	0,04	0,43	0,39	0,48
MnO	0,08	0,09	0,10	0,11	0,09	0,05	0,00	0,17	0,00	0,00	0,10	0,11	0,06
FeO	12,37	8,60	8,60	12,23	10,45	12,97	12,54	9,56	11,90	12,21	10,39	10,25	11,13
ZnO	0,13	0,61	0,61	0,79	0,33	0,88	0,32	0,17	0,09	0,22	0,74	0,18	0,38
Summe	100,09	100,10	100,11	100,10	100,09	100,06	100,01	100,00	100,00	100,00	100,10	100,11	100,07

Gew. %	FSP 5 #27	FSP 5 #28	FSP 5 #29	FSP 5 #1	FSP 5 #2	FSP 5 #3	FSP 5 #4	FSP 5 #5	FSP 5 #6	FSP 5 #7	FSP 5 #8	FSP 5 #9	FSP 5 #10
MgO	2,69	3,00	2,56	0,88	2,34	2,37	2,84	2,62	2,50	2,71	2,06	2,59	2,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,17	58,05	57,96	30,04	57,32	57,52	57,41	57,30	56,94	56,89	49,19	57,34	56,97
SiO <sub>2</sub>	26,72	27,47	28,51	61,68	28,32	27,17	28,38	28,72	23,31	27,92	37,27	29,08	27,62
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,00	0,48	0,15	0,56	0,46	0,00	0,49	0,00	0,44	0,28	0,00	0,47
MnO	0,02	0,03	0,06	0,11	0,25	0,22	0,03	0,24	0,13	0,28	0,21	0,20	0,30
FeO	11,91	11,25	10,33	7,02	11,14	12,26	11,22	10,51	14,05	11,63	10,99	10,44	11,95
ZnO	0,96	0,23	0,16	0,12	0,00	0,00	0,13	0,13	0,06	0,13	0,00	0,34	0,00
Summe	100,02	100,03	100,06	100,00	99,93	100,00	100,01	100,01	96,99	100,00	100,00	99,99	100,01

Gew. %	FSP 5 #11	FSP 5 #12	FSP 5 #13	FSP 5 #14	FSP 5 #15	FSP 5 #16	FSP 5 #17	FSP 5 #18	FSP 5 #19	FSP 5 #20	FSP 5 #21	FSP 5 #22	FSP 5 #23
MgO	2,33	2,19	3,21	2,53	2,43	2,16	2,18	2,09	2,38	2,34	2,87	2,63	2,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,53	58,15	56,16	56,89	55,88	57,73	56,39	56,34	57,51	57,24	55,98	57,54	57,93
SiO <sub>2</sub>	26,58	28,98	28,22	28,24	29,65	29,88	29,56	26,69	28,69	28,96	26,87	29,39	29,35
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,26	0,41	0,59	0,63	0,41	0,55	0,56	0,53	0,43	0,68	0,36	0,51
MnO	0,36	0,21	0,23	0,22	0,25	0,24	0,25	0,32	0,23	0,22	0,33	0,12	0,13
FeO	13,53	9,80	11,64	11,23	10,96	9,43	10,86	13,88	10,66	10,81	13,09	9,78	9,11
ZnO	0,12	0,05	0,13	0,30	0,20	0,15	0,20	0,13	0,00	0,00	0,19	0,18	0,25
Summe	100,00	99,64	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00

Gew. %	FSP 5 #24	FSP 5 #25	FSP 5 #26	FSP 5 #27	FSP 5 #28	FSP 5 #29	CD 7 #1	CD 7 #2	CD 7 #3	CD 7 #4	CD 7 #5	CD 7 #6	CD 7 #7
MgO	2,57	0,95	2,55	2,40	2,02	2,78	2,93	2,51	1,77	2,15	2,23	1,38	2,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,57	58,57	57,53	57,59	58,39	56,92	57,10	56,95	59,25	58,32	57,43	57,80	57,62
SiO <sub>2</sub>	29,16	28,04	28,58	28,55	29,26	27,22	29,85	27,61	26,26	28,49	26,89	26,19	27,41
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,08	0,00	0,36	0,38	0,46	0,43	0,53	0,35	0,33	0,55	0,54	0,35
MnO	0,14	0,10	0,05	0,28	0,00	0,29	0,00	0,03	0,05	0,09	0,08	0,10	0,08
FeO	10,35	12,01	11,17	10,69	9,96	12,14	9,47	12,26	12,19	10,66	12,48	13,80	11,79
ZnO	0,00	0,24	0,12	0,13	0,00	0,18	0,21	0,14	0,19	0,05	0,22	0,29	0,18
Summe	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	99,99	99,99	100,03	100,06	100,09	99,88	100,10	100,08

Gew. %	CD 7 #8	CD 7 #9	CD 7 #10	CD 7 #11	CD 7 #12	CD 7 #13	CD 7 #14	CD 7 #15	CD 7 #16	CD 7 #17	CD 7 #18	CD 7 #19	CD 7 #20
MgO	2,23	2,63	3,12	3,42	2,57	2,55	2,74	2,55	2,33	2,47	2,31	2,00	2,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,96	58,13	57,14	57,01	57,55	58,09	58,38	57,49	58,25	56,95	58,11	58,92	58,36
SiO <sub>2</sub>	26,04	28,18	28,48	27,82	26,84	27,74	27,38	26,87	29,00	28,12	29,76	27,03	29,17
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,00	0,37	0,47	0,55	0,35	0,36	0,54	0,52	0,51	0,34	0,35	0,30
MnO	0,00	0,05	0,02	0,01	0,08	0,04	0,03	0,00	0,10	0,05	0,12	0,04	0,07
FeO	14,17	10,88	10,81	11,00	12,21	10,93	11,02	12,40	9,69	11,48	8,63	10,83	9,67
ZnO	0,13	0,18	0,07	0,27	0,28	0,33	0,13	0,16	0,22	0,47	0,85	0,87	0,17
Summe	100,01	100,05	100,01	100,00	100,08	100,03	100,04	100,01	100,11	100,05	100,12	100,04	100,07

Gew. %	CD 7 #21	CD 7 #22	CD 7 #23	CD 7 #24	CD 7 #25	CD 7 #26	CD 7 #27	CD 7 #28	CD 7 #29	CD 7 #30	CD 7 #31	CD 11 #1	CD 11 #2
MgO	2,46	2,51	2,57	3,25	2,64	2,46	2,00	2,64	2,53	2,79	2,91	2,08	2,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,75	57,52	58,07	56,92	57,89	57,14	58,53	57,52	57,71	57,63	57,25	57,77	56,71
SiO <sub>2</sub>	27,01	30,42	27,92	29,16	29,38	25,49	30,31	29,04	29,13	30,11	29,14	26,77	28,52
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,39	0,50	0,28	0,40	0,62	0,62	0,55	0,52	0,33	0,43	0,48	0,41
MnO	0,02	0,04	0,06	0,07	0,00	0,04	0,03	0,07	0,13	0,11	0,09	0,31	0,36
FeO	12,17	8,70	10,74	10,35	9,62	13,99	8,53	10,00	9,87	8,88	10,09	12,23	11,38
ZnO	0,17	0,46	0,20	0,04	0,07	0,29	0,00	0,25	0,23	0,26	0,17	0,35	0,15
Summe	100,01	100,04	100,06	100,07	100,00	100,03	100,02	100,07	100,12	100,11	100,08	99,99	100,01

Gew. %	CD 11 #3	CD 11 #4	CD 11 #5	CD 11 #6	CD 11 #7	CD 11 #8	CD 11 #9	CD 11 #10	CD 11 #11	CD 11 #12	CD 11 #13	CD 11 #14	CD 11 #15
MgO	2,90	1,58	3,57	2,62	3,04	2,41	2,04	2,53	2,43	1,99	2,17	2,57	2,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,54	58,49	57,00	57,38	58,01	56,54	59,00	57,33	58,02	56,24	56,18	57,50	56,67
SiO <sub>2</sub>	29,25	26,80	28,42	28,22	29,84	25,32	28,02	25,73	29,04	24,68	25,31	28,94	27,31
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,47	0,42	0,40	0,11	0,58	0,40	0,57	0,26	0,51	0,64	0,41	0,45
MnO	0,32	0,20	0,25	0,31	0,10	0,29	0,32	0,47	0,19	0,23	0,47	0,22	0,27
FeO	10,59	12,41	10,26	10,92	8,83	14,63	10,10	13,06	9,97	15,96	14,82	10,21	12,41
ZnO	0,15	0,05	0,08	0,15	0,07	0,23	0,13	0,32	0,09	0,40	0,41	0,15	0,14
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00

Gew. %	CD 11 #16	CD 11 #17	CD 11 #18	CD 11 #19	CD 11 #20	CD 11 #21	CD 11 #22	CD 11 #23	CD 11 #24	CD 11 #25	CD 11 #26	CD 11 #27	AI 1 #1
MgO	2,39	2,54	2,40	1,68	2,17	2,59	2,54	2,06	2,28	2,75	2,47	1,91	1,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,10	57,55	57,95	56,19	58,03	56,98	57,51	56,81	57,14	57,12	58,61	57,51	59,27
SiO <sub>2</sub>	27,62	26,99	28,87	27,28	28,96	26,67	26,61	29,08	27,35	27,56	28,20	26,37	26,92
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,37	0,39	0,58	0,35	0,32	0,40	0,68	0,47	0,13	0,40	0,12	0,64
MnO	0,25	0,26	0,24	0,36	0,20	0,31	0,37	0,32	0,31	0,25	0,15	0,28	0,50
FeO	12,17	12,16	9,96	13,57	10,25	12,85	12,46	10,82	12,33	12,06	10,01	13,66	10,54
ZnO	0,24	0,12	0,19	0,33	0,05	0,27	0,13	0,24	0,12	0,14	0,17	0,15	0,40
Summe	100,00	99,99	100,00	99,99	100,01	99,99	100,02	100,01	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00

Gew. %	AI 1 #2	AI 1 #3	AI 1 #4	AI 1 #5	AI 1 #6	AI 1 #7	AI 1 #8	AI 1 #9	AI 1 #10	AI 1 #11	AI 1 #12	AI 1 #13	AI 1 #14
MgO	2,24	3,36	2,53	2,16	3,86	2,62	2,77	3,21	1,44	2,16	3,08	2,77	1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,75	56,69	56,93	58,28	56,05	56,86	57,16	56,71	58,82	55,98	55,25	57,75	59,35
SiO <sub>2</sub>	29,53	29,55	28,43	29,42	29,36	29,23	27,25	28,12	29,93	25,85	25,47	29,52	28,24
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,45	0,51	0,49	0,00	0,45	0,44	0,51	0,44	0,54	0,58	0,10	0,28
MnO	0,13	0,12	0,52	0,18	0,10	0,16	0,23	0,23	0,11	0,49	0,60	0,05	0,10
FeO	9,80	9,73	10,75	9,46	10,43	10,57	11,92	11,07	9,25	14,75	14,79	9,70	10,14
ZnO	0,16	0,11	0,33	0,00	0,19	0,11	0,23	0,16	0,00	0,23	0,23	0,12	0,18
Summe	100,01	100,01	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00

Gew. %	AI 1 #15	AI 1 #16	AI 1 #17	AI 1 #18	AI 1 #19	AI 1 #20	AI 1 #21	AI 1 #22	AI 1 #23	AI 1 #24	AI 1 #25	AI 1 #26	AI 1 #27
MgO	1,74	2,76	3,42	2,38	2,49	1,39	2,93	2,63	3,35	1,88	2,57	3,03	2,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,95	55,47	57,05	58,24	55,88	59,13	57,77	58,22	57,61	57,98	56,80	56,77	57,52
SiO <sub>2</sub>	28,01	26,39	28,60	29,47	26,04	28,71	26,76	28,56	28,84	25,74	26,89	26,75	28,61
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,55	0,00	0,10	0,49	0,23	0,39	0,22	0,14	0,69	0,74	0,77	0,49
MnO	0,19	0,34	0,00	0,00	0,09	0,00	0,53	0,24	0,54	0,08	0,38	0,37	0,13
FeO	11,45	14,26	10,77	9,60	14,76	10,46	11,44	9,85	9,38	13,49	12,52	12,19	10,78
ZnO	0,27	0,23	0,16	0,19	0,24	0,08	0,18	0,28	0,14	0,13	0,09	0,13	0,35
Summe	100,00	100,00	100,00	99,98	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,01	100,00

Gew. %	Al 1 #28	Al 1 #29	Al 1 #30	Al 92 #1	Al 92 #2	Al 92 #3	Al 92 #4	Al 92 #5	Al 92 #6	Al 92 #7	Al 92 #8	Al 92 #9	Al 92 #10
MgO	2,15	2,05	2,85	2,43	2,27	3,02	1,70	2,62	2,88	1,91	2,71	2,76	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56,83	58,08	55,89	58,22	58,74	58,50	59,04	55,61	58,46	59,97	57,91	57,85	57,12
SiO <sub>2</sub>	26,51	29,35	27,43	27,58	26,09	26,89	27,07	26,12	28,40	26,23	26,83	28,00	24,82
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,51	0,40	0,70	0,51	0,52	0,79	1,03	0,12	0,00	0,69	0,50	0,67
MnO	0,21	0,18	0,31	0,51	0,47	0,38	0,53	0,59	0,24	0,36	0,38	0,38	0,57
FeO	13,54	9,58	12,88	9,85	11,16	9,91	10,00	13,40	9,37	10,68	10,91	9,94	13,50
ZnO	0,12	0,25	0,24	0,71	0,77	0,78	0,86	0,64	0,53	0,85	0,57	0,56	1,05
Summe	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01

Gew. %	Al 92 #11	Al 92 #12	Al 92 #13	Al 92 #14	Al 92 #15	Al 92 #16	Al 92 #17	Al 92 #18	Al 92 #19	Al 92 #20	Al 92 #21	Al 92 #22	Al 92 #23
MgO	2,56	2,73	2,73	2,61	2,32	2,86	2,30	2,60	2,85	2,24	3,22	0,09	2,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,79	57,68	58,00	56,47	58,97	56,74	56,73	57,47	58,38	56,95	57,17	58,46	57,62
SiO <sub>2</sub>	28,57	25,95	28,12	25,24	27,99	25,29	24,12	25,97	27,57	23,79	28,88	23,65	24,45
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,74	0,54	0,69	0,69	0,82	0,90	0,73	0,62	0,73	0,48	0,00	0,83
MnO	0,00	0,44	0,32	0,49	0,40	0,52	0,51	0,44	0,40	0,69	0,38	0,55	0,56
FeO	8,43	11,72	9,69	13,47	8,94	13,06	14,43	11,90	9,44	14,58	9,37	15,55	13,54
ZnO	0,70	0,74	0,61	1,02	0,69	0,71	1,01	0,88	0,74	1,02	0,49	1,70	0,89
Summe	99,99	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00

Gew. %	Al 92 #24	Al 92 #25	Al 92 #26	Al 92 #27	Sa 2 #1	Sa 2 #2	Sa 2 #3	Sa 2 #4	Sa 2 #5	Sa 2 #6	Sa 2 #7	Sa 2 #8	Sa 2 #9
MgO	0,80	2,52	2,50	2,63	2,06	2,79	1,90	2,31	1,66	2,54	2,19	1,80	1,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55,80	57,85	57,52	57,61	54,63	54,46	52,25	54,05	56,26	55,95	51,35	56,39	44,00
SiO <sub>2</sub>	22,57	25,86	27,90	25,95	21,65	22,20	19,48	21,20	22,02	22,46	18,74	23,10	15,89
TiO <sub>2</sub>	1,31	0,87	0,66	0,00	0,21	0,67	0,71	0,71	0,67	0,59	0,84	0,60	1,62
MnO	0,77	0,47	0,39	0,32	0,49	0,55	0,82	0,73	0,83	0,71	1,14	0,60	1,17
FeO	17,49	11,60	10,38	12,52	20,35	19,03	24,42	20,49	17,99	17,25	25,16	17,26	35,86
ZnO	1,27	0,82	0,65	0,97	0,62	0,30	0,41	0,51	0,57	0,50	0,58	0,24	0,00
Summe	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01

Gew. %	Sa 2 #10	Sa 2 #11	Sa 2 #12	Sa 2 #13	Ma 3 #1	Ma 3 #2	Ma 3 #3	Ma 3 #4	Ma 3 #5	Ma 3 #6	Ma 3 #7	Ma 3 #8	Ma 3 #9
MgO	1,92	2,13	2,10	2,23	2,61	2,26	2,33	1,89	1,94	1,62	2,50	1,31	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,29	49,77	54,99	54,91	55,82	52,83	55,47	55,69	52,34	49,03	56,24	58,02	49,26
SiO <sub>2</sub>	20,65	18,80	23,62	22,13	24,43	21,04	23,30	21,70	20,00	30,79	24,32	25,40	20,41
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,74	0,56	1,25	0,59	0,30	0,43	0,67	0,59	1,11	0,12	0,44	0,80
MnO	0,55	0,91	0,27	0,46	0,23	0,56	0,38	0,59	0,46	0,28	0,36	0,32	0,54
FeO	21,76	27,65	18,45	19,03	15,87	22,48	17,87	19,46	23,02	17,18	16,14	14,10	27,37
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,53	0,22	0,00	1,65	0,00	0,32	0,41	0,30
Summe	99,99	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01

Gew. %	Ma 3 #10	Ma 3 #11	Ma 3 #12	Ma 3 #13	Ma 3 #14	Ma 3 #15	Ma 3 #16	Al 5 #1	Al 5 #2	Al 5 #3	Al 5 #4	Al 5 #5	Al 5 #6
MgO	2,32	1,75	0,21	1,10	1,85	2,39	2,68	2,78	2,02	2,16	1,99	2,13	2,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,91	54,00	51,63	56,14	47,24	56,21	59,30	55,79	47,86	54,82	46,27	49,72	54,09
SiO <sub>2</sub>	23,20	21,22	20,58	22,62	17,65	22,95	31,83	25,37	17,05	22,73	18,80	18,55	23,00
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,80	0,73	0,66	0,84	0,41	0,27	0,58	0,81	0,43	1,42	1,01	0,71
MnO	0,54	0,60	0,76	0,25	0,80	0,27	0,08	0,00	1,37	0,38	1,08	1,23	0,57
FeO	18,61	21,01	25,78	19,19	31,43	17,54	5,85	15,13	30,21	18,98	29,62	27,16	19,39
ZnO	0,57	0,62	0,31	0,00	0,19	0,23	0,00	0,24	0,69	0,49	0,82	0,20	0,23
Summe	100,00	100,00	100,00	99,96	100,00	100,00	100,01	99,89	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01

Gew. %	Al 5 #7	Al 5 #8	Al 5 #9	Al 5 #10	Al 5 #11	Al 5 #12	Al 5 #13	Al 5 #14	Al 5 #15
MgO	1,87	2,00	1,90	2,26	2,40	1,57	2,07	2,12	1,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,74	55,53	54,64	56,10	54,51	55,21	53,52	56,69	53,59
SiO <sub>2</sub>	28,10	21,61	22,28	23,52	22,96	21,00	22,32	24,39	22,45
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,67	0,80	0,50	0,67	0,90	0,61	0,43	0,01
MnO	0,18	0,43	0,51	0,21	0,75	0,82	0,93	0,20	0,07
FeO	17,15	19,36	19,23	17,08	18,61	19,64	20,05	15,50	22,19
ZnO	0,27	0,41	0,63	0,32	0,09	0,85	0,51	0,67	0,23
Summe	100,00	100,01	99,99	99,99	99,99	99,99	100,01	100,00	100,01

**Granat**

	1950	1950	1950	1950	1950	1950	1470	1470	1470	1470	Mg 3	Mg 3	Mg 3
Gew. %	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#1	#2	#3	#4	#1	#2	#3
MgO	1,47	2,07	4,67	4,58	3,00	10,68	4,71	5,20	4,80	5,11	5,34	6,60	7,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,26	23,90	22,77	27,21	22,59	26,56	28,65	31,25	30,85	30,58	28,43	28,69	29,33
SiO <sub>2</sub>	32,07	36,02	35,16	39,91	34,06	40,55	43,59	48,42	43,59	46,22	43,32	43,40	44,46
CaO	0,71	0,64	2,85	2,43	6,28	0,77	4,57	3,62	4,21	3,92	1,35	1,22	1,17
MnO	18,39	15,74	7,71	2,11	14,82	1,15	8,18	5,13	8,34	6,22	1,28	1,20	0,90
FeO	26,10	21,64	26,84	23,76	19,25	20,29	10,30	6,38	8,21	7,94	20,27	18,89	16,94
Summe	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,01

	Mg 3	Mg 3	Mg 3	Mg 3	220	250	250	350	350	1090	1090	1090	1090
Gew. %	#4	#5	#6	#7	#1	#1	#2	#1	#2	#1	#2	#3	#4
MgO	8,02	5,96	13,50	8,34	3,35	2,67	4,13	5,05	6,38	3,60	2,68	2,61	2,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,20	26,56	24,35	19,69	24,25	25,68	25,21	23,10	23,70	26,64	26,08	25,15	27,18
SiO <sub>2</sub>	44,40	40,89	39,86	33,18	36,82	38,09	37,81	35,17	36,72	39,40	40,07	43,88	39,64
CaO	1,08	1,51	1,05	1,98	3,37	8,26	12,72	6,83	1,60	2,41	1,79	5,77	1,08
MnO	0,82	1,14	0,98	1,20	0,29	1,78	0,97	1,09	3,23	2,77	3,30	4,45	4,64
FeO	16,48	23,94	20,26	35,60	31,93	23,52	19,18	28,76	28,36	25,17	26,06	18,14	25,27
Summe	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	100,02	100,00	99,99	99,99	99,98	100,00	100,00

**Pyroxen**

	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1
Gew. %	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14
MgO	32,63	27,56	9,49	14,70	22,39	21,45	22,50	12,82	19,10	21,28	14,97	17,80	24,75	23,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,55	6,46	1,58	4,01	2,99	2,55	3,12	52,67	4,10	1,74	7,28	10,40	2,48	2,41
SiO <sub>2</sub>	52,78	49,97	42,38	48,78	51,68	51,47	50,08		49,29	52,66	47,25	48,06	51,65	51,93
CaO	2,34	1,46	25,37	14,20	14,74	14,32	1,83	19,60	15,54	3,36	2,32	1,41	4,35	13,26
TiO <sub>2</sub>	0,00		0,79	0,64	0,07	0,04	0,33		0,38	0,35	0,29	0,09	0,34	0,38
FeO	10,71	14,56	20,38	17,68	8,14	10,16	22,15	14,91	11,59	20,61	27,90	22,24	16,44	8,79
Summe	100,01	100,01	99,99	100,01	100,01	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,01

	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	SR 1	1180	1180	1180	1180	1180	1180	1180
Gew. %	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7
MgO	33,28	35,02	35,02	29,29	20,22	35,19	20,93	19,29	18,06	17,18	21,10	14,31	17,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88			4,82	2,93		2,34	5,63	2,88	2,30	2,63	1,79	4,62
SiO <sub>2</sub>	53,67	54,03	54,03	50,80	51,39	54,23	52,52	49,48	49,83	51,55	53,52	53,75	48,70
CaO	2,15	1,85	1,86	2,63	14,10	2,09	13,43	19,71	18,49	15,76	12,61	9,43	21,93
TiO <sub>2</sub>		0,18	0,18	0,11	0,48	0,12	0,55	1,19	0,66	0,76	0,45	0,34	1,43
FeO	10,02	8,92	8,91	12,35	10,88	8,37	10,24	4,69	10,08	12,45	9,70	20,38	6,27
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01

**Gold**

	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1	Do1
Gew. %	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	
Cu	0,14	0,08	0,08	0,11	0,16	0,32	0,00	0,14	0,14	0,25	0,10	0,18	
Ag	4,48	4,49	4,39	4,47	4,44	4,25	2,55	4,42	3,83	4,06	3,29	4,34	
Au	95,73	95,75	95,85	95,25	96,39	91,84	95,68	95,52	88,78	95,37	95,34	94,16	
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	
Summe	100,35	100,32	100,32	99,83	100,99	96,41	98,23	100,08	92,75	99,68	98,74	98,68	

	Do1	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn	Gu korn
Gew. %	#13	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10
Cu	0,14	0,12	0,09	0,10	0,15	0,08	0,12	0,07	0,18	0,13	0,09
Ag	4,25	3,35	3,39	3,33	3,33	3,41	3,44	3,13	3,22	3,31	3,43
Au	94,44	94,71	95,71	95,66	95,88	96,08	95,77	96,14	95,13	95,21	95,47
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02
Summe	98,84	98,20	99,21	99,09	99,36	99,65	99,35	99,34	98,54	98,66	99,01



Gew. %	WS 5 #1	WS 5 #2	WS 5 #3	WS 5 #4	WS 5 #5	WS 5 #6	WS 5 #7	WS 5 #8	WS 5 #9	WS 5 #10
Cu	0,08	0,07	0,10	0,05	0,08	0,05	0,00	0,01	0,10	0,08
Ag	4,38	4,41	4,66	4,49	4,23	4,38	4,75	4,49	4,60	4,58
Au	95,52	93,06	95,19	95,23	95,62	93,21	94,98	95,29	95,29	95,01
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	99,99	97,54	99,95	99,77	99,93	97,64	99,73	99,79	99,99	99,67

Gew. %	ZA7 #1	ZA7 #2	ZA7 #3	ZA7 #4	ZA7 #5	ZA7 #6	ZA7 #7	ZA7 #8	ZA7 #9	ZA7 #10	ZA7 #11	ZA7 #12
Cu	0,06	0,02	0,04	0,07	0,02	0,05	0,02	0,05	0,09	0,03	0,08	0,09
Ag	5,66	5,45	5,36	2,84	2,84	2,86	2,80	3,53	2,98	3,57	3,41	7,39
Au	95,30	94,35	93,81	97,74	96,87	96,75	96,32	96,45	93,54	96,75	96,68	92,28
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Summe	101,03	99,83	99,21	100,65	99,74	99,66	99,14	100,03	96,61	100,36	100,18	99,76

Gew. %	ZA7 #13	ZA7 #14	ZA7 #15	ZA7 #16	Do14 #1	Do14 #2	Do14 #3	Do14 #4	Do14 #5	Do14 #6	Do14 #7	Do14 #8
Cu	0,07	0,08	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	7,40	7,45	7,26	2,66	3,11	2,98	2,74	2,94	2,80	2,57	3,05	2,87
Au	92,32	92,55	92,08	94,21	96,63	96,94	96,83	96,25	96,54	96,33	96,86	96,63
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	99,79	100,08	99,44	96,93	99,74	99,92	99,57	99,19	99,34	98,90	99,92	99,57

Gew. %	Do14 #9	Do14 #10	BVNug #1	BVNug #2	BVNug #3	BVNug #4	BVNug #5	BVNug #6	BVNug #7	BVNug #8	BVNug #9	BVNug #10
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	2,99	2,89	6,87	6,45	6,41	6,36	6,31	6,49	6,64	6,82	7,37	6,91
Au	96,42	96,81	93,57	89,42	93,50	93,36	92,00	89,17	88,28	93,54	94,45	94,51
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Te	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	99,19	99,34	100,45	95,88	99,92	99,72	98,31	95,65	94,92	100,36	101,82	101,42

### Karbonatblasten

AT%	Tj 913 #1	Tj 913 #2	Tj 913 #3	Tj 913 #4	Tj 913 #5	Tj 913 #6	Tj 913 #7	Tj 913 #8	Tj 913 #9	Do1 #1	Do1 #2	Do1 #3	Do1 #4
Mg	38,14	28,87	37,44	32,52	29,26	34,10	25,84	37,26	40,31	18,60	22,73	19,23	21,26
Ca	44,00	46,67	44,93	49,28	51,02	48,05	53,92	45,31	43,96	48,57	48,58	49,02	48,97
Mn	1,85	2,48	2,22	1,95	2,22	1,67	2,06	0,95	1,53	6,88	2,60	5,89	4,03
Fe	15,35	20,91	14,49	16,25	17,50	16,18	18,18	16,48	14,20	25,95	26,09	25,86	25,75
Summe	99,34	98,93	99,08	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01

### VII Fluideinschlüsse

Nr.: laufende Nummer des Fluideinschluss, Tm: Schmelztemperatur im CO<sub>2</sub>-System, Th: Homogenisierungstemperatur im CO<sub>2</sub>-System, H: Homogenisierungstyp: g: in die gasförmige Phase, l: in die flüssige Phase, k: in den kritischen Zustand, d: Dekritation vor Erreichen der Homogenisierungstemperatur, TmH: Schmelztemperatur des Gashydrats, te: Eutektikum des wässrigen Systems, tm: Temperatur der letzten Eisschmelze im wässrigen System, th: Homogenisierungstemperatur im wässrigen System. Alle Temperaturangaben in °C.

## Wässrige Einschlüsse

Probe	Nr.	te	tm	th	H	Probe	Nr.	te	tm	th	H
Do 14/1	6	34,24	-3,65			Do 14/1	271			323,2	g
Do 14/1	11		-1,03			Do 14/1	272		-0,56	343,3	l
Do 14/1	18	-10,22				Do 14/1	389		-1,03	204,2	l
Do 14/1	19	-5,10				Do 14/1	395			263,1	
Do 14/1	20	-23,13	-1,03			Do 14/1	397	-28,89		158,2	l
Do 14/1	30		-0,39			Do 14/1	407	-22,87	-1,50		
Do 14/1	31		-0,39			Do 14/1	408	-23,13	-1,27		
Do 14/1	37	-17,22				Do 14/1	409	-22,35	-1,03		
Do 14/1	38	-17,22	-1,84			Do 14/1	410	-22,61	-0,79		
Do 14/1	39		1,77			Do 14/1	411	-22,87	-0,56		
Do 14/1	40	-10,96	0,20			Do 14/1	412	-22,61	-1,27		
Do 14/1	41	-2,05	0,72			Do 14/1	413	-22,35	-1,03		
Do 14/1	42	-15,45	0,79			Do 14/1	414	-22,61	-1,50		
Do 14/1	43	-2,05	-0,30			Do 14/1	415	-22,87	-0,79		
Do 14/1	44	-20,80	-2,93			Do 2	78	-8,25	-0,22		
Do 14/1	45		-0,98			Do 2	81		8,93		
Do 14/1	47		-0,32			Do 2	82		9,63		
Do 14/1	54	-23,77	-1,20			Do 2	83	-22,87	-0,20		
Do 14/1	55	-24,43				Do 2	89	20,34			
Do 14/1	56	-35,06	-2,10			Do 2	101		6,43		
Do 14/1	57		0,06			Do 2	106	-27,05	-0,37		
Do 14/1	62		8,09			Do 2	107		-4,85		
Do 14/1	63		8,25			Do 2	108	-31,56	-1,53		l
Do 14/1	207		-3,65	272,7	l	Do 2	109		-2,00		
Do 14/1	208		-0,79	275,7	l	Do 2	110	-31,56	-0,39		l
Do 14/1	209		-0,56			Do 2	111	-31,56	-1,12		
Do 14/1	210		-0,79			Do 2	112	-30,49	-0,39		
Do 14/1	211		-1,03			Do 2	113	-32,63	-0,39		
Do 14/1	212		-0,79			Do 2	114	-30,49	-0,82		
Do 14/1	213		-1,03			Do 2	115	-31,02	-2,17		
Do 14/1	214		-0,79			Do 2	156		0,05		
Do 14/1	215		-1,03			Do 2	158	-15,71			
Do 14/1	218		-0,56			Do 2	424	-8,01	-1,03		
Do 14/1	219			168,5	l	Do 2	425	-8,01	-1,03		
Do 14/1	220		-0,56			Do 3	283		-0,32		
Do 14/1	222			308,1	g	Do 3	287		-0,32	218,0	g
Do 14/1	223			306,2	l	Do 3	289			245,8	g
Do 14/1	224			201,5	l	Do 3	290			245,3	g
Do 14/1	226			219,0	g	Do 3	291			246,3	g
Do 14/1	227			220,8	g	Do 3	292			245,8	g
Do 14/1	228			222,8	g	Do 3	293			245,8	g
Do 14/1	229			219,3	g	Do 3	294			245,3	g
Do 14/1	230			222,0	g	Do 3	295			245,5	g
Do 14/1	231			224,0	g	Do 3	296			259,1	g
Do 14/1	232			220,5	g	Do 3	299			242,6	g
Do 14/1	233			220,0	g	Do 3	303		-1,03	205,7	g
Do 14/1	234			222,5	g	Do 3	309			198,5	l
Do 14/1	235			224,0	g	Do 3	310			200,0	l
Do 14/1	249			320,3	g	Do 3	311			201,0	l
Do 14/1	250		-0,37	273,5	g	Do 3	312			197,5	l
Do 14/1	251			253,4	g	Do 3	313			201,0	l
Do 14/1	252			301,5	g	Do 3	314			198,5	l
Do 14/1	253		-1,10	283,1	g	Do 3	315			198,0	l
Do 14/1	254			421,7	g	Do 6	343		-1,03	241,6	l
Do 14/1	255			356,4	g	Do 6	349		-1,03	199,5	g
Do 14/1	256		-0,39	335,4	g	Do 6	350		-0,79	201,0	g
Do 14/1	257			368,5	g	Do 6	351		-1,03	245,5	g
Do 14/1	260		-0,56			Do 6	353		-0,79	242,1	g
Do 14/1	266		-2,46			Do 6	354		-0,56	205,4	g
Do 14/1	269		-0,32			Do 6	356		-0,79		
						Do 6	379	<48	-3,89		

**CO<sub>2</sub>-Einschlüsse**

Probe	Nr.	Tm	Th	H	Probe	Nr.	Tm	Th	H	Probe	Nr.	Tm	Th	H
Do 14/1	1	-54,91	27,47	l	Do 2	75	-56,04	27,28	l	Do 6	124	x	6,06	l
Do 14/1	4	x	24,34	l	Do 2	76	x	27,52	l	Do 6	125	x	25,99	l
Do 14/1	7	-55,20	13,61	l	Do 2	80	-56,04	25,11	l	Do 6	126	x	26,85	l
Do 14/1	8	-55,20	13,86	l	Do 2	96	x	20,86	l	Do 6	127	x	29,21	l
Do 14/1	9	x	31,19	l	Do 2	99	-55,30	25,02	l	Do 6	316	-56,65	15,59	l
Do 14/1	12	x	25,25	l	Do 2	100	-55,72	26,98	l	Do 6	317	-56,65	4,46	l
Do 14/1	13	x	14,85	l	Do 2	102	-56,30	5,59	l	Do 6	318	-56,65	15,59	l
Do 14/1	14	x	5,45	l	Do 2	103	-56,01	24,75	l	Do 6	319	-56,65	-5,34	l
Do 14/1	15	-55,49	26,98	l	Do 2	104	-56,01	-8,99	l	Do 6	320	-56,65	15,59	l
Do 14/1	16	-55,78	28,22	l	Do 2	105	-57,41	-9,21	l	Do 6	321	-56,65	6,44	l
Do 14/1	17	x	25,49	l	Do 2	128	-57,44	7,92	l	Do 6	322	-56,65	7,18	l
Do 14/1	22	x	27,72	l	Do 2	129	x	27,60	l	Do 6	323	-56,65	6,44	l
Do 14/1	23	x	23,76	l	Do 2	131	-56,27			Do 6	324	-56,65	18,56	g
Do 14/1	27	x	2,23		Do 2	133	x	-0,95		Do 6	325	-56,65	17,08	g
Do 14/1	29	x	4,21	l	Do 2	134	-56,27	-3,41	l	Do 6	326	-56,65	7,18	l
Do 14/1	33	x	-4,30		Do 2	143	-57,52	13,12	l	Do 6	327	-56,65	19,06	g
Do 14/1	34	x	-4,35		Do 2	144	-56,94			Do 6	328	x	10,64	l
Do 14/1	35	x	8,66		Do 2	145	-57,52			Do 6	329	x	-1,74	g
Do 14/1	192	-56,36	8,17	l	Do 2	146	-57,23			Do 6	330	-57,81		
Do 14/1	193	-56,36			Do 2	147	-57,52			Do 6	331	-57,81	15,84	l
Do 14/1	194	-56,07			Do 2	148	-56,94			Do 6	332	-57,81	17,08	g
Do 14/1	206	-57,52	31,43	g	Do 2	149	-57,23	5,45	l	Do 6	333	-58,40		
Do 14/1	236	-56,36	13,86	l	Do 2	150	-56,07			Do 6	334	-58,40	21,29	g
Do 14/1	237	-56,36	16,09	l	Do 2	151	x	2,97	l	Do 6	335	-58,11		
Do 14/1	238	-56,65	18,81	l	Do 2	152	-57,52	-2,22	l	Do 6	336	x	16,83	l
Do 14/1	239	-56,65	20,54	g	Do 2	153	-57,52			Do 6	337	x	-12,20	l
Do 14/1	240	-56,65	25,00	l	Do 2	154	-55,78			Do 6	338	x	0,50	g
Do 14/1	241	-56,65			Do 2	155	x	5,57	l	Do 6	339	-56,65	21,29	g
Do 14/1	242	-56,65	12,13	l	Do 2	157	x	5,00	l	Do 6	340	-56,36		
Do 14/1	243	-56,65	27,23	l	Do 2	159	x	2,99	l	Do 6	341	-56,94	-13,70	l
Do 14/1	244	-56,65	16,09	g	Do 2	160	x	2,97	l	Do 6	342	-57,23	-19,52	l
Do 14/1	245	-56,36	24,75	l	Do 2	162	-56,07	14,85	l	Do 6	344	-56,94	-21,06	g
Do 14/1	246	-56,65	27,97	g	Do 2	163	-55,78		g	Do 6	345	-56,94	-20,29	l
Do 14/1	247	-56,65	19,80	g	Do 2	428	-55,78	20,79	l	Do 6	346	-56,94	-6,55	l
Do 14/1	248	-56,36	24,75	g	Do 2	430	-55,78	22,52	l	Do 6	347	-56,94	-5,10	
Do 14/1	258	-56,65	-7,28	l	Do 2	431	-55,78	3,96	g	Do 6	348	-56,94	-5,10	
Do 14/1	259	-56,65	-3,17	l	Do 2	432	-55,78	3,96	g	Do 6	352	-56,94	-8,50	l
Do 14/1	261	-56,65	20,54	g	Do 2	433	-55,78	15,35	g	Do 6	355	-57,23	-0,79	l
Do 14/1	262	-56,65	20,05	g	Do 2	434	-55,78	24,01	g	Do 6	357	-56,94	1,73	l
Do 14/1	263	-56,65	4,70	g	Do 2	435	-55,78	23,51	g	Do 6	358	-56,94	13,86	l
Do 14/1	264	-56,65	-2,46	l	Do 2	439	-56,07			Do 6	359	-57,23	11,39	l
Do 14/1	265	-56,65	21,78	g	Do 3	278	-56,36	22,28	g	Do 6	360	-56,94	1,49	l
Do 14/1	267	-56,65	24,26	g	Do 3	279	-56,36	28,22	g	Do 6	361	-56,36	-14,70	l
Do 14/1	268	-56,65	21,78	l	Do 3	280	-56,36		g	Do 6	362	-56,65		
Do 14/1	270	-56,65	15,10	g	Do 3	281	-56,65	28,22	g	Do 6	363	-56,94	-9,73	l
Do 14/1	274	-56,65	24,26	l	Do 3	282	-56,65		g	Do 6	364	-56,65	16,83	g
Do 14/1	275	-56,36			Do 3	285	-56,36	28,71	g	Do 6	365	-56,36		
Do 14/1	277	-56,65	32,18	k	Do 3	297	-56,36	27,97	g	Do 6	366	-56,36		
Do 14/1	386	-56,36	24,75	g	Do 3	298	-56,65	27,97	g	Do 6	367	-56,36		
Do 2	65	x	6,48	l	Do 3	304	-56,65	26,73	g	Do 6	368	-57,23	23,02	l
Do 2	66	x	5,67	l	Do 3	305	-56,65	26,48	g	Do 6	369	-56,65		
Do 2	67	x	12,30	l	Do 3	308	-57,23	23,27	g	Do 6	370	-56,65	21,29	g
Do 2	68	x	18,81	l	Do 6	116	-56,30	9,65	l	Do 6	371	-56,94	25,99	g
Do 2	69	x	5,67	l	Do 6	117	-56,48	12,62	l	Do 6	372	-56,65	20,79	g
Do 2	70	x	5,67	l	Do 6	118	x	7,43	l	Do 6	373	-56,65	28,71	l
Do 2	71	-56,36	24,43	l	Do 6	119	x	23,88	l	Do 6	374	-56,36	24,50	g
Do 2	72	x	12,87	l	Do 6	120	x	15,35	l	Do 6	375	-56,65	-4,61	g
Do 2	73	x	7,84	l	Do 6	121	x	7,43	l	Do 6	376	-56,36	25,99	g
Do 2	74	x	8,18	l	Do 6	122	x	6,19	l	Do 6	377	-56,65	5,94	l
					Do 6	123	x	1,16	l	Do 6	378	-56,65	4,46	l



Probe	Nr.	Tm	Th	H	Tm	H	te	tm	th	H	Probe	Nr.	Tm	Th	H	Tm	H	te	tm	th	H	
Do 2	79	x	29,70	g							Do 3	300	x	17,08	g							
Do 2	84	x	29,59	l			-15,45	9,49			Do 3	301	x	17,33	g			-0,32	171,8	l		
Do 2	85	x	22,37	g			-15,45	-0,06			Do 3	302	x	20,30	g			-0,56	206,7	g		
Do 2	86	x	23,04	g			-15,45	0,57			Do 3	306	x	20,05	l			-0,56	211,9	g		
											Do 3	307	x	19,80	l			-0,56	251,2	g		