

L'EVOLUZIONE PERMO-
GIURASSICA
DEL BACINO DI DIEGO-SUAREZ
(MADAGASCAR SETTENTRIONALE)
E DEI MARGINI OCCIDENTALI DEL
MADAGASCAR E DELL'AFRICA
ORIENTALE

INDICE

| | |
|----------------|---|
| Premessa..... | 7 |
| Riassunto..... | 8 |

I° PARTE

EVOLUZIONE DEL MARGINE CONTINENTALE DEL MADAGASCAR NORDOCCIDENTALE

| | |
|--|-----------|
| 1) SCHEMA STRATIGRAFICO E BACINI SEDIMENTARI DEL MADAGASCAR OCCIDENTALE DAL CARBONIFERO SUPERIORE AL GIURASSICO SUPERIORE | 10 |
| 2) BACINO DI DIEGO-SUAREZ..... | 14 |
| 2.1) <u>INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE</u> | 14 |
| 2.2) <u>STRATIGRAFIA</u> | 16 |
| 2.2.1) <u>GRUPPO DEL SAKAMENA ED EVOLUZIONE PERMOTRIASSICA</u> | 16 |
| 2.2.1.1) BACINO DI BARABANJA..... | 16 |
| 2.2.1.1.1) <u>Formazione permiana</u> | 16 |
| 2.2.1.1.2) <u>Formazioni eotriassiche</u> | 17 |
| Formazione ad Inocerami..... | 17 |
| Formazione a Flemingites..... | 17 |
| Formazione di Iraro equivalente..... | 17 |
| 2.2.1.2) BACINO DI ANKITOKAZO | 18 |
| 2.2.1.2.1) <u>Formazione neopermiana</u> | 18 |
| 2.2.1.2.2) <u>Formazioni eotriassiche</u> | 19 |
| Strati a Claraia..... | 19 |
| Strati a Pesci ed Ammoniti..... | 19 |
| Scisti di Iraro..... | 20 |
| 2.2.1.3) BACINO DI AMBAHATRA | 20 |
| Serie Grigia..... | 21 |
| Serie Rossa..... | 21 |
| 2.2.2) <u>GRUPPO DELL'ISALO; FACIES MISTE; GIURASSICO MEDIO</u> | 22 |
| 2.2.2.1) BACINO DI DEPOSIZIONE DELL'ISALO I..... | 22 |
| Arenarie dell'Isalo I..... | 22 |
| 2.2.2.2) LIAS SUPERIORE E GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE..... | 23 |
| Calcarei di Jangoa..... | 24 |
| 2.2.2.3) FACIES MISTE E LORO EQUIVALENTI..... | 25 |
| Arenarie dell'Isalo II (continentale)..... | 26 |
| Arenarie dell'Isalo III (continentale)..... | 26 |
| Formazione di Ampasimena..... | 27 |
| Formazione di Andrahibo..... | 27 |
| Formazione di Komamery..... | 28 |
| Formazione di Lavalohalika..... | 28 |
| 2.2.2.4) FORMAZIONI MARINE DEL LIAS SUPERIORE | 29 |
| 2.2.2.5) FORMAZIONI MARINE DEL GIURASSICO MEDIO | 30 |
| 2.2.2.6) FORMAZIONI MARINE DEL GIURASSICO SUPERIORE | 31 |
| 2.3) <u>SCHEMA STRATIGRAFICO DEL GIURASSICO NEL BACINO DI DIEGO-SUAREZ</u> | 32 |
| Sezione Barabanja - Diego-Suarez..... | 34 |
| Sezione Analamera..... | 36 |
| Sezione strada Ambilobe - Diego-Suarez..... | 36 |
| Sezione del sondaggio AMB 1 di Port St. Luis..... | 37 |
| Sezione di Nosy Be..... | 37 |
| Sezioni della penisola di Ampasindava..... | 38 |

| | |
|--|-----|
| 2.3.1) SEZIONI MISURATE | 44 |
| 2.3.1.1) ARENARIE DELL'ISALO I | 44 |
| Sezione di Nosy Be..... | 44 |
| Sezione di Andrevobe..... | 46 |
| Sezione di Ambovonaombi..... | 47 |
| Sezione di Ankarabo..... | 48 |
| 2.3.1.2) FORMAZIONE DI AMPASIMENA | 50 |
| 2.3.1.2.1) Successione di Marivorahona | 50 |
| Sezione di Anivorano..... | 50 |
| 2.3.1.2.2) Facies Miste della penisola di Ampasindava | 51 |
| Sezione di Ankaramy..... | 51 |
| Sezione baia di Ambararata..... | 52 |
| 2.3.1.3) FORMAZIONE DI ANDRAHIBO | 53 |
| Sezione di Jojahely..... | 53 |
| | |
| 2.4) FOTOGEOLOGIA | 63 |
| 2.4.1) CARTA FOTOGEOLOGICA DELLA PENISOLA DI AMPASINDAVA | 63 |
| 2.4.1.1) LITOSTRATIGRAFIA | 64 |
| 2.4.1.2) TETTONICA | 66 |
| 2.4.2) CARTA FOTOGEOLOGICA DELL'AREA SETTENTRIONALE DELL'ISOLA DI NOSY BE | 66 |
| 2.4.2.1) LITOSTRATIGRAFIA | 67 |
| 2.4.2.2) TETTONICA | 67 |
| 2.4.3) CARTA FOTOGEOLOGICA DEL PLATEAU DELL'ANKARANA-ANALAMERA | 68 |
| 2.4.3.1) LITOSTRATIGRAFIA | 68 |
| 2.4.3.2) TETTONICA | 70 |
| | |
| 2.5) MODELLO STRUTTURALE | 72 |
| 2.5.1) CARTE DELLE LINEAZIONI | 72 |
| Lineazioni orientate N-S | 76 |
| Lineazioni orientate NE-SO o ENE-OSO | 78 |
| Lineazioni orientate NO-SE | 79 |
| Lineazioni orientate E-O | 81 |
| 2.5.2) CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE | 81 |
| 2.5.3) RELAZIONI TRA UNITA' DEPOSIZIONALI E TETTONICA PERMO-GIURASSICA | 83 |
| I° FASE - Apertura ed evoluzione dei bacini permo-triassici | 83 |
| II° FASE - Evoluzione del bacino dell'Isalo I | 83 |
| III° FASE - Evoluzione dei bacini giurassici | 84 |
| | |
| 2.6) MODELLI PALEOGEOGRAFICI DEL BACINO DI DIEGO-SUAREZ | 86 |
| 2.6.1) PERMIANO | 86 |
| 2.6.2) PERMO-TRIAS | 86 |
| 2.6.3) TRIASSICO INFERIORE | 87 |
| 2.6.4) TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE | 88 |
| 2.6.5) TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE | 89 |
| 2.6.6) GIURASSICO INFERIORE E MEDIO | 89 |
| 2.6.7) GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE | 90 |
| | |
| 3) BACINO DI MAHAJANGA | 92 |
| 3.1) INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE | 92 |
| 3.2) STRATIGRAFIA | 95 |
| 3.2.1) GRUPPO DEL SAKAMENA | 95 |
| 3.2.2) GRUPPO DELL'ISALO; FACIES MISTE; GIURASSICO MEDIO | 96 |
| 3.2.2.1) BACINO DI DEPOSIZIONE DELL'ISALO I | 97 |
| Arenarie dell'Isalo I | 98 |
| 3.2.2.2) FACIES MISTE ED EQUIVALENTI LATERALI | 99 |
| Arenarie dell'Isalo II | 99 |
| Arenarie dell'Isalo III | 100 |
| 3.2.2.2.1) Facies Miste | 101 |

| | |
|--|-----|
| Arenarie Carbonatiche inferiori | 101 |
| Arenarie Carbonatiche superiori | 101 |
| 3.2.2.2.2) <u>Giurassico inferiore e medio marino</u> | 102 |
| Jangoa equivalente | 103 |
| Toarciano superiore | 104 |
| Aaleniano | 105 |
| Bajociano | 105 |
| Batoniano | 106 |
| Calloviano | 107 |
| 3.2.3) <u>GIURASSICO SUPERIORE</u> | 108 |
| 3.3) <u>MODELLI PALEOGEOGRAFICI DEL BACINO DI MAHAJANGA</u> | 110 |
| 3.3.1) <u>PERMIANO</u> | 110 |
| 3.3.2) <u>PERMO-TRIAS</u> | 110 |
| 3.3.3) <u>TRIASSICO INFERIORE</u> | 110 |
| 3.3.4) <u>TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 111 |
| 3.3.5) <u>TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE</u> | 111 |
| 3.3.6) <u>GIURASSICO INFERIORE E MEDIO</u> | 111 |
| 3.3.7) <u>GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 111 |
| 4) BACINO DI MORONDAVA | 112 |
| 4.1) <u>INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE</u> | 112 |
| 4.2) <u>STRATIGRAFIA</u> | 117 |
| 4.2.1) <u>GRUPPO DEL SAKOA</u> | 117 |
| Scisti neri e tilliti | 118 |
| Strati a carbone | 119 |
| Serie rossa inferiore | 119 |
| Calcari di Vohitolia | 120 |
| 4.2.2) <u>GRUPPO DEL SAKAMENA</u> | 120 |
| Sakamena inferiore | 121 |
| Sakamena medio | 122 |
| Sakamena superiore | 123 |
| 4.2.3) <u>GRUPPO DELL'ISALO</u> | 124 |
| Arenarie dell'Isalo I | 125 |
| 4.2.4) <u>GIURASSICO: GRUPPO DEL SAKARAHA (FACIES MISTE) ED EQUIVALENTI LATERALI</u> | 126 |
| Arenarie dell'Isalo II | 126 |
| Formazione di Sakaraha | 127 |
| Formazione di Ankazoabo | 128 |
| Formazione di Sakanavaka | 129 |
| Giurassico medio-superiore | 130 |
| 4.3) <u>MODELLI PALEOGEOGRAFICI DEL BACINO DI MORONDAVA</u> | 131 |
| 4.3.1) <u>PERMIANO</u> | 131 |
| 4.3.2) <u>PERMO-TRIAS</u> | 131 |
| 4.3.3) <u>TRIASSICO INFERIORE</u> | 131 |
| 4.3.4) <u>TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 132 |
| 4.3.5) <u>TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE</u> | 132 |
| 4.3.6) <u>GIURASSICO INFERIORE E MEDIO</u> | 132 |
| 4.3.7) <u>GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 132 |

II° PARTE

EVOLUZIONE DEL MARGINE DELL'AFRICA ORIENTALE

| | |
|--|-----|
| 5) BACINI SOMALI | 141 |
| 5.1) <u>EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E STRUTTURALE DELLA SOMALIA DAL PERMIANO AL GIURASSICO SUPERIORE</u> | 141 |
| 5.1.1) <u>AREA DI LAMU E MANDERA-LUGH</u> | 141 |
| - Successione del bacino di Lamu: | |
| Formazione di Taru | 142 |

| | |
|--|-----|
| Formazione di Maji-Ya Chumvi..... | 143 |
| Arenarie di Mariakani..... | 143 |
| Arenarie di Mezeras..... | 144 |
| Formazione di Kambe..... | 144 |
| Formazione di Kibongoni..... | 145 |
| Argilliti Giurassico superiori di Mtomkuu..... | 145 |
| - Successione del bacino di Mandera-Lugh: | |
| Arenarie di Adigrat..... | 148 |
| Formazione di Ischia Baidoa..... | 148 |
| Formazione di Anole..... | 148 |
| Formazione di Uegit..... | 149 |
| 5.1.2) <u>AREA DI MOGADISCIO, HIRAAAN, MUDUGH</u> | 149 |
| Arenarie di Adigrat..... | 150 |
| Formazione di Hamanley..... | 151 |
| Formazione di Uarandab..... | 152 |
| Formazione di Gabredarre..... | 152 |
| 5.1.3) <u>BACINI DELLA SOMALIA SETTENTRIONALE</u> | 153 |
| 5.2) <u>EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DELLA SOMALIA</u> | 156 |
| 5.2.1) <u>PERMIANO</u> | 156 |
| 5.2.2) <u>PERMO-TRIAS</u> | 156 |
| 5.2.3) <u>TRIASSICO INFERIORE</u> | 156 |
| 5.2.4) <u>TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 157 |
| 5.2.5) <u>TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE</u> | 157 |
| 5.2.6) <u>GIURASSICO INFERIORE E MEDIO</u> | 157 |
| 5.2.7) <u>GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 158 |
| 6) <u>BACINI DEL KENYA</u> | 166 |
| 6.1) <u>EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E STRUTTURALE DEL KENYA DAL PERMIANO AL GIURASSICO SUPERIORE</u> | 166 |
| 6.1.1) <u>BACINO DI LAMU</u> | 167 |
| Formazione di Taru..... | 168 |
| Formazione di Maji-Ya Chumvi..... | 170 |
| Arenarie di Mariakani..... | 171 |
| Formazione di Mazeras..... | 172 |
| Formazione di Kambe..... | 173 |
| Formazione di Kibongoni..... | 174 |
| Formazione di Mtomkuu..... | 175 |
| 6.2) <u>EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DEL KENYA</u> | 176 |
| 6.2.1) <u>PERMIANO</u> | 176 |
| 6.2.2) <u>PERMO-TRIAS</u> | 177 |
| 6.2.3) <u>TRIASSICO INFERIORE</u> | 177 |
| 6.2.4) <u>TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 178 |
| 6.2.5) <u>TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE</u> | 179 |
| 6.2.6) <u>GIURASSICO INFERIORE E MEDIO</u> | 179 |
| 6.2.7) <u>GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 180 |
| 7) <u>BACINI DELLA TANZANIA</u> | 183 |
| 7.1) <u>EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E STRUTTURALE DELLA TANZANIA DAL PERMIANO AL GIURASSICO SUPERIORE</u> | 183 |
| 7.1.1) <u>BACINO DI RUHUHU</u> | 184 |
| Formazione di K1 (tilliti e periglaciale)..... | 184 |
| Formazione di K2 (lower coal measures)..... | 185 |
| Formazione di K3 (red beds o scarp sandstones)..... | 186 |
| Formazione di K4 (upper coal measures)..... | 186 |
| Formazione di K5 (Ruhuhu beds)..... | 187 |
| Formazione di K6 (lower bone beds)..... | 188 |
| Formazione di K7 (Kingori sandstone)..... | 188 |
| Formazione di K8 (Manda beds)..... | 189 |

| | |
|---|-----|
| 7.1.2) <u>BACINO DI SELOUS (LUWEGU)-MIKUMI</u> | 189 |
| Formazione di Hatambulu..... | 191 |
| Formazione di Rufiji..... | 193 |
| Formazione di Luhombero..... | 194 |
| Formazione di Mahogo..... | 194 |
| Formazione di Luwegu..... | 195 |
| Formazione di Mbarangandu..... | 195 |
| Formazione di Mkuju..... | 195 |
| Formazione di Madaba..... | 196 |
| Formazione di Nandanga..... | 196 |
| - Successione di Mikumi: | |
| Formazione di Ndeke..... | 197 |
| Calcareous beds..... | 197 |
| Formazione di Ruhembe..... | 198 |
| 7.1.3) <u>BACINI COSTIERI (TANGA, RUVU, MANDAWA)</u> | 198 |
| Formazione di Ngerengere..... | 199 |
| Formazione di Ruvu..... | 200 |
| Formazione di Lugoba..... | 200 |
| Formazione di Malivundo..... | 201 |
| Formazione di Magindu..... | 201 |
| 7.2) <u>EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DELLA TANZANIA</u> | 203 |
| 7.2.1) <u>PERMIANO</u> | 203 |
| 7.2.2) <u>PERMO-TRIAS</u> | 204 |
| 7.2.3) <u>TRIASSICO INFERIORE</u> | 205 |
| 7.2.4) <u>TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 206 |
| 7.2.5) <u>TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE</u> | 207 |
| 7.2.6) <u>GIURASSICO INFERIORE E MEDIO</u> | 208 |
| 7.2.7) <u>GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE</u> | 209 |

III° PARTE

MODELLO GEODINAMICO ED EVOLUZIONE DEI MARGINI DELL'AFRICA ORIENTALE E DEL MADAGASCAR NORDOCCIDENTALE

| | |
|--|-----|
| 8) TEORIE SULLA PALEOPOSIZIONE DEL MADAGASCAR | 212 |
| 8.1) <u>PROBLEMI SULL'IPOTESI DELLA PROVENIENZA DEL MADAGASCAR DA NORD</u> | 214 |
| 8.1.1) <u>DAVIE E DHOW FRACTURE ZONE</u> | 216 |
| 8.2) <u>POSIZIONE PROPOSTA</u> | 219 |
| 8.2.1) <u>ELEMENTI A SOSTEGNO</u> | 220 |
| 8.2.2) <u>RICOSTRUZIONE DEI MOVIMENTI LEGATI ALLA MIGRAZIONE DEL MADAGASCAR</u> | 223 |
| 9) QUADRO GEODINAMICO E CONSIDERAZIONI PALEOGEOGRAFICHE | 230 |
| I FASE: rifting E-O (passivo) | 230 |
| II FASE: pre-drifting | 232 |
| III FASE: drifting | 234 |
| 10) CONCLUSIONI | 240 |
| BIBLIOGRAFIA | 243 |

PREMESSA

Lo studio dei margini continentali e dei bacini intracratonici dell'Africa orientale, avvenuto in seguito alla ricerca petrolifera degli anni 70', ha avuto un notevole sviluppo nell'ultimo ventennio, fornendo talvolta dati molto dettagliati sulle successioni stratigrafiche e sulla tettonica di questa regione.

Studi particolarmente accurati sono stati compiuti in Somalia (HILAL et alii, 1977; MERLA et alii, 1979; PICCOLI et alii, 1986; BOSELLINI, 1989; ABBATE et alii, 1994), in Kenya (WALTERS & LINTON, 1973; SAKA & MIYATA, 1979; MBEDE, 1986; RAISASSA, 1988; HANKEL, 1990; WINN et alii, 1993) ed in Tanzania (KREUSER et alii, 1984, 1987, 1990; WOPFNER et alii, 1986, 1988, 1990, 1991, 1994; HANKEL, 1987; MBEDE, 1991), mentre lo stadio di conoscenze sulla stratigrafia del margine malgascio è praticamente rimasto fermo ai lavori classici di BESAIRIE, RERAT e COLLIGNON degli anni 70'. Dati più recenti su questo margine, o su aree prospicienti ad esso, riguardano quasi esclusivamente la geofisica, in particolar modo prospezioni gravimetriche (REEVES et alii, 1986; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; RAJAOMAZAVA, 1992; FOURNO & ROUSSEL, 1994) e paleomagnetiche (EMBLETON & VALENCIO, 1977; SEGOUFIN & PATRIAT, 1980; COFFIN & RABINOWITZ, 1987).

Uno degli scopi di questa tesi è di contribuire alle conoscenze sulla stratigrafia e sull'evoluzione strutturale del margine malgascio occidentale, in relazione all'evoluzione del margine continentale dell'Africa orientale. La scelta del bacino di Diego-Suarez è avvenuta, oltre perché risulta essere uno dei meno studiati, e per la sua limitata estensione, soprattutto per la presenza di estesi affioramenti di facies fluviali, paraliche e marine del Giurassico inferiore e medio. Lo studio dei rapporti tra le unità del Giurassico inferiore e medio, riveste particolare importanza in quanto rappresentano la deposizione precedente al drifting vero e proprio.

Per una migliore caratterizzazione stratigrafica e strutturale del margine malgascio in un quadro geodinamico più generale, sono stati presi in considerazione anche i seguenti punti:

- l'evoluzione stratigrafica e strutturale del margine malgascio in relazione al margine coniugato dell'Africa orientale, durante l'intervallo di tempo compreso tra il Permiano ed il Giurassico;
- la ricostruzione della paleogeografia dei margini.
- la ricostruzione della geodinamica dell'area compresa tra la costa dell'Africa orientale e quella del Madagascar;
- individuazione della posizione originaria del Madagascar.

A causa della scarsa viabilità di questa regione, e delle proibitive condizioni atmosferiche in alcuni periodi dell'anno, la ricerca in campagna è stata condotta principalmente durante la stagione estiva. Sono state compiute in tutto tre missioni

geologiche (durate circa un mese ciascuna, a Luglio e Ottobre del 1992 e Novembre del 1993), nel corso delle quali sono state misurate otto sezioni stratigrafiche e sedimentologiche di dettaglio (in questo lavoro ne viene solo presentata una sintesi, ma le sezioni di dettaglio sono disponibili su richiesta all'autore) e sono stati fatti alcuni rilevamenti geologici di dettaglio. I dati raccolti in campagna, in quanto spesso frammentari, sono stati integrati sia con dati bibliografici che con l'analisi delle foto aeree.

RIASSUNTO

L'analisi delle successioni sedimentarie permo-giurassiche, e dell'evoluzione strutturale, dei bacini sedimentari del Madagascar Nord-occidentale e dell'Africa orientale, ha permesso di ricostruire l'evoluzione paleogeografica di questa regione.

In particolar modo la revisione stratigrafica del bacino di Diego-Suarez ha consentito di individuare almeno tre principali fasi evolutive legate principalmente a:

- I) formazione dei bacini permo-triassici;
- II) sviluppo del bacino dell'Isalo I;
- III) evoluzione dei bacini giurassici.

Questa distinzione, può essere applicata anche agli altri bacini malgasci (Mahajanga e Morondava) e a quelli dell'Africa orientale. Basandosi sia sulla ricostruzione della paleogeografia (fatta per ogni singolo bacino), che sui dati geofisici del Canale di Mozambico, è stata ricostruita l'evoluzione strutturale di questo margine. Questa ricostruzione mette in relazione le tre fasi sedimentarie riconosciute nel bacino di Diego-Suarez (ed estrapolate agli altri bacini) con altrettanti eventi geodinamici.

I) Alla prima di esse sarebbe connesso lo sviluppo, durante il permo-trias, del rifting E-O (responsabile dell'apertura dei bacini di Morondava, di Lamu e di Selous) legato alla formazione di movimenti tipo strike-slip tra le grandi Shear Zone africane (Mwambeshi Shear Zone e Walvis Bay-Mombasa-Mogadishu Shear Zone).

II) La seconda fase (evoluzione del bacino dell'Isalo I), è probabilmente legata allo spostamento verso Sud del Madagascar lungo la Davie e la Dhow Fracture Zone, connessa alla formazione di una giunzione tripla nel Kenya settentrionale a partire dal Trias medio superiore.

III) La terza fase corrisponde all'evoluzione dei bacini giurassici, ed è connessa allo sviluppo del drifting del Canale di Mozambico, con deriva del Madagascar verso SSE.

PARTE I

Evoluzione del margine continentale del Madagascar nordoccidentale

1) SCHEMA STRATIGRAFICO DEI BACINI SEDIMENTARI DEL MADAGASCAR OCCIDENTALE DAL CARBONIFERO SUPERIORE AL GIURASSICO SUPERIORE

La costa nordoccidentale del Madagascar è caratterizzata dalla presenza di tre grandi bacini sedimentari (fig. 1), il più settentrionale è il bacino di Diego-suarez, segue il bacino di Mahajanga, ed infine, nelle regioni Sud-occidentali, il bacino di Morondava.

Nell'intervallo di tempo compreso tra il Carbonifero superiore ed il Giurassico superiore una successione sedimentaria molto potente, costituita principalmente da depositi prevalentemente continentali del Supergruppo del Karroo, e da depositi marini e paralicci del Giurassico, interessa gran parte di questi bacini. Questa successione (fig 2) può essere suddivisa in quattro gruppi principali, dei quali i primi tre appartengono al Supergruppo del Karroo.

Gruppo del Sakoa
(Carbonifero superiore-Permiano inferiore-medio)

Affiora esclusivamente nel bacino di Morondava. E' costituita principalmente da facies continentali, ed è discordante sul basamento cristallino. Partendo dalla base si possono distinguere le seguenti unità:

- *Depositi glaciali* - Sono costituiti da argille nere varvate,

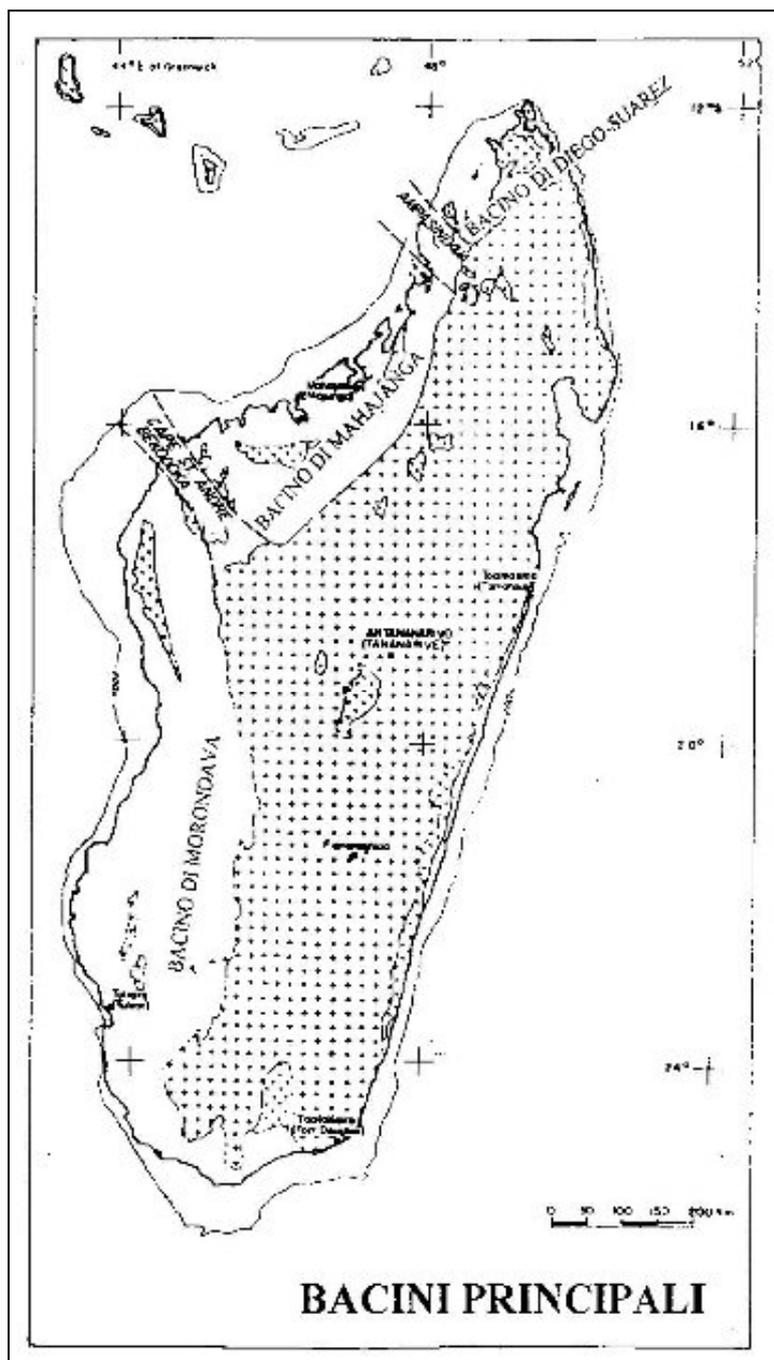


Figura 1. Ubicazione dei bacini sedimentari della costa nordoccidentale del Madagascar.

con intercalati orizzonti di tilliti ed arenarie. Sono potenti alcune centinaia di metri (regione di Sakoa, Madagascar meridionale).

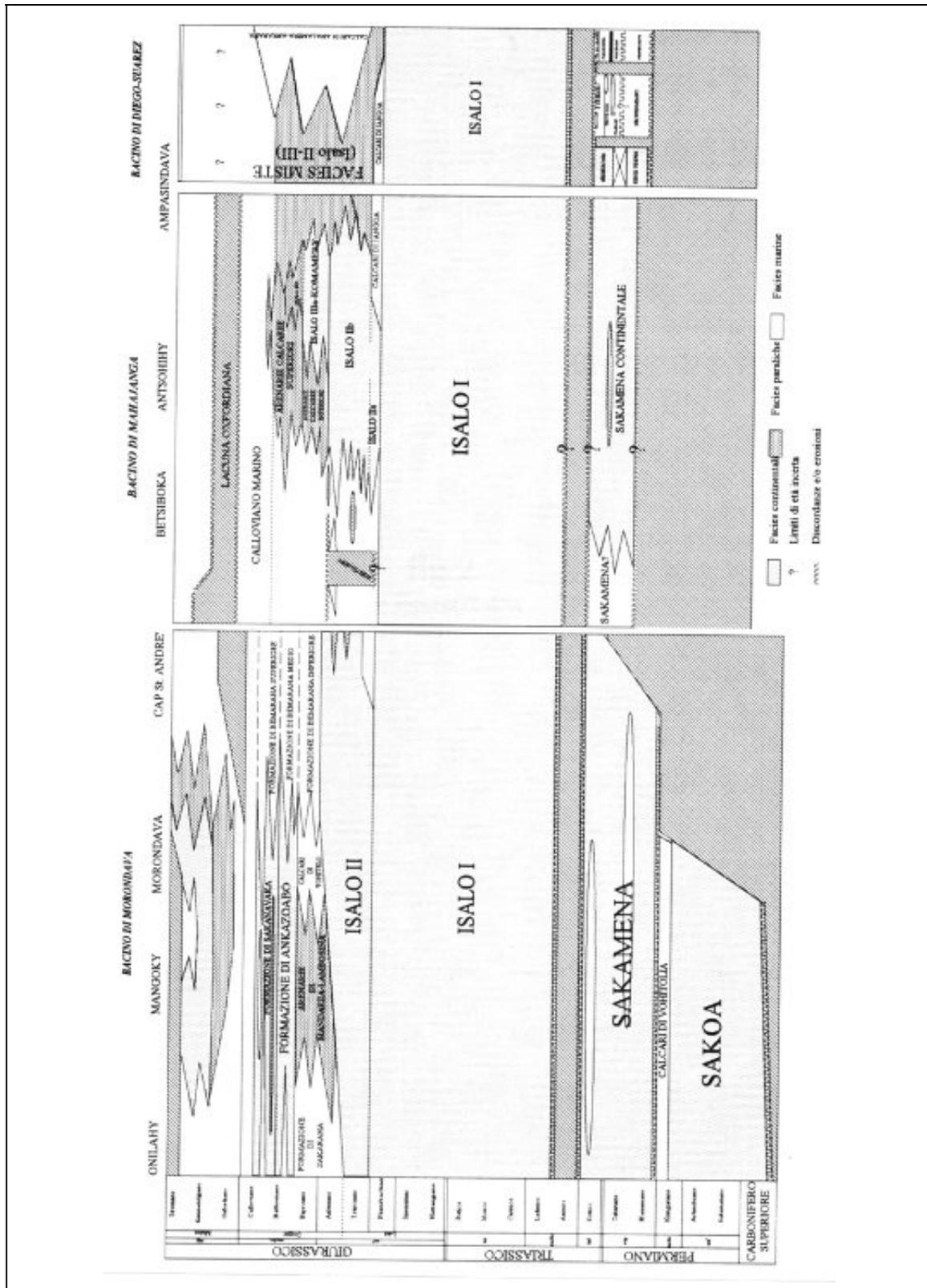


Figura 2. Carta delle correlazioni delle unità stratigrafiche depostesi nei bacine del Madagascar nordoccidentale.

- *Coal Measures* - Consistono in arenarie alternate ad argilliti carboniose e a lenti di carbone. Talvolta sono presenti dei conglomerati.
- *Serie rossa inferiore* (Lower Red Series) - Consiste di argilliti ed arenarie di colore generalmente rosso, conglomerati (più frequenti al tetto).
- *Calcari di Vohitolia* - Rappresentano il primo orizzonte marino del Karroo malgascio, e sono costituiti da calcari sabbiosi, calcari di scogliera, calcari oolitici e breccie calcaree.

Gruppo del Sakamena (Permiano superiore-Triassico inferiore)

E' trasgressivo e discordante sul Gruppo del Sakoa, ed anch'esso è caratterizzato da una deposizione prevalentemente continentale. Affiora sul bacino di Morondava e, anche se meno estesamente, su quello di Diego-Suarez. Nel bacino di Mahajanga è presente solo in piccoli affioramenti nelle aree settentrionali, mentre nelle zone centrali è stato individuato solo tramite indagini geofisiche. BESAIRIE (1960) lo suddivide in tre unità principali:

- *Sakamena inferiore* - E' costituito da un conglomerato di base (con ciottoli derivanti dai sottostanti Calcari di Vohitolia) coperto da una prima intercalazione marina (rappresentata da calcari stromatolitici, e da un'associazione fossile simile a quella della Formazione di Ruhembe della Tanzania), a loro volta coperti da scisti a piante (con piccole intercalazioni calcaree), e da un complesso scistoso arenaceo contenente una fauna a rettili del Permiano superiore.
- *Sakamena medio* - E' costituito da scisti ed argille a septaria, con un'abbondante fauna ittica simile a quella presente in formazioni analoghe del bacino di Diego-Suarez.
- *Sakamena superiore* - E' rappresentato da arenarie, scisti psammitici e argille rosse prive di fossili.

Gruppo dell'Isalo (Triassico medio-Giurassico inferiore)

Anche questo è trasgressivo e discordante sulla sottostante unità. E' costituito principalmente da depositi continentali. Intercalazioni marine si hanno solo nei bacini di Mahajanga e Diego-Suarez dal Toarciano in poi, ed in queste aree l'Isalo è spesso in facies paralicca. Gli spessori maggiori sono nel bacino di Morondava, dove raggiungono i 5000-6000 m, mentre quelli minori sono nel bacino di Mahajanga, dove non supera i 900 m. Il Gruppo dell'Isalo, in letteratura, viene suddiviso in tre unità:

- *Isalo I* (Trias medio-Lias) - E' composto principalmente da arenarie continentali bianche, a stratificazione incrociata, non fossilifere. La sua deposizione è comune a tutti e tre i bacini.
- *Isalo II* (Lias superiore) - E' caratterizzato dalla presenza di spessi banchi di argille rosse, verdi e variegate, alternati ad arenarie bianche. I fossili sono più abbondanti che nell'Isalo I. Nelle regioni meridionali (Morondava) è essenzialmente continentale, mentre in quelle

settentrionali (Mahajanga e Diego-Suarez), sono molto frequenti le intercalazioni marine e le facies paraliche (Facies Miste), ed è spesso eteropico a depositi esclusivamente marini.

- *Isalo III* (Bajociano-Batoniano) - E' molto simile all'*Isalo II*, è caratterizzato dalla presenza di un orizzonte a grandi dinosauri (*Bothriospondylus*) e da facies a *Corbula* al tetto. Le facies sono continentali nelle regioni meridionali, mentre in quelle settentrionali sono prevalentemente paraliche. Viene generalmente ricoperto dall'ingressione marina batoniana.

Molto probabilmente questa ripartizione, basata essenzialmente su criteri litostragfici, dovrà essere rivista, soprattutto per quanto riguarda l'attribuzione delle Arenarie dell'*Isalo II-III* a questo gruppo. Queste ultime due unità rappresentano gli equivalenti laterali continentali e transizionali dell'ingressioni marine del Toarciano e del Giurassico medio (vedi capitoli successivi), e quindi dovrebbero far parte dello stesso ciclo deposizionale, per cui nei prossimi capitoli saranno trattate insieme ai depositi giurassici.

Gruppo del Giurassico medio-superiore

Rappresenta la grande ingressione marina che ha interessato anche gran parte del margine dell'Africa orientale. E' costituita principalmente da depositi calcarei e marnosi. Presenta una associazione faunistica molto simile a quella delle regioni limitrofe (India, Somalia, Kenya ecc.).

2) BACINO DI DIEGO-SUAREZ

2.1) INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE

E' il bacino sedimentario più settentrionale del Madagascar (fig. 1), è orientato NE-SO, è delimitato geograficamente dalla penisola di Ampasindava a SO, e si interrompe bruscamente contro l'Oceano Indiano a NE nei pressi del villaggio di Ampasikinana (Barabanja; X12°57' Y49°50'). I principali elementi morfologici che lo compongono, oltre che la penisola di Ampasindava, sono la cuesta di Galoko (tra Ambilobe X13°10' Y49°03' ed Ambanja X13°41' Y48°27') che delimita il versante NO della valle dell'Ifasy (a Sud di Ankitokazo), la cuesta di Andavakoera (a Nord di Betsiaka; X13°04' Y49°18'), quella di Analamera, il plateau calcareo dell'Ankarana, quello di Sadiovato (X12°39' Y48°22') e della Montagna dei Francesi. Infine l'elemento morfologicamente più importante di questa regione, il grande edificio vulcanico della Montagna d'Ambré.

Dal punto di vista strutturale è suddiviso (almeno fino alla deposizione del Gruppo dell'Isalo) in tre bacini minori, delimitati da alti strutturali, e all'interno dei quali si conservano i depositi del Gruppo di Sakamena (BESAIRIE, 1972; fig. 3). Gli elementi morfostrutturali più importanti, partendo dal basamento cristallino e procedendo verso NO, sono rappresentati da una lunga omoclinale, immergente di pochi gradi (5°-20°) verso NO, costituita dalle cuestas precedentemente accennate. A questa struttura corrispondono gran parte delle successioni sedimentarie permo-giurassiche affioranti. Questa omoclinale tende a diventare sempre meno inclinata, fino a divenire immergente verso SE in corrispondenza del plateau dell'Ankarana (costituito principalmente da depositi del Giurassico medio), di quello di Sadiovato (con depositi del Cretaceo inferiore) e dalla Montagna dei Francesi (dell'Eocene). Il lato settentrionale del bacino è generalmente molto fagliato, ed è il risultato di una tettonica cassante polifasica che ha agito fino dal Permiano. Altri elementi strutturali importanti sono costituiti dalla penisola di Ampasindava e dall'Isola di Nosy Be. Entrambe sono strutture originatesi in seguito alla risalita di masse intrusive nell'Oligocene (48 m.a.), ed impostatesi su zone di debolezza più antiche.

Dal punto di vista stratigrafico (fig. 2), la deposizione del Supergruppo del Karroo in questo bacino inizia con strati marini del **Permiano medio**, e tali condizioni persistono fino al Triassico inferiore. Le successioni stratigrafiche non sono uguali in tutti i sottobacini, ma sono simili alla facies del **Gruppo del Sakamena** del bacino di Mahajanga, tuttavia la sequenza può essere così riassunta: Brecce sovrastanti il basamento; arenarie massive grossolane, e cementate a dolomite contenenti coralli, con bande di conglomerati spigolosi alla base; argilliti fossilifere grigie, gialle o nere. Discordanze tra gli strati Permiani e Triassici testimoniano movimenti crostali verticali in questo periodo.

Il **Triassico inferiore** fu dominato dalla deposizione di argilliti marine. Discordanti su queste si trovano arenarie continentali (spesse ~ 1200 m) correlabili con l'Isalo del bacino di Morondava, la cui deposizione continua fino al Giurassico inferiore. Dalla fine del **Giurassico inferiore** le facies cambiano drasticamente. L'intervallo Toarciano-Aaleniano è rappresentato da una facies mista di argilliti, calcari, siltiti e arenarie.

Nel **Giurassico medio** la deposizione è diversificata da ovest verso est: ad ovest troviamo dei bacini rapidamente subsidenti con spessi depositi (da 3000 a 6000 m) di siltiti, sedimenti fossiliferi calcarei di ambiente paralico con rapidi cambiamenti di facies. Verso est si trovano sabbie marnose e calcari epicontinentali.

Questa diversificazione continua anche nel **Giurassico superiore**, ad ovest continua la deposizione delle facies paraliche; ad est ci sono sabbie, marne e calcari epicontinentali e marini.

2.2) STRATIGRAFIA

2.2.1) GRUPPO DEL SAKAMENA ED EVOLUZIONE PERMOTRIASSICA

Come accennato nella precedente sintesi stratigrafica, in questa fase il bacino di Diego-Suarez non costituiva una unica area deposizionale, ma era suddiviso in almeno tre bacini minori (fig. 3), di cui abbiamo solo pochissime informazioni, soprattutto in merito al loro assetto strutturale. Gli affioramenti si trovano solo su strette fasce parallele che poggiano sul basamento cristallino (Tav. 1). Sono molto disturbati dalla tettonica (sia sinsedimentaria del Permotrias, che dalla tettonica più recente legata al rifting di questo bacino), e presentano una generale immersione (anche di 40°) verso NO. Da quanto è stato possibile ricostruire, si sa che i bacini più orientali (il bacino di Barabanja e di Ankitokazo, fig. 3) sono stati interessati, fino dalle prime fasi della loro evoluzione, da un'ingressione marina di età permiana superiore (Neopermiano), mentre nel terzo, il bacino di Ambahatra (il più occidentale), la deposizione è continentale.

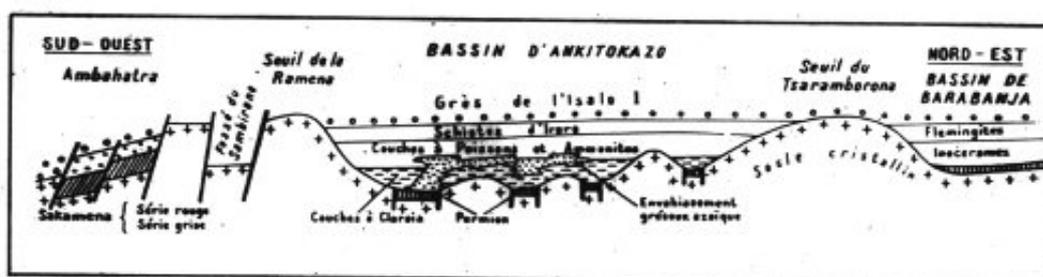


Figura 3. Sezione geologica schematizzata dei bacini permotriassici (Ambahatra, Ankitokazo, Barabanja) formati durante le prime fasi evolutive del bacino di Diego-Suarez (da BESAIRIE, 1972).

2.2.1.1) BACINO DI BARABANJA

I depositi di questo bacino, molto limitato arealmente, affiorano ad O del massiccio di Tsarambohorona, e si interrompono bruscamente verso l'Oceano Indiano.

2.2.1.1.1) FORMAZIONE PERMIANA (Permien)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).

- Litologia - Arenarie arcosiche grossolane, con letti di argille di colore bruno; sono presenti anche conglomerati con ciottoli di 5-10 cm di diametro.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano a Nord di Barabanja, tra il massiccio di Tsarambohorona e l'Oceano Indiano.

- Spessore - Circa 20 m.- Rapporti con le altre formazioni - Il contatto con il basamento cristallino avviene generalmente tramite faglie. Equivale al Gruppo del Sakamena del Madagascar meridionale.
- Fossili ed età - Non sono stati trovati resti fossili; l'età permiana superiore è dedotta dalla posizione stratigrafica che occupa.
- Facies - Continentali o marine costiere?

2.2.1.1.2) FORMAZIONI EOTRIASSICHE

FORMAZIONE AD INOCERAMI (Couches à Inocerames)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - Scisti sabbiosi con intercalazioni di arenarie calcaree fini e noduli cementati.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano a Nord di Barabanja.
- Spessore - Raggiunge 200 m.
- Rapporti con le altre formazioni - E' discordante sui depositi del Permiano superiore. Equivale al Gruppo del Sakamena.
- Fossili ed età - Questa unità contiene una fauna composta principalmente da *Posidomya cf. wengensis*, *Inoceramus vestutus*, *Inoceramus nov. sp. (brasseurii)*, *Pseudomonotis (Eumorphitis) aff. reticulatus*, *Mayalina sp.* di età triassica inferiore?
- Facies - Marine poco profonde ?

FORMAZIONE A FLEMINGITES (Couches à Flemingites)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - Marne sabbiose con alla base un livello calcareo a lumachelle e *Flemingites*.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano a Nord del villaggio di Barabanja.
- Spessore - E' di circa 70 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Copre la Formazione ad Inocerami. Equivale al Gruppo del Sakamena
- Fossili ed età - Questa unità presenta una fauna Triassica inferiore molto abbondante tra cui: *Flemingites compressus*, *Flemingites flemengi Koninck var madagascariensis*, *Gyronites frequens*, *Meekoceras markham*, con varie *Clypeoceras*, *Hedenstroemia*, *Pseudosageceras*, *Paranannites*, *Proptychites* ecc..
- Facies - Marine.

FORMAZIONE DI IRARO EQUIVALENTE (Schistes d'Iraro eq.)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - Arenarie argillose micacee, scistose, molto fini.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora a Nord di Barabanja.
- Spessore - Circa 40 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Copre la Formazione a *Flemingites*. Equivale al Gruppo del Sakamena del Madagascar meridionale.
- Fossili ed età - Sono presenti rare impronte di vegetali.
- Facies - Transizionali (costiere ?).

2.2.1.2) **BACINO DI ANKITOKAZO**

E' il bacino permo-triassico più esteso e meglio studiato della regione di Diego-Suarez (Tav. 1). Gli affioramenti sono rappresentati da una stretta fascia orientata NE-SO, e che si estende da Antsaba (X13°40' Y48°44', lungo la valle dell'Ifasy) al massiccio di Tsarambohorona (nei pressi del villaggio di Maromakotra X13°00' Y49°28').

2.2.1.2.1) FORMAZIONE NEOPERMIANA (Permien)

Si trova conservata solo in piccoli graben delimitati principalmente da faglie aventi direzione approssimativamente N-S.

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - Nell'area di Betsiaka (X13°08' Y49°15'), dove il contatto con il basamento è visibile, questo è caratterizzato dalla presenza di un conglomerato poco spesso, costituito da ciottoli di quarzo. Seguono arenarie arcosiche, argille scistose micacee con intercalazioni di sabbie fini (qui lo spessore è di 70-80 m). Nell'area di Ankitokazo, la successione inizia con arenarie micacee fossilifere a *Polypier*, continua con argille sabbiose e scisti argillosi con intercalate sabbie argillose e contenenti grossi noduli cementati che possono contenere dei fossili.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano nei pressi di Ankitokazo e di Betsiaka (X13°08' Y49°15') (fig. 3, Tav. 1).
- Spessore - Gli spessori massimi sono di 70-80 m ad Ankitokazo e Betsiaka (X13°08' Y49°15'), ma sono molto variabili.
- Rapporti con le altre formazioni - Copre il basamento cristallino, talvolta al tetto è presente una lacuna. Nell'area di Ankitokazo ha uno spessore molto discontinuo (anche se presenta sempre la stessa facies), e si assottiglia sia ad Sud che a Nord di questa località. Equivale al Gruppo del Sakamena.
- Fossili ed età - Dalla parte inferiore della successione di Ankitokazo (fig. 3) provengono le seguenti forme: *Xenaspis carbonarius*, *Productus gallatinensis var madagascariensis*, *Spirifer musakeylensis*, *Cyathophyllum sp.*; mentre la parte superiore è caratterizzata soprattutto da: *Cyclolobus walkeri*, *Xenaspis carbonarius*, *Episageceras boulei*, *Popanoceras (Stacheoceras) collignoni*. L'età attribuibile è Permiano medio-superiore (Neopermiano).
- Facies - Marine poco profonde, di mare caldo (in base alla presenza di *Polypier*, tipici di mari caldi).

2.2.1.2.2) FORMAZIONI EOTRIASSICHE

I depositi eotriassici rappresentati dagli strati a *Claraia* e da quelli a pesci ed ammoniti, praticamente continui su tutto il bacino, sono probabilmente legati ad una fase di subsidenza causata dall'espansione di questo bacino.

STRATI A CLARAIA (Couches à Claraia)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - La successione inizia con argille scistose grigie con fossili di *Claraia* ed intercalazioni di sabbie azoiche (fig. 3).
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano ad Ankitokazo e Betsiaka (X13°08' Y49°15').
- Spessore - Circa 50 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Sono in debole discordanza angolare con la sottostante unità permiana. Tra la soprastante unità e all'interno di questa, sono presenti grosse lenti di arenarie azoiche. Equivale al Gruppo del Sakamena.
- Fossili ed età - Oltre che fossili di *Claraia*, sono presenti anche pesci di specie identiche a quelle che si ritrovano nell'unità superiore. Le forme più tipiche sono: *Claraia cf. griesbachi*, *Aviculopecten cf. punjabensis*, *Atrimpos madagascariensis*, *Parasemionotus labordei*, *Australosomus merlei* riferibili al Trias inferiore.
- Facies - Marine.

STRATI A PESCI ED AMMONITI (Couches à Poissons et Ammonites)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - Scisti argillosi, argille scistose grigio-verdastre con intercalazioni sabbiose. Quest'ultime localmente possono essere anche di spessore notevole, con granulometria da fine a grossolana, feldspatiche e poco cementate. Nelle facies argillose sono presenti numerosi noduli cementati contenenti fossili di pesci ed ammoniti, e più raramente di anfibi.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano nei pressi del villaggio di Betsiaka (X13°08' Y49°15') e nell'area di Ankitokazo.
- Spessore - Lo spessore è variabile, nella successione di Ankitokazo si misurano circa 300 m di questa unità, mentre in quella di Betsiaka (X13°08' Y49°15') raggiunge i 560 m (fig. 3).
- Rapporti con le altre formazioni - Coprono in concordanza gli "strati a Claraia". Equivalgono al Gruppo del Sakamena del Madagascar meridionale.
- Fossili ed età - Eccetto per le facies arenacee, che sono prive di fossili, la formazione ha fornito un'abbondantissima associazione a pesci perfettamente conservati, ammoniti ed alcuni anfibi di acque dolci. Tra i pesci sono frequenti gli *Actinopterygi* con i generi *Boreosomus*, *Pteronisculus*, *Australosomus*, *Ecrinesomus* e *Bobasatrania*; i *Crossopterygi* sono rappresentati dalle *Coelacanthidae* con i generi *Coelacanthus*, *Whitea* e *Piveteauia*; i

Dipneustes soltanto dal genere *Paraceratodus*. Tra le ammoniti si trovano soprattutto *Meekoceras*, *Clypeoceras*, *Glyptophyseras*, *Ophysoceras*, *Prionolobus*, *Konickites* (attribuibili al Gyronitiano di Spath). Gli anfibi di acque dolci sono rappresentati da Batraci senza coda, tra cui *Protobatrachus massinoti* e da qualche *Stegocephalo* e da *Trematosauri* (*Wantzosaurus elongatus*). Sono inoltre presenti *Neorachitotomes benthosuchides* (*Bentosuchus madagascariensis* e *Wetlugasaurus*), brachiopodi ed un rettile Eosuchiano. La fauna a pesci mostra forti affinità con le faune delle aree settentrionali, ma non con quelle dell'Africa meridionale, testimoniando probabili connessioni con la Tetide.

- Facies - Marine costiere, con intercalazioni continentali fluviali, lacustri e/o palustri.

SCISTI DI IRARO (Schistes d'Iraro)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).

- Litologia - Nell'area di Ankitokazo è costituito da arenarie micacee fini, di colore grigio con alternate argille ad impronte di vegetali. Questa facies varia spostandosi verso Est, dove alla base troviamo argille sabbiose con intercalazioni arenacee che aumentano verso la sommità. A Betsiaka (X13°08' Y49°15'), si ha un forte spessore (circa 480 m) di arenarie arcose fini verso la base, con lenti argillose e calcaree, a cui segue una facies più argilloso-scistosa (circa 200 m) con fossili.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano ad Ovest di Ankitokazo e nei pressi di Betsiaka (X13°08' Y49°15').

- Spessore - Varia dai 175-250 m ad Ankitokazo, mentre a Betsiaka (X13°08' Y49°15') raggiunge 680 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Coprono i sottostanti "strati a pesci ed ammoniti". Equivalgono al Gruppo del Sakamena dei bacini meridionali del Madagascar.

- Fossili ed età - E' generalmente povera in fossili, che provengono soprattutto dalle facies più argillose. Dagli strati argilloscistosi della parte superiore provengono *Flemingites aff. rehiba-aplanatus* e ammoniti malconservate.

- Facies - Ambiente marino o transizionale.

2.2.1.3) BACINO DI AMBAHATRA

Questo piccolo bacino è ubicato alle pendici orientali del massiccio di Manongarivo, è allineato prevalentemente in direzione N-S e NE-SO, ed è rappresentato da una stretta fascia, lunga circa 8Km, di depositi continentali pre-Isalo che appoggiano direttamente sul basamento. E' probabile che questo bacino si estenda anche più a Sud, fino ad Andreba (X14°36' Y48°12'), come rappresentato sul foglio n° 2 della Carta Geologica del Madagascar in scala 1:500.000 di BESAIRIE (1970; Tav. 1).

La successione che affiora è molto disturbata sia dalla tettonica che da intrusioni magmatiche più recenti (oligoceniche), e da attività idrotermale. E' immergente di circa 30°-

45° a NO (talora gli strati sono subverticali), e nonostante tutto si riconoscono almeno due unità:

SERIE GRIGIA (Série grise)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - La successione inizia con un debris flow ricoperto da arenarie grossolane in banchi massicci e potenti, con cemento dolomitico e ossidi di ferro. La base è caratterizzata anche dalla presenza di conglomerati poco arrotondati costituiti da elementi del basamento cristallino. Sopra alle arenarie si trovano degli scisti grigio neri con intercalate arenarie quarzose o dolomitiche (spesse 250 m a Nord e circa 100 m a Sud).
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano nella valle dell'Ambahatra (~X13°53' Y48°29').
- Spessore - La parte arenacea è spessa 150 m a Nord, mentre a Sud varia da 200 a 500 m; la parte scistosa è spessa 250 m a Nord e circa 100 m a Sud.
- Rapporti con le altre formazioni - E' a contatto con il basamento cristallino tramite un debris flow. Equivale al Gruppo del Sakamena.
- Fossili ed età - Sono state ritrovate solo alcune spore di *Hystrichospheres* e *Disaccites*. Si ritiene che sia equivalente al Permotrias marino del bacino di Ankitokazo.
- Facies - Continentali, da fluviali a lacustri?

SERIE ROSSA (Série rouge)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - Dove appoggia sul basamento è presente una debris flow molto potente. I primi 100 m sono costituiti da arenarie verdastre a cemento dolomitico con alternate argille sabbiose e lenticelle di arenarie. Sono coperte da circa 150 m di argilliti sabbiose alternate a sottili banchi arenacei, la parte superiore è costituita da argille rosso violacee con rare lenticelle di arenarie verdastre per uno spessore di circa 250 m.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Area Nord lungo il fiume Ambahatra.
- Spessore - Circa 500 m.
- Rapporti con le altre formazioni - La base non è visibile, ma sembra essere geometricamente superiore alla serie grigia. Talvolta appoggia direttamente sul basamento o è in contatto tettonico con la serie grigia. Il contatto con il sovrastante Isalo I avviene per faglia, e le due formazioni presentano una discordanza angolare di 10°-15°. Equivale al Gruppo del Sakamena.
- Fossili ed età - Entrambe le serie sono equivalenti al Permotrias marino di Ankitokazo (considerazione fatta soprattutto sulla base della loro posizione, cioè interposte tra le Arenarie dell'Isalo I e il basamento cristallino).
- Facies - Continentali.

2.2.2) GRUPPO DELL'ISALO; FACIES MISTE; GIURASSICO MEDIO

2.2.2.1) BACINO DI DEPOSIZIONE DELL'ISALO I

Al momento della deposizione dell'Isalo I probabilmente esisteva un'unica area deposizionale che accomunava tutti i bacini sedimentari della costa occidentale del Madagascar (fig. 112). Per quanto riguarda l'area di Diego-Suarez, questa formazione copre in leggera discordanza angolare tutti i depositi permotriassici, e si estende su tutta la lunghezza del bacino con direzione NE-SO, e immergente di pochi gradi (5° - 15°) verso NO. Lo spessore supera i 1200 m nei pressi di Ambilobe (X13°10' Y49°03'), mentre più a Sud, nei pressi della valle del Sambirano, e vicino alla costa dell'Oceano Indiano, sembra raggiungere i 2000 m. Non è da escludere che, a causa della notevole omogeneità di facies dell'Isalo, questi ultimi spessori siano solo apparenti, cioè legati più ad una ripetizione tettonica della successione che non ad un reale spessore della coltre sedimentaria.

ARENARIE DELL'ISALO I (Isalo I)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), RERAT (1964).
- Litologia - sono costituite principalmente da arenarie quarzose bianche, con granulometria da fine a grossolana, spesso a stratificazione incrociata, poco cementate; sono presenti livelli conglomeratici. Alternate alle arenarie possono esserci livelli di argille siltose di colore rosso-bruno. Generalmente la frequenza dei livelli argillosi aumenta verso l'alto. Nella parte superiore sono presenti anche sottili lenti di lignite.
- Sezioni ed affioramenti tipo - affiorano estesamente su tutto il bordo SE del bacino formando numerose cuestas.
- Spessore - varia dai 1200 ai 2000 m.
- Rapporti con le altre formazioni - sono discordanti sia sul basamento cristallino che sulle formazioni permotriassiche, nei pressi del fiume Ambararata (a NO di Betsiaka; X13°03' Y49°20'), sono in diretto contatto con gli "strati a pesci ed ammoniti" e sono generalmente in concordanza con le sovrastanti unità liassiche, tuttavia, a Sud dell'Analamera questo contatto con buona probabilità è disarmonico. Corrispondono in parte alle Arenarie di Adigrat della Somalia.
- Fossili ed età - l'Isalo I del bacino di Diego-Suarez non ha fornito fossili significativi (eccezion fatta per alcune impronte di *Equisetum* nella parte superiore), tuttavia nella regione di Kandrehò (X17°29' Y46°06', a Sud di Ankara, nel bacino di Mahajanga) in un orizzonte marino presente nella parte superiore di questa formazione, sono stati ritrovati dei fossili di *Miophoria vulgaris* e *Mytilus psilonoti* (BELTRAND e JOLEAUD, 1923) del Trias superiore. L'età attribuita è del Trias medio-Lias inferiore.
- Facies - fluviali prevalentemente braided, con rare incursioni marine.

2.2.2.2) LIAS SUPERIORE E GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE

Alla deposizione delle arenarie continentali dell'Isalo I segue la deposizione di facies marine paraliche e continentali. Gli ambienti marini si svilupparono prevalentemente nelle regioni nordoccidentali (Analamera ed Ankarana), mentre quelle paraliche (Facies Miste) e continentali (Isalo II-III) interessavano principalmente la parte meridionale di questo bacino, e quella settentrionale del bacino di Mahajanga. Il contatto tra le unità marine e le sottostanti Arenarie dell'Isalo I non è molto chiaro, tra la foce del Lokia e dell'Irodo (Oceano Indiano) questo passaggio è graduale, ed il Lias "marino" inizia poco al di sotto di un livello guida costituito da calcari oolitici spessi circa 20 m. Più a Sud, nei pressi del villaggio di Anjakely (X12°53' Y49°19', e più in generale nell'Analamera meridionale, fig. 4), RERAT (1964) sostiene che questo limite è caratterizzato dalla presenza di una discordanza angolare, legata ad uno scivolamento gravitativo (che avrebbe dato origine all'attuale assetto strutturale del plateau dell'Ankarana), che usa come livello di scollamento le marne liassiche.

Le facies marine scompaiono abbastanza bruscamente a Sud del plateau dell'Ankarana.

In un sondaggio eseguito nei pressi di Port St. Luis, ad Ovest di Ambilobe (sondaggio AMB 1, fig. 14), il Giurassico non è più rappresentato da facies carbonatiche, ma lateralmente a queste c'è un'alternanza di arenarie ed argille che costituiscono le Facies Miste (o successione di Marivorahona). Purtroppo questo passaggio laterale non è visibile, in quanto si dovrebbe trovare al di sotto delle alluvioni del delta del Mahavavy. La stratigrafia precisa di queste ultime facies non è facile da ricostruire (ci sono persino difficoltà a ricostruire il loro spessore totale, soprattutto nelle regioni meridionali, dove si ritiene che sia compreso tra i 3000 e i 6000 m, BESAIRIE, 1972), in quanto molte volte affiora soltanto in piccoli lembi isolati, la cui collocazione stratigrafica, a causa anche della relativamente scarsa abbondanza di ritrovamenti fossili, risulta essere molto difficoltosa. Le principali aree di affioramento, riportate in letteratura, sono l'area a NO dell'Ankarana, la penisola di Ambato (X13°23' Y48°29'), l'isola di Nosy Be e la penisola di Ampasindava. Soltanto in quest'ultima regione, in passato, sono stati fatti dei tentativi di ricostruzione della successione sedimentaria (RERAT, 1964; BESAIRIE, 1972; fig. 5). Sono state distinte almeno quattro unità principali (in letteratura vengono chiamate Isalo II-III in facies paralica), collocate al di sopra di un breve episodio marino rappresentato da un banco di calcari spesso circa 40 m (Calcari di Jangoa), ed eteropiche all'Isalo II-III in facies continentale.

Per quanto riguarda la successione marina giurassica, presente nelle regioni NE di questo bacino, si ha un generale aumento di spessore delle successioni liassiche procedendo da Est verso Ovest, mentre il Giurassico medio diviene sempre più calcareo verso Ovest (fig. 6). Nelle regioni più orientali, gli strati marini liassici sono in contatto diretto con le Arenarie dell'Isalo I. Più ad Ovest, nei pressi di Marivorahona (X13°05' Y49°06'), si trova

una successione marnoso-arenacea liassica che si interpone tra le Arenarie dell'Isalo I e la successione marina.

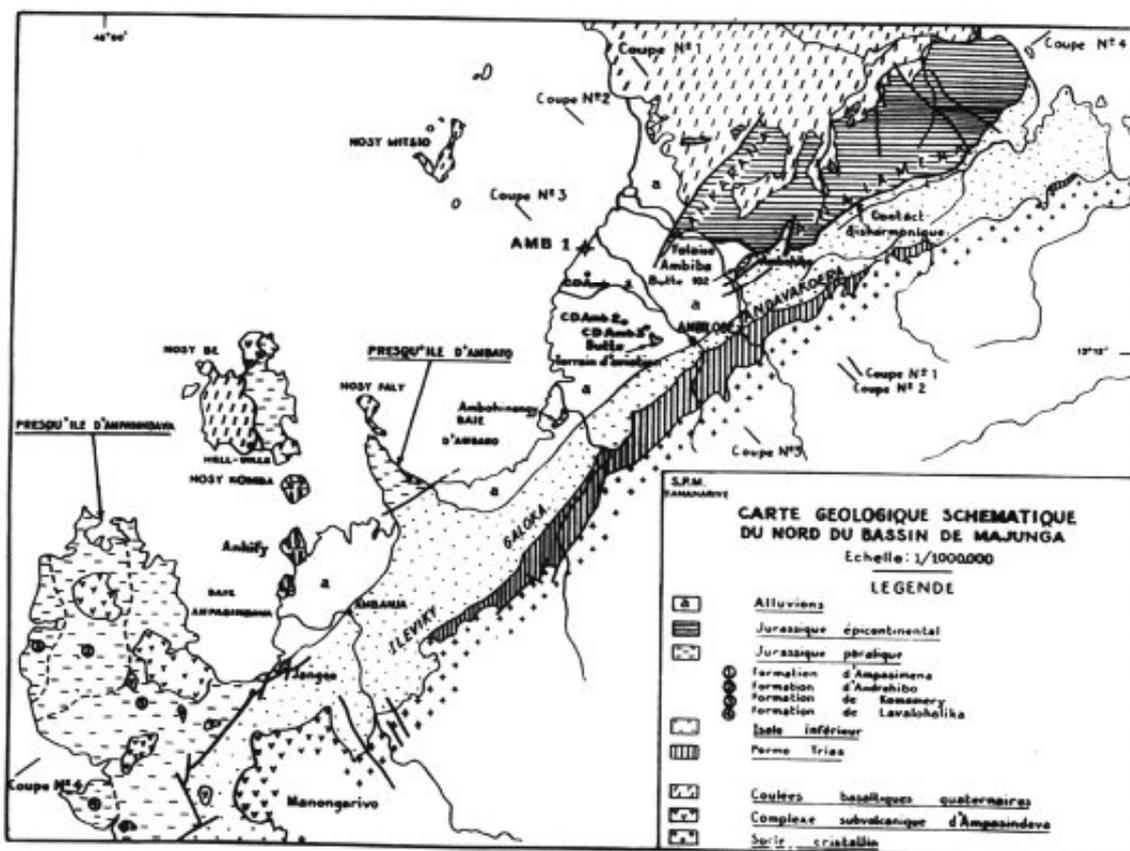


Figura 4. Carta geologica schematica (scala ~ 1:700.000) del bacino di Diego-Suarez (da RE-RAT, 1964).

CALCARI DI JANGOVA (Série de Jangoa)

-Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972).

-Litologia- Calcari e calcari marnosi.

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiorano a SE del villaggio di Jangoa (X13°48' Y48°20').

-Spessore- Circa 40 m.

-Rapporti con le altre formazioni- Il passaggio con le sottostanti arenarie dell'Isalo I è netto. Questo livello è continua verso Sud, anche se le sue facies variano. A Nord sembra non proseguire. A Sud, nel bacino di Mahajanga, è coperto da una facies arenacea chiamata Isalo superiore. Nella penisola di Ampasindava è ricoperto da circa 10 m di arenarie a stratificazione incrociata seguite da scisti marini del Lias superiore (probabilmente quest'ultima corrisponde alla Formazione di Ampasimena).

-Fossili ed età- Toarciano inferiore e medio, per la presenza di *Spiriferina rostrata* var. *madagascariensis*, *Harpoceras* cf. *serpentinum*, *Harpoceras* cf. *metallarium*, *Eopecten* cf. *tu-*

berculosus, *Rhynchonella triplicata*, *Terebratula cf. sarthacensis*, *Pholadomya cf. voltzi*, *Protocardia striatolata*, *Gryphea cf. beaumonti*.

-Facies- Marine.

2.2.2.3) FACIES MISTE E LORO EQUIVALENTI

Alla luce di quanto è stato detto, appare evidente l'importanza di di queste unità, in

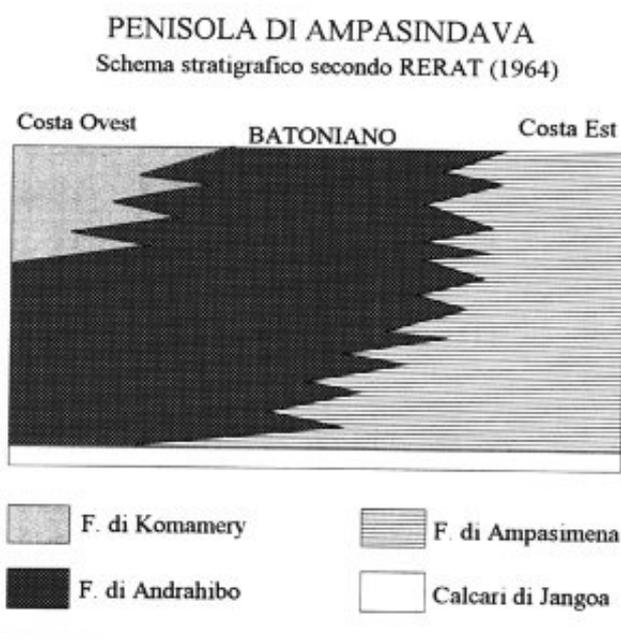


Figura 5. Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità costituenti le Facies Miste della penisola di Ampasindava.

quanto la loro deposizione avvenne in concomitanza delle fasi iniziali e della successiva evoluzione del drift tra il Madagascar e l'Africa orientale, per cui si rende opportuno un ulteriore approfondimento. L'apertura del Canale di Mozambico ha fortemente condizionato la deposizione di queste unità, dando luogo a numerose e repentine variazioni di facies, legate spesso a zone in rapida subsidenza con notevoli accumuli di sedimenti.

Il termine "Facies Miste" nella letteratura geologica sul Madagascar, viene spesso usato per indicare successioni sedimentarie di età giurassica, caratterizzate dalla presenza di facies sia continentali che marine (come termini estremi). Tuttavia le facies più frequenti, almeno per quanto riguarda il bacino di Diego-Suarez, sono rappresentate normalmente da siltiti e/o da argilliti di colore scuro talvolta nerastro, spesso contenenti pirite e con sottili intercalazioni arenacee. La presenza di canali fluviali (vedi sezione Jojahely e Ankaramy, foto 1-2), di una fauna e microfauna povera e poco differenziata spesso indicante ambienti a salinità ridotta, fa pensare ad un ambiente di deposizione di piana deltizia e/o lagunare, con episodi di emersione testimoniati sia dalla presenza di canali fluviali, che dalla presenza di suoli. Il tasso di deposizione era in equilibrio con quello di subsidenza. Queste facies "fini" passano lateralmente, verso Sud, a depositi più francamente continentali (Formazione di Komamery o Isalo II fig. 5) con rari episodi lacustri o lagunari, testimoniati dalla presenza di livelli a *Corbula* (tipica di acque a salinità ridotta). Nelle aree settentrionali (poco a Nord di Ambilobe) si ha un repentino passaggio alle facies marine del plateau dell'Ankarana-Analamera, in quanto quest'ultime nel vicino sondaggio di AMB 1 (Port St. Luis) non si ritrovano,

al loro posto è invece presente una facies argilloso sabbiose ed arenacea (fig. 14, sondaggio AMB 1) Anche queste facies, benché siano prevalentemente marine contengono al loro interno, soprattutto nella porzione inferiore e media, numerosi episodi continentali o di acque salmastre, testimoniando una volta di più il precario equilibrio tra sedimentazione e subsidenza presente in questa regione.

ARENARIE DELL'ISALO II continentale (Grès de l'Isalo IIa)

-Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1960, 1972).

-Litologia- Arenarie quarzose chiare, meno grossolane di quelle dell'Isalo I, con stratificazione incrociata, intercalazioni di potenti lenti di argille rosse o più raramente verdi, ed intercalazioni marine e/o lagunari verso la base (equivalenti della Formazione di Ampasimena?). Sono presenti diffusi resti di tronchi di legno silicizzato.

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiorano a Sud della penisola di Ampasindava.

-Spessore- Le Arenarie dell'Isalo I-II-III complessivamente raggiungono i 400 m di spessore nei pressi della regione di Antsohihy (X14°58' Y47°59').

-Rapporti con le altre formazioni- Il passaggio con le sottostanti Arenarie dell'Isalo I è graduale, e talvolta è evidenziato dai Calcari di Jangoa, e da una facies scistosa contenente una fauna ed una flora di età liassica superiore, molto simile a quella della Formazione di Ampasimena. Sono probabili eteropie con la Formazione di Andrahibo ed in parte con quella di Ampasimena.

-Fossili ed età- Dagli scisti presenti al di sopra dei Calcari di Jangoa proviene una flora rappresentata da *Equisetum jolyi*, *Scleropteris*, *Pecopteris*, *Yuccites*, *Sphezonanites*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Sphenolepidium*, *Thyites* e *Araucarioxylon mahajambyense*; ed una fauna costituita da *Catullocceras* e *Harpoceras* che appartengono al Lias superiore. La restante parte dell'Isalo II ha fornito una flora rappresentata da resti di tronco di *Araucarioxylon*, *Cedroxylon*, *Dadoxylon*. L'età attribuita è del Toarciano-Bajociano.

-Facies- Fluviali (deltizie?) con episodi lacustri e marini o lagunari.

-Sinonimi- Isalo superiore.

ARENARIE DELL'ISALO III continentale (Grès de l'Isalo IIIa)

-Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1960, 1972).

-Litologia- Arenarie friabili a stratificazione incrociata ed argille (è molto simile alle Arenarie dell'Isalo II). Anche qui sono presenti resti di legno silicizzato, ma di dimensioni più piccole, mentre al tetto è presente un'orizzonte contenente molti resti di grandi dinosauri, ed un livello di facies salmastre a *Corbula*.

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiorano a Sud della penisola di Ampasindava.

-Spessore- le Arenarie dell'Isalo I-II-III complessivamente raggiungono i 400 m di spessore nei pressi della regione di Antsohihy (X14°58' Y47°59').

-Rapporti con le altre formazioni- sono laterali alla Formazione di Andrahibo, coprono le Arenarie dell'Isalo II e sono probabilmente ricoperte dalla Formazione di Lavalohalika.

-Fossili ed età- L'orizzonte a dinosauri ha fornito resti di *Botriospondylus*, mentre dal livello a *Corbula* provengono anche *Protocardia* e *Pseudotrachezium*. L'età attribuita è Giurassico medio (Bajociano-Batoniano) per la presenza di *Macrocephalites* in un orizzonte marino al di sopra del livello a *Corbula*.

-Facies- Fluviali (deltizie?) con episodi lacustri e marini o lagunari.

-Sinonimi- Isalo superiore o Formazione di Komamery.

FORMAZIONE DI AMPASIMENA (Formation d'Ampasimena)

-Riferimenti bibliografici- RERAT (1964).

-Litologia- Argilliti indurite, siltose, leggermente calcaree, di colore grigio o nero. A queste sono intercalati dei banchi spessi alcuni metri di arenarie quarzose, spesso a stratificazione incrociata (controllare miei appunti) e raramente cementate. Sono presenti anche rari strati di calcari oolitici bluastri e numerosi cubi di pirite.

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiora principalmente sul fianco Est della penisola di Ampasindava, e probabilmente anche nell'isola di Nosy Be.

-Spessore- Non è conosciuto, ma probabilmente varia tra 500 e 1000 m (nel settore orientale della penisola).

-Rapporti con le altre formazioni- E' probabilmente sovrastante ai Calcari di Jangoa, corrisponde lateralmente alle Formazioni di Andrahibo e di Komamery (RERAT, 1964), affioranti sulla parte centrale e sulla costa occidentale della penisola di Ampasindava, e alla successione di Marivorahona (Ambilobe).

-Fossili ed età- Questa unità ha fornito una fauna ed una flora appartenente al Lias superiore rappresentata da: *Catullocceras dumortieri*, *Harpoceras cf. metallarium*, *Harpoceras cf. serpentinum*, *Pecten cf. calvus*, *Equisetum jolyi*, *Pecopteris exilis*, *Yuccites cf. hettangiensis*, *Yuccites cf. burgundiacus*, *Yuccites cf. angustifolius*, *Araucarites kutchensis*, *Brachyphyllum cf. papareti*, *Pagiophyllum*, *Scleropteris*, *Sphenolepidium*; proveniente dalle località di Ambodimadiro (X13°51' Y48°14'), Ambariotelo (X15°25' Y48°12'), Bandrany (X13°40' Y48°09') e Ampasimena (X13°34' Y48°04').

-Facies- Alternanza di ambienti marini, costieri e continentali.

FORMAZIONE DI ANDRAHIBO (Formation d'Andrahibo)

-Riferimenti bibliografici- RERAT (1964).

-Litologia- Argilliti varicolori o grigie, micacee, con intercalazioni di arenarie fini e grossolane in strati metrici nella parte superiore. Sono presenti dei livelli centimetrici di lignite in

un banco di scisti neri e all'interno delle arenarie nella punta NO della penisola di Ampasindava.

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiora a Nord e nella parte centrale della penisola di Ampasindava.

-Spessore- Sconosciuto (probabilmente è di circa 700 m).

-Rapporti con le altre formazioni- E' considerata l'equivalente inferiore della Formazione di Ampasimena.

-Fossili ed età- Non sono riportati dati in letteratura, probabilmente anche questa è liassica superiore

-Facies- Continentali costiere, lagunari?

FORMAZIONE DI KOMAMERY (Formation de Komamery)

-Riferimenti bibliografici- RERAT (1964).

- Litologia- Arenarie grossolane prevalenti (in facies simile a quelle dell'Isalo), nei pressi dell'isola di Lavalohalika (X14°02' Y47°58') affiorano dei calcari a *Polypier*, mentre nella parte settentrionale sono presenti argilliti nere.

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiora sul bordo occidentale e in parte nella punta Nord della penisola di Ampasindava.

-Spessore- Sconosciuto (probabilmente è di circa 200 m).

-Rapporti con le altre formazioni- E' sovrastante alla Formazione di Andrahibo e laterale alla parte più arenacea della Formazione di Ampasimena.

-Fossili ed età- Sono stati fatti pochi ritrovamenti, e talvolta danno indicazioni discordanti. Nei pressi di Anortosangana (X13°55' Y47°56', nel lato occidentale della penisola) è stata ritrovata la *Rhynchonella woodae* che indica il Bajociano superiore, oltreché resti di grandi dinosauri del Batoniano superiore. Dei calcari presenti poco al di sotto della Formazione di Lavalohalika, nei pressi dell'omonima isola, hanno fornito dei radioli di *Cidaris vivaldii* del Batoniano superiore, questi sono ricoperti da marne a *Macrocephalites* (Calloviano).

-Facies- Continentali con episodi marini.

-Sinonimi- Arenarie dell'Isalo II-III?

FORMAZIONE DI LAVALOHALIKA (Formation de Lavalohalika)

-Riferimenti bibliografici- RERAT (1964).

-Litologia- Argilliti sabbiose micacee grigie e nere, con alla sommità dei banche decimetrici di arenarie fini e grossolane (è molto simile alla Formazione di Ampasimena, ma è più recente).

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiora nell'isola di Lavalohalika (X14°02' Y47°58').

-Spessore- Sconosciuto.

-Rapporti con le altre formazioni- Probabilmente è sovrastante alla Formazione di Komame-ry.

-Fossili ed età- A questa formazione è attribuita un'età giurassica superiore

-Facies- Alternanza di ambienti marini-costieri? con rari episodi continentali.

2.2.2.4) FORMAZIONI MARINE DEL LIAS SUPERIORE

Come precedentemente accennato, le facies giurassiche tendono a cambiare spostandosi da Est verso Ovest (fig. 6). Nei pressi della foce del Lokia (Oceano Indiano), il passaggio alle sottostanti Arenarie dell'Isalo I è graduale, il Lias superiore è rappresentato da circa 170 m di un'alternanza di arenarie fini, quarzose, a stratificazione incrociata (fluviali), con arenarie a cemento calcareo, e nella parte alta con calcari sabbiosi (Arenarie di Ankarabo). Più a SO le facies del Lias superiore divengono sempre più calcareo-marnose (tendenti a divenire sempre più calcaree verso l'alto) raggiungendo uno spessore di circa 300 m, fino ad arrivare nei pressi di Marivorahona (Ambilobe), dove alla base delle successioni calcareo-marnose, affiora una facies spessa almeno 200 m (la potenza sembra aumentare verso SO) la cui base non è visibile neppure nel sondaggio di Port St. Luis (fig. 14, AMB 1), costituita da argille siltose, ed arenarie argillose finissime, e che presenta notevoli similitudini con le Facies Miste della penisola di Ampasindava. Per ulteriori dettagli si rimanda al paragrafo 2.4.3. Dalle facies liassiche del massiccio dell'Analamera proviene una flora ed una fauna costituita da ammoniti (*Phymatoceras*), lamellibranchi, brachiopodi, foraminiferi ecc. che fornisce un'età compresa tra il Toarciano medio e l'Aaleniano superiore. Le forme del Toarciano sono le seguenti: *Phymatoceras aff. erbaensis*, *Catullocceras cf. dumortieri*, *Grammoceras cf. metallarium*, *Harpoceras serpentinum*, *Spiriferina rostrata*, *Zeilleria sarthacensis*, *Rhynchonella triplicata*, *Pholadomya cf. voltzi*, *Pholadomya cf. ovulum*, *Protocardia striatulata*, *Eopecten tubercolus*, *Eopecten cf. calvus*, *Gryphea cf. beaumonti*, *Pecopteris exilis*, *Equisetum jolyi*, *Sphenolepidium cf. choffati*, *Sphenolepidium liasinum*, *Araucarites kutchensis*, *Araucarites gracilis*, *Yuccites cf. hettangensis*, *Yuccites cf. angustifolia*, *Yuccites cf. burgundiacus*, *Scleropteris sp.*, *Brachyphyllum cf. paparenti*, *Brachyphyllum cf. moreananum*, *Brachyphyllum cf. nepos*, *Pagiophyllum cf. rigidum*, *Globularia verneuilli*, *Pholadomya reticulata*, *Mactromya æqualis*, *Terebratula ferrandi*, *Leda doris*. Le forme Aaleniane: *Ludwigia murchisonæ*, *Tmetoceras scissum*, *Erycites onionotus*, *Sonninia aff. subdecorata*, *Posidonomya alpina*.

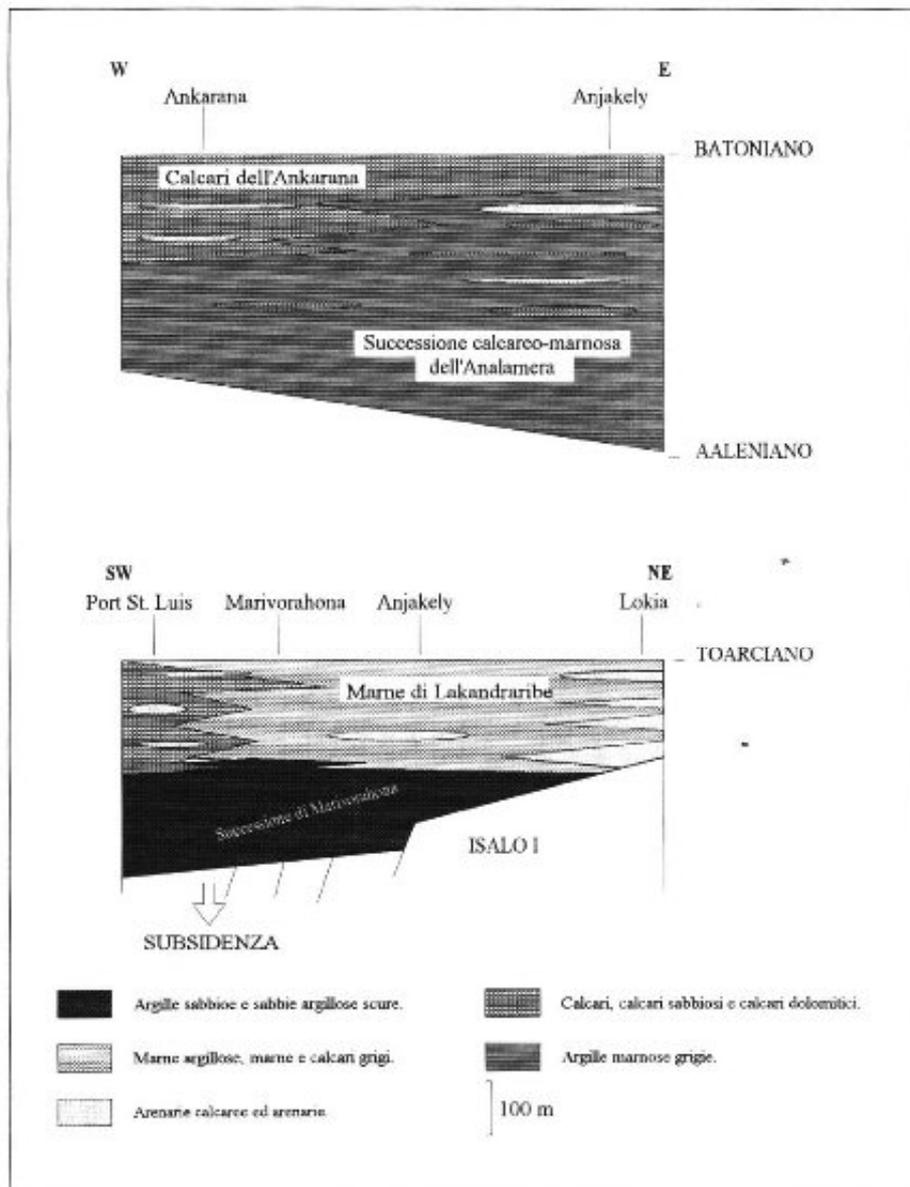


Figura 6. Schema dei rapporti stratigrafici delle unità affioranti nel plateau dell'Ankarana (in alto), e nel plateau dell'Analamera (in basso).

2.2.2.5) FORMAZIONI MARINE DEL GIURASSICO MEDIO

-Riferimenti bibliografici- RERAT (1964), BESAIRIE (1960, 1972).

-Litologia- Alla base è presente un livello di calcari oolitici spesso circa 30 m, che costituisce un importante livello guida su tutta questa regione. A questo segue una litofacies marnoso-calcareo con intercalati livelli di arenarie a cemento calcareo con stratificazione incrociata. I calcari sono spesso sabbiosi, marnosi e pisolitici. la parte alta è costituita da

circa 200 m di spessi banchi di calcari dolomitici, sabbiosi e oolitici che costituiscono gran parte del plateau dell'Ankarana. Nelle regioni orientali, il tetto della successione è costituito da marne del Calloviano (circa 50 m affioranti).

-Sezioni ed affioramenti tipo- Affiorano estesamente su tutto l'Analamera e l'Ankarana (Tav. 1).

-Spessore- Complessivamente raggiunge 500 m.

-Rapporti con le altre formazioni- Il limite inferiore, in corrispondenza del passaggio Aaleniano-Bajociano, è marcato dal livello di calcari oolitici precedentemente descritto.

-Fossili ed età- Questa successione presenta una microfauna abbastanza ricca, ma poco caratteristica; sono state riconosciute le seguenti forme: *Cristellaria aff. polonica*, *Vaginuleira aff. flabelloides*, *Frankina sp.* *Flabellamina sp.*. Fortunatamente è presente anche una macrofauna rappresentata da: *Ludwigia*, *Tmetoceras* *Witchellia* *Rhynchonella fageae* e *Macrocephalites* che indica un'età compresa tra l'Aaleniano-Bajociano inferiore e il Calloviano.

-Facies- Marine epicontinentali e costiere.

2.2.2.6) FORMAZIONI MARINE DEL GIURASSICO SUPERIORE

-Riferimenti bibliografici- RERAT (1964), BESAIRIE (1960, 1972).

-Litologia- E' una successione marnoso-argillosa con calcari neri, siltiti, calcari sabbiosi arenarie micacee e arcose nelle regioni a NO dell'Ankarana, mentre nelle aree più orientali prevalgono le marne.

-Sezioni ed affioramenti tipo- E' quasi ovunque coperto dalle colate basaltiche della M. d'Ambré, ed affiora solo sporadicamente in fondo alle valli più incise o nelle colline. Dei buoni, ma limitati, affioramenti si hanno nella parte settentrionale del graben di Andranomantsy (X12°43' Y49°55'), dove si presenta in facies marnosa (Tav. 1).

-Spessore- E' dell'ordine dei 400 m nelle aree Nord orientali, ma può superare i 1000 m nelle regioni Sud occidentali (fig. 14, sondaggio AMB 1).

-Rapporti con le altre formazioni- Il passaggio con le sottostanti unità del Giurassico medio, dove visibile (area di Andranomantsy), non è di tipo litostratigrafico, ma è essenzialmente biostratigrafico in quanto in questa area non si hanno sensibili variazioni delle litofacies. Equivale alla Formazione di Lavalohalika della penisola di Ampasindava.

-Fossili ed età- L'età è compresa tra il Calloviano ed il Titoniano; l'Oxfordiano talvolta sembra non essere presente, ma non nelle regioni a SO della M. d'Ambré, dove è stato incontrato più volte.

-Facies- Marine litorali o lagunari (il colore generalmente scuro delle litologie e la presenza di solfuri, fa pensare ad un ambiente riducente).

2.3) SCHEMA STRATIGRAFICO DEL GIURASSICO DEL BACINO DI DIEGO-SUAREZ

Questi schemi (fig. 7-9) sono stati ricostruiti soprattutto sulla base delle colonne stratigrafiche riportate da RERAT (1964) e BESAIRIE (1972), con opportune modifiche e reinterpretazioni. Osservazioni di carattere generale sono già state fatte precedentemente, per cui verrà data soltanto una breve descrizione dell'intervallo giurassico e delle sezioni più significative.

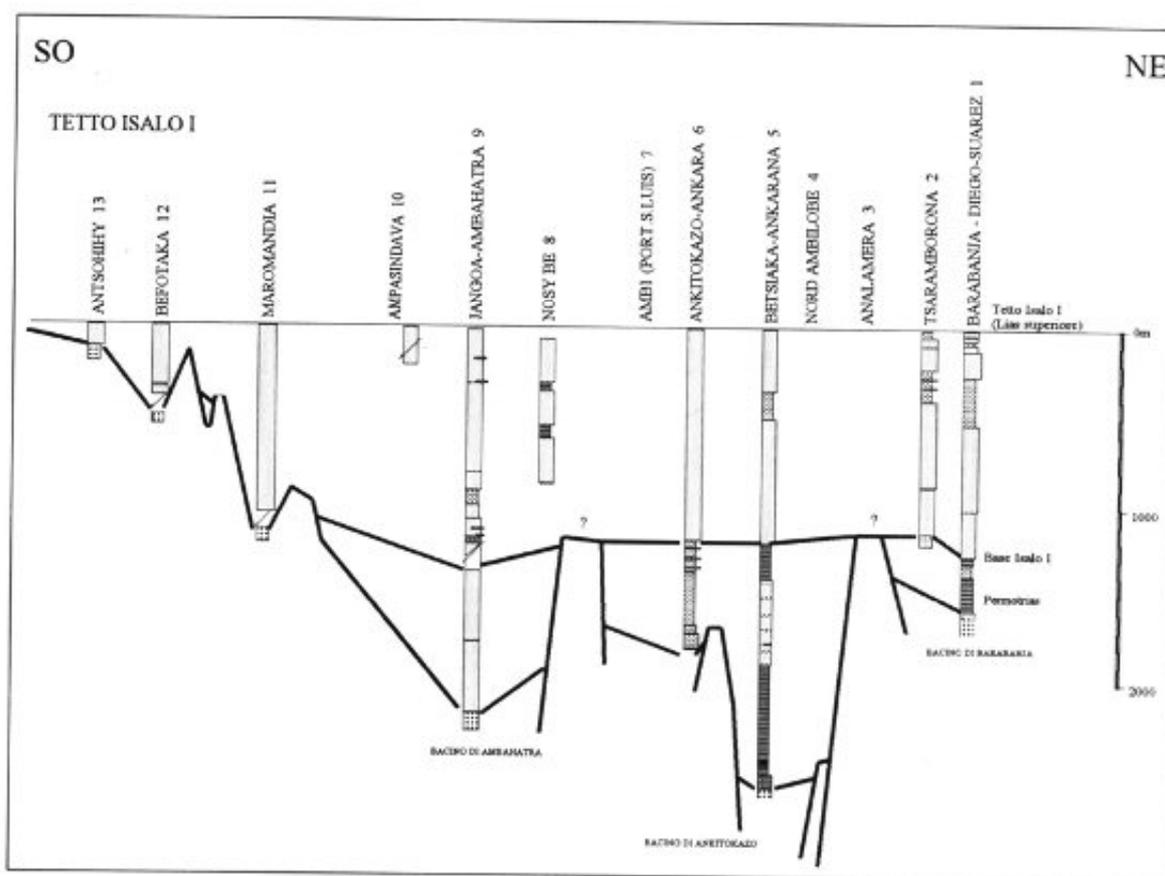


Figura 7. Questo schema, ricostruito utilizzando le sezioni stratigrafiche riportate in letteratura (la posizione delle singole sezioni è riportata in fig. 10), rappresenta uno spaccato del bacino di Diego-Suarez da NE a SO al tempo della fine della deposizione delle Arenarie dell'Isalo I (per la discussione vedi testo).

La fig. 7, rappresenta uno spaccato del bacino di deposizione delle Arenarie dell'Isalo I (discordanti sui depositi permotriassici del Gruppo di Sakamena) poco prima dell'ingressione marina toarciana (rappresentata dai Calcari di Jangoa). Il tasso di subsidenza del bacino è di difficile valutazione, ma sembra essere abbastanza omogeneo su tutta l'area.

Dal Lias superiore al Giurassico medio (fig. 8), tra la penisola di Ampasindava ed il delta del Mahavavy, si svilupparono aree in forte subsidenza, che dettero luogo a notevoli variazioni di facies. Nelle regioni meridionali continuò la deposizione di unità continentali

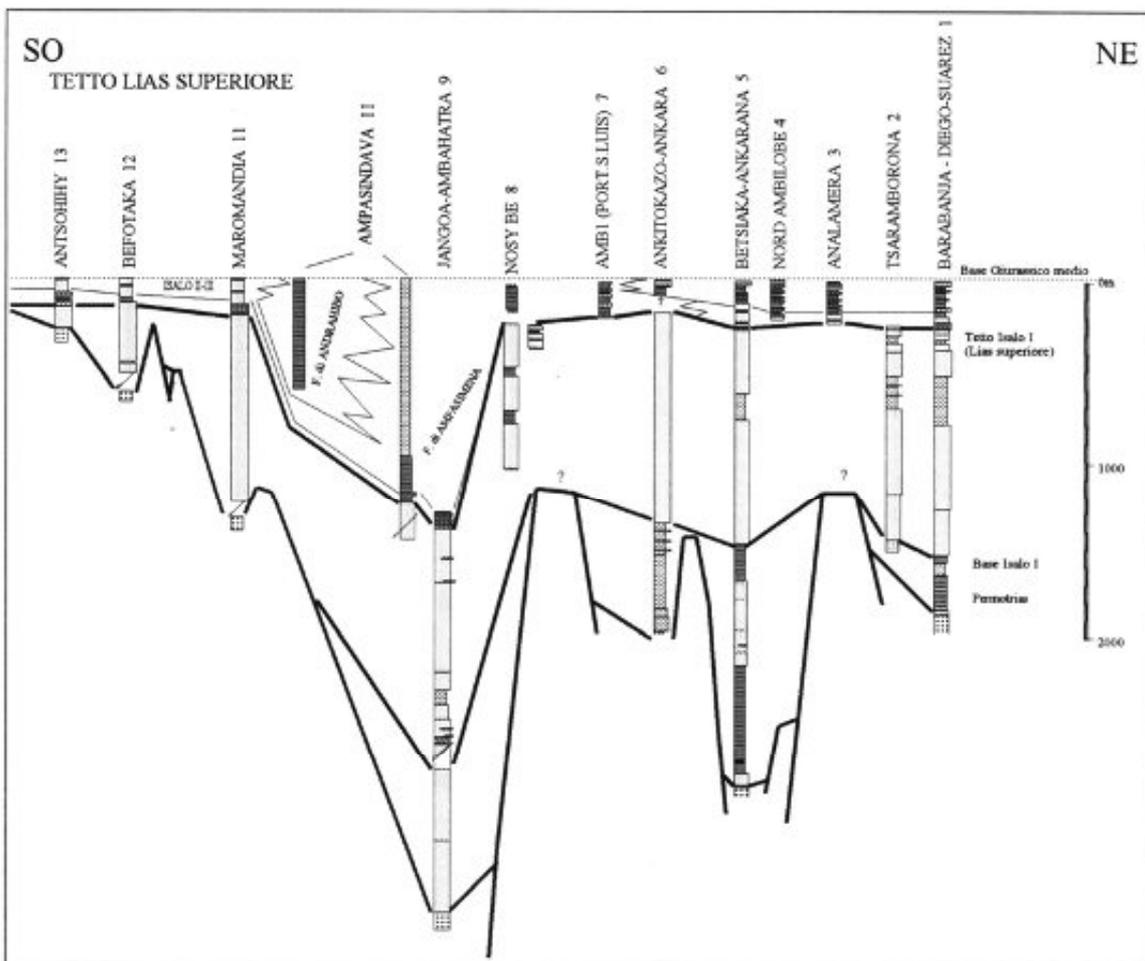


Figura 8. Questo schema, ricostruito utilizzando le sezioni stratigrafiche riportate in letteratura (la posizione delle singole sezioni è riportata in fig. 10), rappresenta uno spaccato del bacino di Diego-Suarez da NE a SO all'inizio del Giurassico medio, durante la deposizione delle Facies Miste della penisola di Ampasindava (per la discussione vedi testo).

simili all'Isalo I (Isalo IIa-IIIa), ma che si differenziavano da quest'ultimo per la presenza di intercalazioni marine e/o di lagunari, e per la presenza di fossili. Lateralmente a queste, nelle aree in subsidenza, si aveva la deposizione di facies di piana deltizia e/o lagunari (Facies Mixte: Isalo IIb-IIIb, o Formazione di Andrahibo e di Ampasimena). Più a NE, in corrispondenza dei plateaux dell'Ankarana-Analamera, la subsidenza era notevolmente ridotta rispetto alle precedenti aree, e si depositavano facies prevalentemente marine e/o costiere.

Durante il Giurassico medio (fig. 9) si mantengono ancora le tre aree deposizionali precedentemente citate, ma la velocità di subsidenza tende ad uniformarsi nuovamente su tutto il bacino.

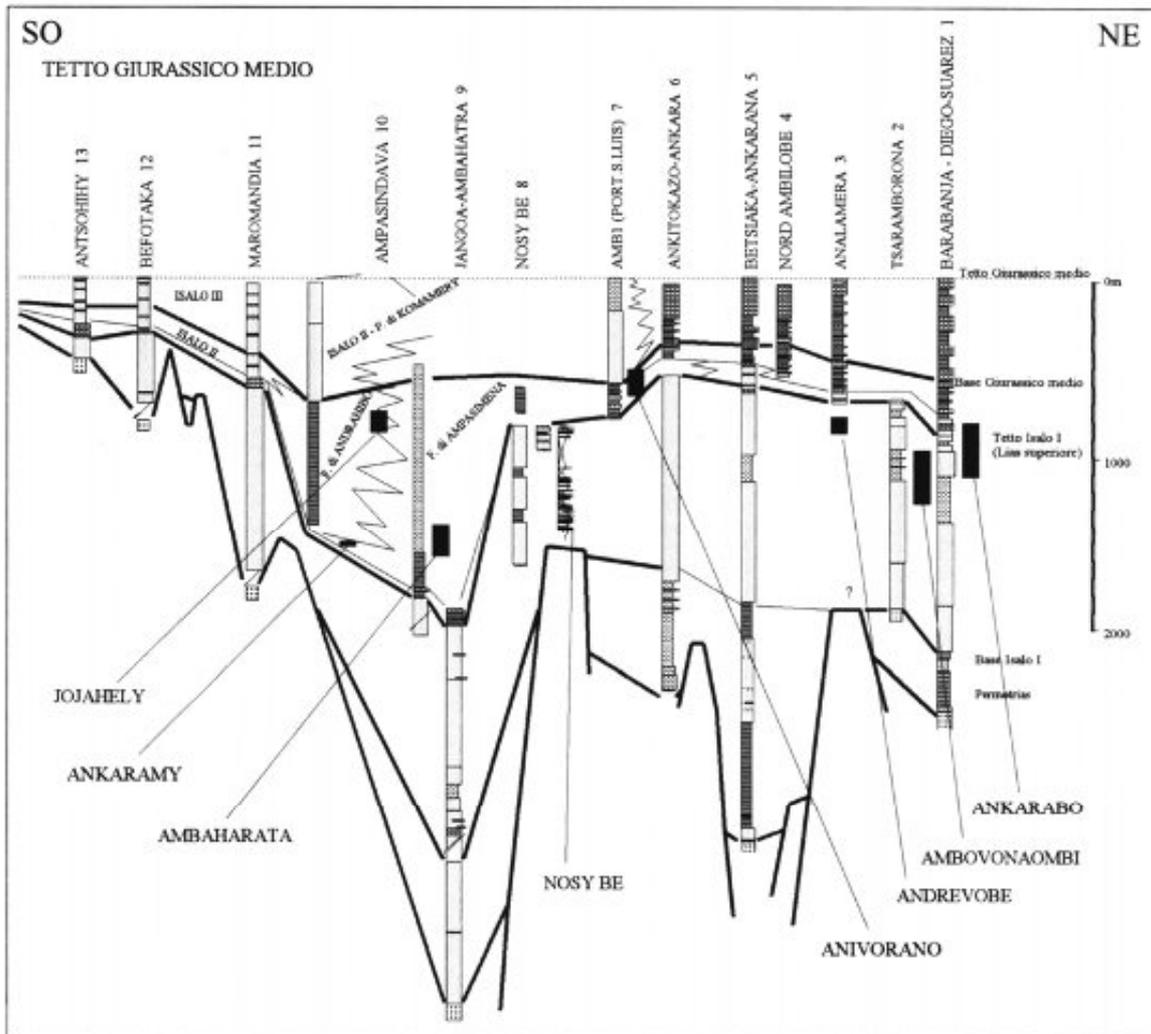


Figura 9. Questo schema, ricostruito utilizzando le sezioni stratigrafiche riportate in letteratura (la posizione delle singole sezioni è riportata in fig. 10), rappresenta uno spaccato del bacino di Diego-Suarez da NE a SO alla fine del Giurassico medio, durante la deposizione delle Arenarie dell'Isalo II e III a Sud della penisola di Ampasindava, delle Facies Miste nella penisola di Ampasindava e di facies marine nel plateau dell'Ankarana-Analamera. I rettangoli neri indicano la posizione stratigrafica approssimativa delle sezioni misurate descritte nel paragrafo 2.3.1 (per la discussione vedi testo).

Sezione Barabanja - Diego-Suarez (fig. 12, sezione 1; da BESAIRIE, 1972)

La deposizione del Lias superiore in questa parte del bacino, inizia con una facies prevalentemente arenacea (è praticamente in continuità di sedimentazione con l'Isalo I) con arenarie fini, ben stratificate di colore rosso e giallastro. Verso l'alto la successione liassica è costituita da un'alternanza di arenarie fini e calcari sabbiosi, fino a diventare sempre più marnoso-calcareo e calcareo. Questa sequenza termina con un banco spesso 25 m di calcari oolitici di età aaleniana, che rappresenta un importante livello guida (individuabile anche per mezzo delle foto aeree). Al di sopra di questo orizzonte sono presenti delle facies prevalentemente calcareo-marnose di età Bajociano-Batoniano, ricche di fossili nella loro parte superiore. Queste facies passano molto gradualmente a delle argille e marne calcaree

del Calloviano con fossili di *Macrocephalites* e *Reinekeia*. La sezione termina al di sotto delle colate basaltiche della M d'Ambré e delle alluvioni dell'Irodo.

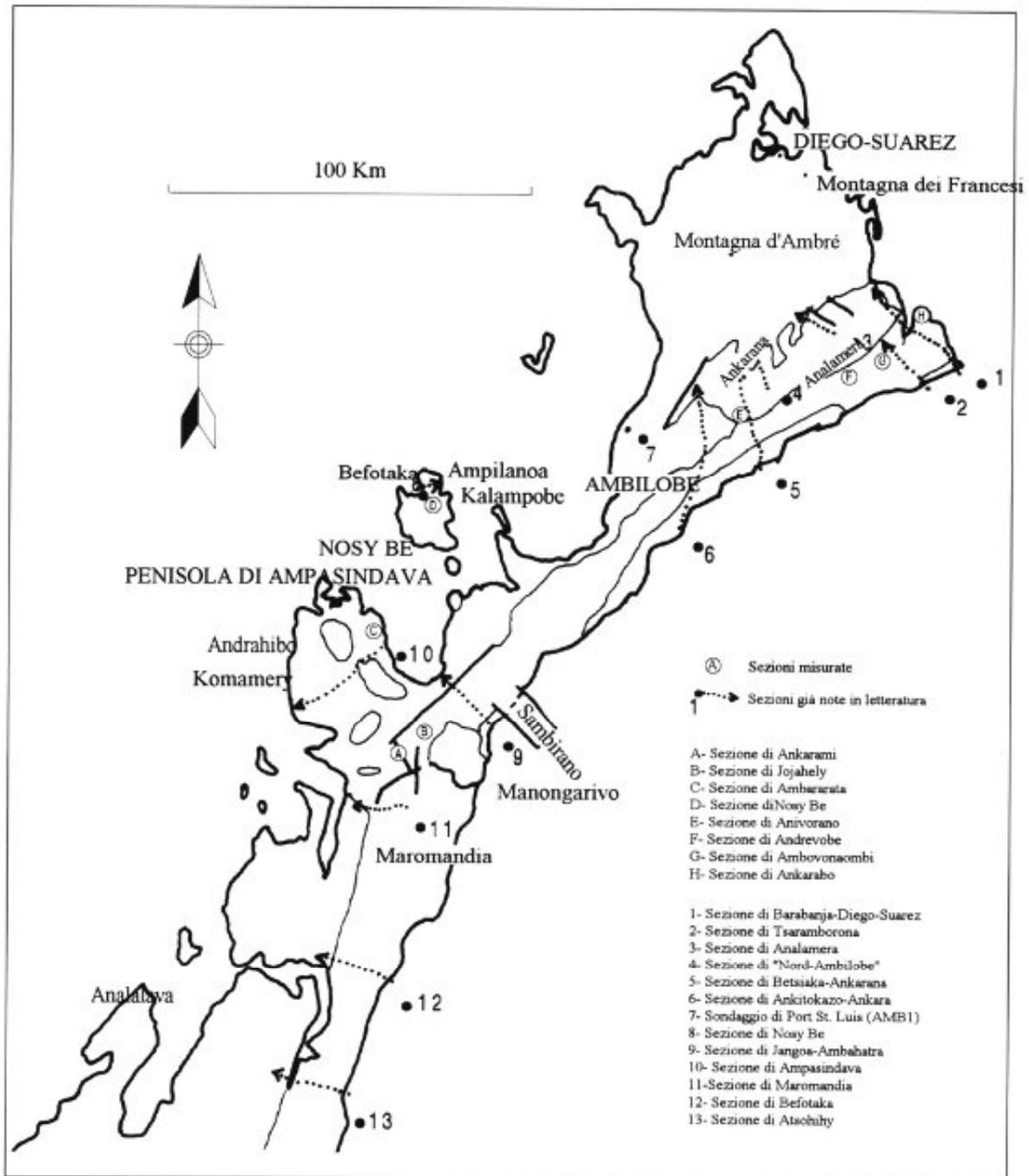


Figura 10. Carta di localizzazione delle sezioni stratigrafiche misurate e di quelle ricavate dalla letteratura.

Sezione Analamera (fig. 12, sezione 3; da BESAIRIE, 1972)

Questa sezione è molto simile alla precedente. Anche qui alla base si trovano facies arenacee calcaree, e verso l'alto della sequenza liassica (come nella precedente sezione) i termini divengono sempre più calcarei e marnosi. La fine del Lias è marcata dalla presenza del livello guida di calcari oolitici, a cui segue una successione marnoso-calcareea di età

Bajociano-Batoniano. Nella parte alta di quest'ultima, nel Batoniano superiore è presente un livello a *Corbula* che testimonia la presenza di facies con acque a salinità ridotta. Al di sopra di queste, prima di arrivare alle coperture basaltiche ed alluvionali, si trovano poche decine di metri di argille marnose calloviane.

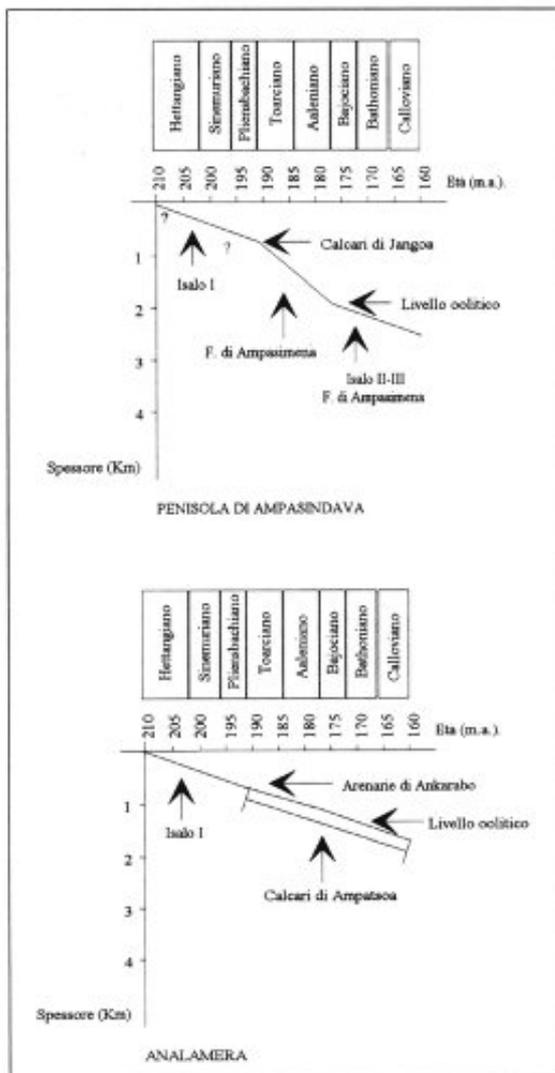


Figura 11. Tassi di sedimentazione dei depositi giurassici del bacino di Diego-Suarez (ricavati da dati bibliografici). Da notare la forte subsidenza che caratterizza la penisola di Ampasindava (fig. 8) dal Toarciano all'Aaleniano.

Sezione strada Ambilobe - Diego-Suarez (fig. 13, sezione 4; da RERAT, 1964)

La base di questa sezione non è visibile, i termini più bassi affioranti sono costituiti da una sequenza toarciana di arenarie marnoso-calcaree prevalenti, con fossili di *Phymatoceras* e *Spiriferina*, e da marne calcaree aaleniane con *Tmetoceras* (nella sezione Betsiaka-Ankarana fig. 13, e AMB 1 fig. 12, passano lateralmente ad una unità chiamata localmente "Facies Miste di Marivorahona"). Al di sopra di esse si trova nuovamente il livello a calcari oolitici, seguito da un'alternanza di marne e calcari, calcari criptocristallini, calcari oolitici, marne calcaree e marne.

Il colore è generalmente grigio o grigio scuro, ed hanno fornito fossili di età bajociana. Queste sono ricoperte dai calcari batoniani del plateau dell'Ankarana, rappresentati da spessi

banchi dolomitici, oolitici, pisolitici e livelli con brecciole e ciottoletti.

Sezione del sondaggio AMB 1 di Port St. Luis (fig. 14, sezione 7; da RERAT, 1964)

Questo sondaggio, eseguito per conto della Société des Pétroles de Madagascar nel 1964, ha perforato 2200 m di sedimenti (quasi tutti giurassici), senza però raggiungere il tetto dell'Isalo I. Le unità più antiche raggiunte dal sondaggio appartengono, anche se con qualche incertezza, al Lias, e sono rappresentate da un'alternanza di arenarie argillose e di argille siltose. Al tetto di queste sono presenti arenarie a granulometria intermedia, molto tettonizzate. Il resto dell'intervallo del Giurassico medio (Dogger) è costituito da rari livelli di arenarie fini, compatte e con cemento calcareo, alternate a argille più o meno siltose di colore nero ed indurite. La microfauna è molto rara, per cui le datazioni non possono essere molto precise. Al di sopra di queste c'è un'alternanza di argille molto siltose e di argille meno siltose leggermente carbonatiche; la presenza di una microfauna (anche se non molto abbondante) permette di attribuirle, anche se con qualche incertezza, al Dogger superiore. Il Dogger è seguito da una successione di età calloviana-oxfordiana, costituita da un'alternanza di argille poco calcaree e di marne siltose, indurite e di colore nero, seguite da un'alternanza di argille calcaree e di marne nere indurite, siltose con banchi metrici di calcari marnoso-sabbiosi. Le facies tendono a diventare sempre più calcaree, fino ad arrivare ad un'alternanza di marne ed argille calcaree, siltose, indurite e di colore nero contenenti microfossili di età calloviana-oxfordiana. Al di sopra di questa sequenza si trovano argille sabbiose plastiche di colore nero (di età Kimmeridgiano-Titoniano?), che secondo RERAT (1964) "potrebbero essere testimoni di una discordanza, probabilmente correlata ad una lacuna lusitaniana". A queste seguono argille calcaree e marne siltose indurite, di colore nero con rari slumping e piccoli livelli calcarei. La sezione si interrompe contro le spesse alluvioni del delta del Mahavavy. Come si può notare osservando la sezione di fig. 15, le Facies Miste del Giurassico superiore presentano uno spessore molto superiore a quello delle analoghe facies del Giurassico inferiore e medio, ciò potrebbe significare un progressivo aumento della velocità di subsidenza del bacino a partire dal Lias (fig. 11). Ad esempio, anche se in modo molto approssimativo (a causa della scarsa precisione delle datazioni fatte in questo sondaggio), si può osservare che durante il Dogger (in un periodo di circa 13-15 m.a.) si sono depositi circa 600 m di sedimenti, mentre tra il Calloviano e il Kimmeridgiano (circa 15-20 m.a.) si ha la deposizione di più di 1200 m di sedimenti.

Sezione di Nosy Be (fig. 15, sezione 8; da BESAIRIE, 1972)

La sezione riportata in fig. 15 e ripresa da BESAIRIE (1972), in realtà non è un'unica sezione, ma rappresenta piuttosto un tentativo di ricostruzione della successione stratigrafica sedimentaria presente nella parte settentrionale dell'isola. In realtà si conoscono relativamente bene, solo due sezioni stratigrafiche, e per di più non si conosce con assoluta certezza la loro reciproca posizione stratigrafica. La più importante e continua di queste due,

affiora lungo un sentiero che dal villaggio di Befotaka (X13°15' Y48°16') porta al M. Belamoty (X13°16' Y48°17', sul crinale della punta Nord dell'isola). Questa sezione, per uno spessore di circa 800 m (vedi per dettaglio sezione di Nosy Be) è costituita da una predominanza di sabbie quarzose fini e grossolane, di colore bianco, spesso malclassate, micacee, con stratificazione incrociata e da spessi orizzonti di argille di colore grigio verdastro. Talvolta sono presenti anche dei livelli a flaser bed. Questa sezione non ha fornito fossili, fatta eccezione per dei piccoli frustoli vegetali, non determinabili, presenti nella sua parte superiore. Un'altra sezione è stata misurata nella punta di Ampilaho (X13°10' Y48°17'), a NE dell'isola, dove i primi 120 m di questa successione sono costituiti da un'alternanza di sabbie quarzose arcose, micacee in grossi banchi metrici a stratificazione incrociata ed argille sabbiose e pelitiche; a queste seguono, dopo un'ampia zona coperta, circa 100 m di scisti argillosi, i quali sono stati ritrovati anche nel vicino sondaggio di Kalampobe (X13°15' Y48°19'), ed hanno fornito una flora identica a quella della baia di Ampasindava con *Pecopteris exilis*, *Sphenolepidium liasinum*, *Sphenolepidium cf. cnoftati*, *Araucarites gracilis*, *Brachyphyllum cf. papateti*, *Brachyphyllum cf. moreanum*, *Brachyphyllum cf. nepos*, *Cryptomeria* e *Thuytes* (Lias superiore). Per quanto riguarda i rapporti tra queste due sezioni, personalmente dissento da quanto ricostruito da BESAIRIE (1972; fig. 15 sezione 8), ritenendo più probabile, in base a considerazioni sulla posizione geografica delle sezioni misurate, e sulla giacitura dei loro strati (vedi Tav. 3), che la parte più arenacea della sezione di Ampilaho sia laterale, anche se in posizione non precisabile, alla sezione di Befotaka, mentre la successione argilloso scistosa di Kalampobe le sia superiore (fig. 15 sezione 8bis), e non inferiore come supposto da BESAIRIE (1972). Forzando ancora di più questa interpretazione, è probabile che parte della sezione di Befotaka sia rappresentata dalle Arenarie dell'Isalo I.

Sezione della penisola di Ampasindava (fig. 16, sezione 10; da RERAT, 1964)

Anche in questa area, a causa sia di complicazioni tettoniche che difficoltà di accesso, non sono mai state misurate sezioni continue, ma si hanno solo alcune informazioni su affioramenti (per lo più costieri) e su ritrovamenti di fossili, più che delle vere e proprie sezioni stratigrafiche. Lo schema stratigrafico di quest'area, con una descrizione delle unità riconosciute, è stato riportato nei precedenti capitoli (stratigrafia), ed è riassunto in fig. 5. Le sezioni riportate in fig. 16 (sezione 12) sono il frutto di un'integrazione dei vari dati riportati in letteratura, con il supporto di considerazioni ricavate dall'analisi di foto aeree.

Figure 12, 13, 14, 15, 16. Sezioni stratigrafiche del Permo-Giurassico del bacino di Diego-Suares (ricavate dalla letteratura: RERAT, 1964; BESAIRIE, 1972). Le modifiche apportate ad alcune di esse (sezioni 8bis e 10bis), sono state basate sia osservazioni di carattere stratigrafico, che su considerazioni geometriche (per la discussione vedi paragrafo 2.3; l'ubicazione topografica è riportata in fig. 10).

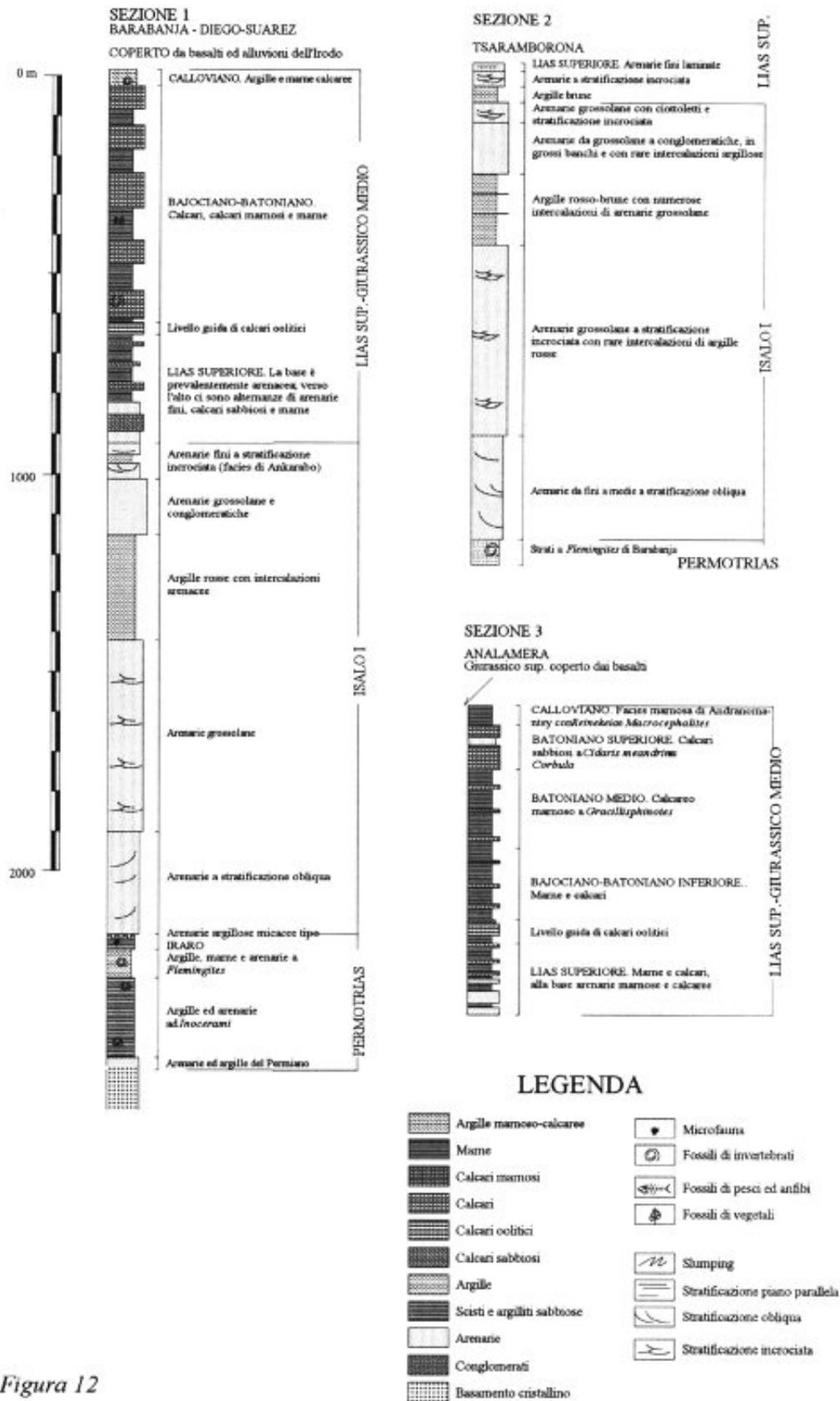
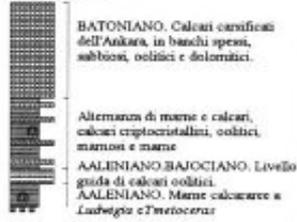


Figura 12

SEZIONE 4
Nord AMBILORE



LIAS SUP.-GIURASSICO MEDIO

SEZIONE 5
BETSIAKA-ANKARANA



Figura 13

SEZIONE 6
ANKITOKAZO-ANKARANA



SEZIONE 7
AMBI (PORT.S.LUIS)

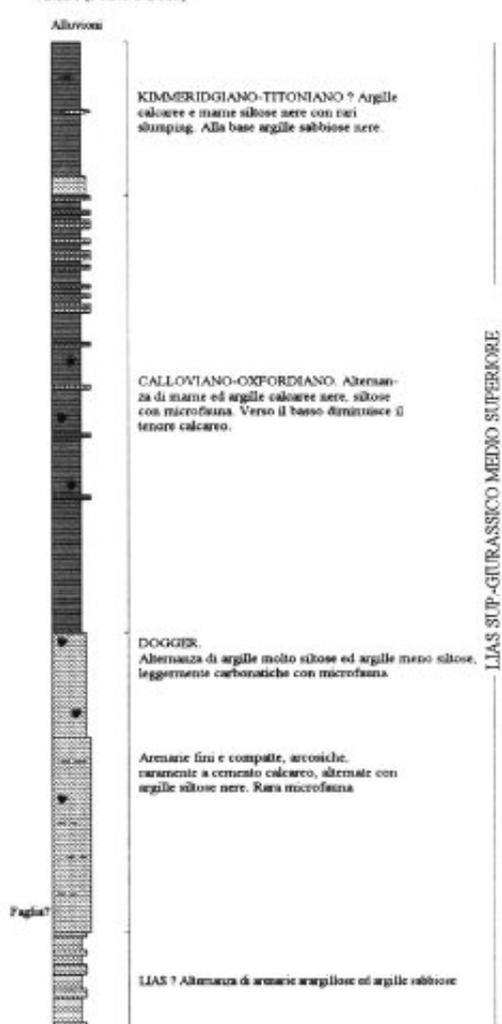


Figura 14

SEZIONE 8

NOSY BE

Sezione di Befotaka.
 Alternanza di arenarie a stratificazione incrociata e di argille



Sezione di Ampilaha-Kalampebe.

Kalampebe.
 Scisti argillosi

Sezione di Ampilaha

Alternanza di arenarie quarzose arenose a stratificazione incrociata e argille sabbiose pelliche, scissure. Presentano la stessa flora di Kalampebe del Lias sup.

Sezione aereoporto

Scisti di Kola a *Pondicostoma alpinum*



Scisti calcarei e arenarie di Lokobe ?

SEZIONE 8 bis

NOSY BE

Sezione aereoporto
 Scisti di Kola a *Pondicostoma alpinum*



Scisti calcarei e arenarie di Lokobe ?

Sezione di Ampilaha-Kalampebe.

Kalampebe.
 Scisti argillosi



Ampilaha.
 Alternanza di arenarie quarzose arenose a stratificazione incrociata e argille sabbiose pelliche, scissure. Presentano la stessa flora di Kalampebe del Lias sup.



Sezione di Befotaka.
 Alternanza di arenarie a stratificazione incrociata e di argille



LIAS SUPERIORE ?

SEZIONE 9

JANGOVA-AMBAHATRA

Copertura del Manongaravo



Calcari di Jangoval.
 Alternanza di calcari silicei grigi o neri ed arenarie



Arenarie a granulometria media talvolta grossolana con rare lenti conglomeratiche ed intercalazioni di arenarie marcesce e di argille bruno o nere



Arenarie da medie a grossolane, feldspatiche con stratificazione incrociata e rari banchi di argille sabbiose rosse



Arenarie a rari livelli di argille rosse



Scisti grigi con intercalazioni arenose



Arenarie feldspatiche finissime. Arenarie a tendenza conglomeratica con intercalazioni di argille sabbiose rosse e rare lenti conglomeratiche



Alternanza di arenarie calcaree fini e medie. Arenarie feldspatiche da grossolane a conglomeratiche



Sakarama Rosso.
 Arenarie grossolane ed argille



Sakarama Origin.
 Arenarie grossolane e scisti grigi



LIAS SUP. ?

ISALO I

PERMOTRIAS

Figura 15

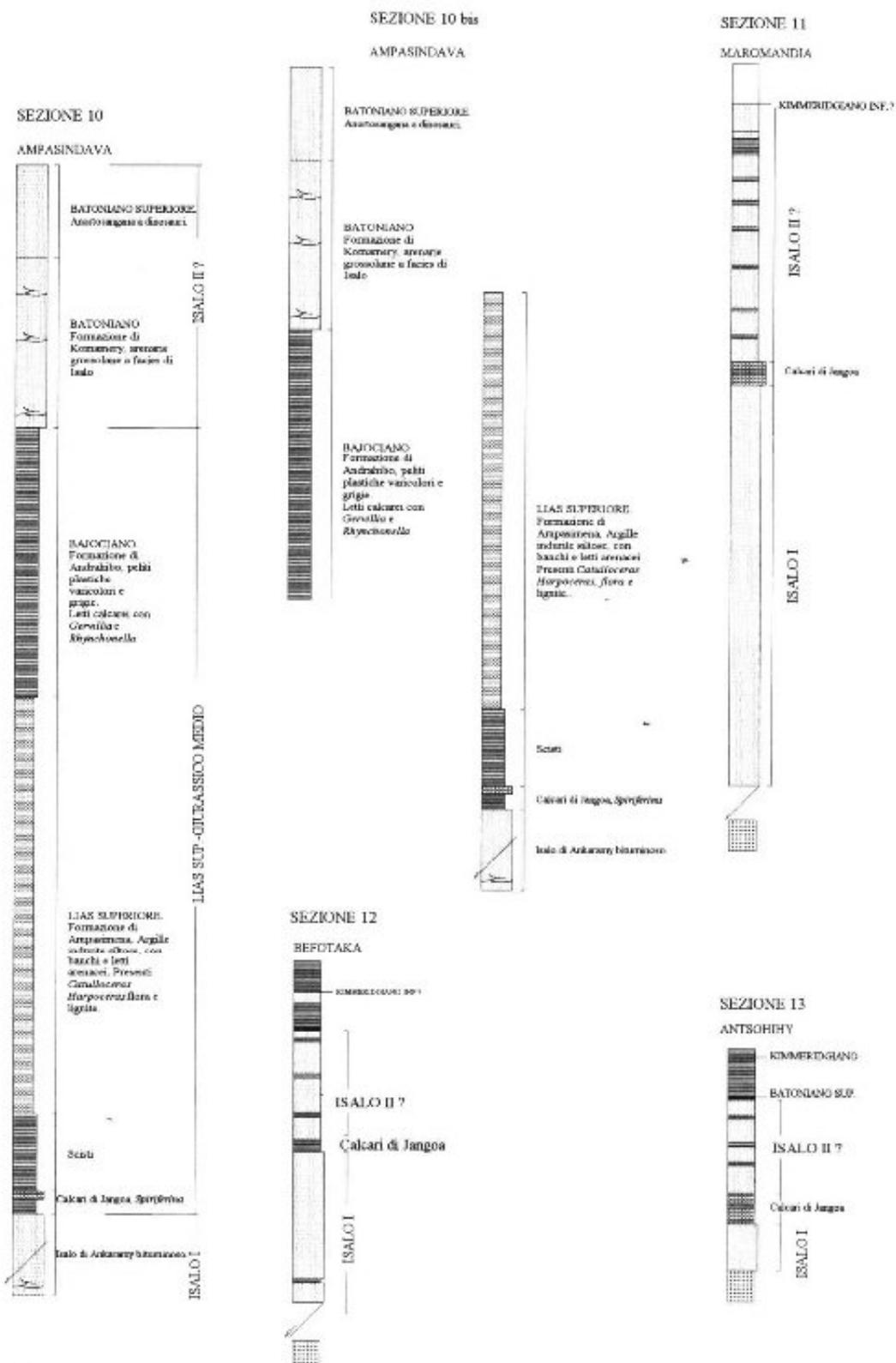


Figura 16

2.3.1) SEZIONI MISURATE

Allo scopo di raccogliere ulteriori e più dettagliati dati sull'evoluzione sedimentaria e paleogeografica (del Lias e del Giurassico medio) di questo bacino, e del margine continentale che si stava formando, sono state misurate otto sezioni stratigrafiche di dettaglio in aree nelle quali la letteratura degli anni passati segnalava la presenza di depositi appartenenti a questo intervallo di tempo. Alcune di queste sono state prese in corrispondenza di sezioni già note e ben studiate dal punto di vista paleontologico ma di cui poco si sapeva degli aspetti sedimentologici. Altre sezioni provengono da aree meno conosciute, e servono ad integrare le sezioni note in letteratura, e soprattutto a mettere in evidenza particolari situazioni stratigrafiche e sedimentologiche.

Le principali facies riconosciute sugli ambienti di transizione, rappresentati nelle sezioni misurate, vengono così riassunte ed interpretate:

| FACIES E PROCESSI SEDIMENTARI | STRUTTURE SEDIMENTARIE | |
|--|--|------------|
| intercotidale o subcotidale (sia lacustre che marino) | flaser beds | fb |
| subacqueo: di acque calme e poco profonde | laminazione ondulata (ripples) | on |
| lagunari e lacustri (decantazione) o piana fluviale (esondazione) | laminazione piano-parallela | pp |
| barre fluviali o microdelta | laminazione inclinata piana e tangenziale (foreset) | ipt |
| dune fluviali | laminazione incrociata | lx |
| trasporto di massa | stratificazione massiva | sm |
| laguna deltizia (perdita di fluidi per sovraccarico o shock sismico) | sills sedimentari | ss |

2.3.1.1) **ARENARIE DELL'ISALO I**

Sezione Nosy Be (fig. 18)

La sezione Nosy Be, misurata lungo il sentiero che dal villaggio di Befotaka porta sul crinale della punta Nord dell'isola, corrisponde alla sezione descritta da BESAIRIE (1972) e riportata in fig. 15 (sezione 8). Sono stati misurati poco più di 600 m di affioramenti, i quali sono rappresentati per buona parte da arenarie quarzose bianche a laminazione piana con laminazione inclinata sia planare che concava, con clay chips più concentrati in alcuni livelli arenacei della parte medio-superiore della sezione, livelli di argille e argille siltose di colore grigio o verdastro massive o a laminazione piano-parallela, azoiche (solo in alcuni livelli

argillosi della parte superiore sono stati ritrovati minuti frammenti di vegetali) e mai carbonatiche.

Considerazioni sulla posizione stratigrafica di questa sezione sono già state fatte nel paragrafo 2.3 (fig. 15, sezione 8), tuttavia si vuole ancora una volta sottolineare alcuni aspetti comuni tra questi depositi e le Arenarie dell'Isalo I, anche se questi non costituiscono degli elementi discriminanti a favore dell'ipotesi sostenuta: 1) hanno lo stesso aspetto macroscopico e caratteri "sedimentologici" analoghi; 2) lo spessore della sezione di Befotaka supera 800 m (e non si conosce la base), ed è confrontabile con quello delle Arenarie dell'Isalo che raggiungono approssimativamente 1200 m di spessore; 3) non è presente cemento carbonatico; 4) in nessuna di queste unità sono state trovate faune fossili (solo resti di vegetali); 5) inoltre, se si considera la successione di Befotaka post-liassica (come sostenuto da BESAIRIE; 1972), si può notare che non esiste nessun'altra unità di questo periodo, nelle aree limitrofe, che abbia caratteristiche analoghe.

In questa successione le litofacies prevalenti sono rappresentate da:

arenarie quarzose, medio-grossolane, di colore bianco avorio e rosacee, con laminazioni laminazione incrociata e laminazione inclinata, in strati di spessore metrico e decimetrico con base netta e/o erosiva;

arenarie conglomeratiche o microconglomerati costituiti da granuli di quarzo con laminazione laminazione inclinata o stratificazione massiva, in strati o livelli di spessore metrico e più frequentemente centimetrico con base generalmente erosiva. Queste facies vengono frequentemente riconosciute anche alla base degli strati di arenarie a laminazione inclinata;

siltiti o arenarie quarzose finissime, di colore bianco e bianco giallastre con laminazione laminazione piano-parallela o stratificazione massiva, e più raramente flaser beds costituiti da argille grigie. Lo spessore degli strati varia da pochi centimetri ad alcuni metri, la base è generalmente netta;

argilliti - sono presenti sia in facies massiva che finemente laminata . nella parte alta contengono frustoli vegetali, ed il colore varia dal bianco, al giallo ocre ed al verde.

I bedset arenacei sono spesso organizzati in sequenze thinning/upward-fining/upward e coarsening/upward-thickening/upward. Quest'ultime sono meno frequenti, e presentano generalmente (ma non sempre) delle facies a laminazione piano-parallela alla base, delle laminazioni inclinate e/o concave nella parte intermedia e laminazioni incrociate al tetto. La loro base è netta e scarsamente erosiva. Le sequenze thinning/upward sono più comuni, e la loro base (generalmente erosiva, o comunque netta) è caratterizzata da microconglomerati, o se assenti, da arenarie a laminazione inclinata. La sequenza più tipica, anche se non sempre presente, è rappresentata da facies microconglomeratiche, seguite da laminazione inclinata piana o tangenziale, da laminazione incrociata concava ed infine da laminazione piano-parallela o ondulata. Gli strati argillitici sono rappresentati da depositi massivi o da laminazione piano-parallela, e da rari banconi di siltiti con flaser beds.

La sequenza di facies ricorrenti (thinning/upward-fining/upward) interpretabili come riempimento di canali fluviali, e di depositi argillosi azoici, fa ritenere che l'ambiente di deposizione fosse fluviale con probabili episodi lacustri rappresentati dalle facies argillose più abbondanti nella parte alta della successione. E' stata considerata anche la possibilità di trovarci di fronte ad un ambiente di transizione tra continentale e marino, ma la totale assenza di faune fossili (mai segnalate in letteratura), la presenza di frequenti livelli di argille rossastre e di probabili paleosuoli all'interno degli strati argillosi, ci fa propendere più per l'ipotesi di un ambiente fluviale con canali intrecciati ed aree di piana alluvionale periodicamente sommerse.

Sezione Andrevoibe (X12°53' Y49°32') (fig. 18)

Questa sezione, misurata su una propaggine della scarpata dell'Analamera situata pochi chilometri a Nord del villaggio di Antanambao (X12°54' Y49°31'), è spessa circa 80 m, ed è costituita quasi essenzialmente da sabbie quarzose grossolane, talvolta microconglomeratiche, a laminazione inclinata e incrociata concava. Sono abbastanza comuni contatti erosivi o comunque netti tra i diversi strati. Il colore è normalmente bianco avorio, ma sono comuni anche strati di colore bruno o più arrossati. Le direzioni delle paleocorrenti sono molto disperse, tuttavia la maggior parte di esse è orientata verso i settori nordoccidentali (fig. 18). Queste arenarie sembrano organizzate in sequenze tipo thinning upward, e sono separate tra loro da argille o silt dello spessore massimo di qualche metro, di colore generalmente bruno o più raramente nere. Non sono stati rinvenuti fossili, solo in corrispondenza della quota 34 è presente un sottile livello di siltiti brune con probabili tracce di bioturbazioni.

Le principali litofacies presenti sono costituite da:

arenarie quarzose medie e grossolane, talvolta microconglomeratiche, di colore bianco-giallastro o bruno, a laminazione laminazione incrociata (prevalente), laminazione inclinata, laminazione piano-parallela, con lenti o livelli costituiti da microconglomerati poligenici (quarzo e rocce metamorfiche), in strati spessi da alcuni decimetri a qualche metro, continui lateralmente e con base netta o erosiva, spesso evidenziata da pochi centimetri di microconglomerati, e talvolta da clay chips;

argilliti e siltiti - siltiti ed argille di colore generalmente bruno o scuro, massive o a laminazione piano-parallela, con macule più chiare, raramente bioturbate. Lo spessore degli strati non supera i 150 cm.

La successione è prevalentemente arenacea, e gli intervalli siltoso-argillosi si trovano diffusi a vari livelli stratigrafici. Le arenarie, organizzate frequentemente in sequenze thinning/upward, spesse generalmente pochi metri la cui base erosiva è talvolta marcata da sottili livelli conglomeratici, costituiscono il riempimento di canali fluviali.

L'ambiente di deposizione è subaereo e probabilmente, considerando il tipo di facies più frequente (laminazione incrociata), la presenza di numerose superfici di erosione (presenti anche all'interno dei singoli banconi arenacei), e le sequenze talvolta incomplete, si può ipotizzare, anche se con delle incertezze fluviale di tipo braided.

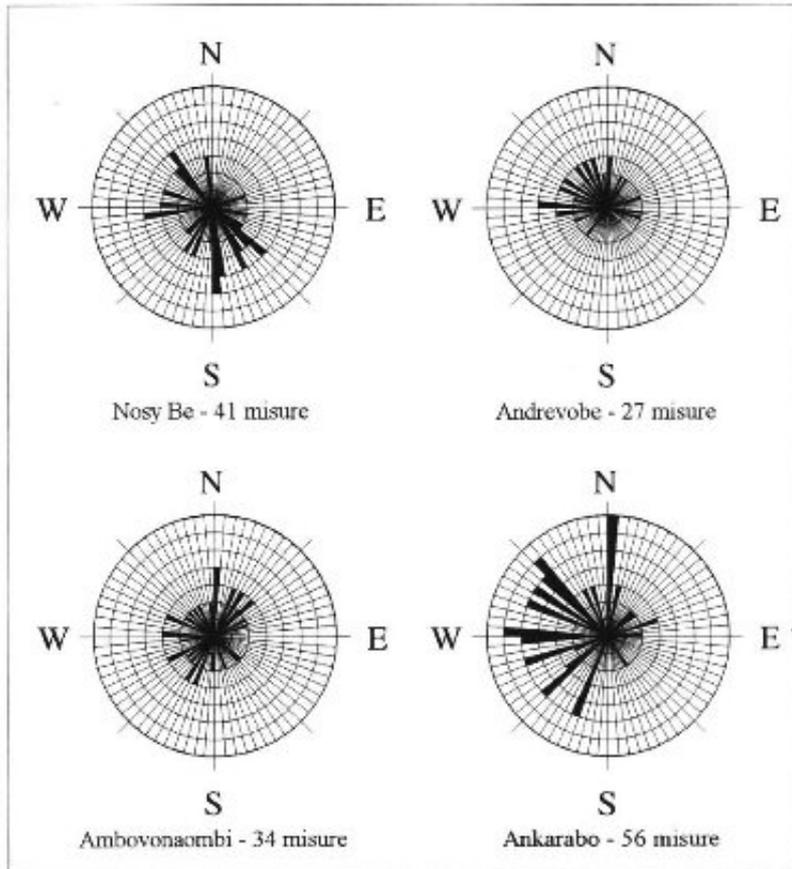


figura 17. Diagrammi delle paleocorrenti misurate nella parte alta delle Arenarie dell'Isalo I e delle Arenarie dell'Ankarabo (nelle sezioni di Nosy Be, Andrevobe, Ambovonaombi e Ankarabo). Le paleocorrenti, anche se generalmente presentano una certa dispersione, indicano provenienze dai settori SE, ad eccezione di quelle misurate nella sezione di Nosy Be, dove danno indicazioni di provenienze da NNO.

Sezione Ambovonaombi (X12°50' Y49°32') (fig. 18)

Questa sezione è posizionata poco più a Sud del fianco SO del graben di Andranomantsy (X12°43' Y49°55') e a Nord del villaggio di Ambovonaombi (X12°50' Y49°32') nell'Analamera. Anche questa sezione non è rappresentata da un'unica sezione ma, per i soliti problemi di copertura, è stata suddivisa in sei sezioni minori (A; B; C; D; E; F). Le aree esposte coincidono quasi sempre con gli strati più competenti e solo in particolari condizioni affiorano dei potenti banconi di argille siltose. In questa situazione sono stati misurati circa 220 m di successione (escludendo le aree coperte tra una sezione e l'altra) su un dislivello di almeno 350-400 metri. In base a quanto detto, è chiaro che nella sezione di Ambovonaombi risultano più rappresentati i livelli arenacei, ma è probabile che nella realtà almeno 1/3 della successione esposta in questa zona sia costituita da argille e siltiti (talvolta nelle aree coperte dal manto erboso sono presenti dei piccoli affioramenti di argille). La parte bassa della sezione "F" mostra arenarie quarzose medio-grossolane, molto fratturate (in questo punto la

sezione è molto vicina al piede della scarpata, dove è presente una grande faglia; vedi Tav. 1), e dove è possibile si riconosce una laminazione inclinata. La restante parte mostra un'alternanza di banconi arenacei spessi mediamente 5 m (ci sono anche strati che vanno dai 30 cm agli 8 m) di colore bianco, in set tabulari con lamine inclinate piane e, più raramente, laminazione incrociata o massive, a base erosiva, ed argille o siltiti in banchi di alcuni metri di spessore, di colore generalmente bianco verdastro o, più raramente, grigio scure e nere. Occasionalmente presentano screziature o macule di colore vinaccia oppure ossidi di manganese concentrati nella parte superiore degli strati. La sezione "E" è costituita esclusivamente da un potente banco di argille siltose di colore vinaccia. Le sezioni "C" e "D" hanno caratteristiche analoghe alla parte superiore della sezione "F", ma sono leggermente più arenacee. Anche la sezione "B" è costituita da un'alternanza di argille ed arenarie, ma quest'ultime sembrano essere organizzate in sequenze thinning upward, è più frequente la laminazione incrociata ed i clay chips sono più diffusi, sono inoltre presenti flaser beds. La sezione "A" è rappresentata da un bancone arenaceo con laminaset debolmente inclinati.

Le litofacies che ricorrono maggiormente sono rappresentate da:

arenarie quarzose bianche, da fini a medio-grossolane, con laminazione inclinata (rappresentanti la facies più comune), laminazione incrociata, o massive in strati molto continui che raramente superano il metro di spessore, la base è netta e frequentemente erosiva. Raramente, all'interno di alcuni livelli di arenarie finissime si trovano flaser beds costituiti da argille scure;

argilliti - argilliti bianco verdastre e vinaccia, talvolta laminate con laminazione piano-parallela, maculate (più frequentemente al tetto degli strati)

Anche in questa successione nei bedset arenacei, costituiti principalmente da lamine inclinate con alla base livelli più grossolani ed al tetto (raramente) arenarie medio-fini a lamine incrociate, prevalgono le sequenze thinning/upward interpretabili come riempimento di canali fluviali. Nell'insieme le litofacies argillitiche sono più frequenti che nella sezione precedente, e sembrano essere più abbondanti nella parte alta della successione.

L'ambiente di deposizione fluviale con condizioni ossidanti ed episodi lacustri, viene dedotto, oltre che dalla presenza dei canali fluviali descritti precedentemente, anche dalla presenza di superfici ossidate (in alcuni livelli si osservano dei ciottoli coperti da una vernice di ossidi) o più comunemente dei potenti strati di argille vinaccia interpretabili come depositi di piana alluvionale. Nella parte alta della sezione è probabile che l'ambiente sia leggermente diverso con condizioni lacustri e/o lagunari più stabili, come testimonierebbe la presenza di argille di colore verdastro e di flaser beds.

Sezione Ankarabo (X12°44' Y49°37') (fig. 18)

Sul versante orientale del Monte Ankarabo (foto 3), tra le foci del Lokia e dell'Irodo, è stata misurata una sezione spessa circa 300 m. Essa è in parte equivalente a quella misurata da De SAINT-OURS (1960) riportata in fig. 12 (Sezione 1), ed è costituita nella metà inferiore da un'alternanza di banconi di arenarie medio-grossolane (spessi anche 15 m), di colore bianco o giallastro con set tabulari a laminazione inclinata, e più raramente a laminazione incrociata, e di argille o siltiti di colore vinaccia affioranti solo occasionalmente, ma che probabilmente corrispondono a buona parte delle aree coperte dalla vegetazione.

In questa parte della sezione non sono stati rinvenuti fossili. Negli affioramenti della metà superiore della sezione prevalgono arenarie con abbondante cemento calcareo (quasi dei calcari sabbiosi), con laminazione prevalentemente inclinata piana e concava, è presente anche la laminazione incrociata, ondulata, piano-parallela e strati massivi. Subordinate a queste ci sono arenarie prive di cemento calcareo, ma con strutture sedimentarie analoghe. Inoltre è presente anche un bancone di calcari, spesso circa cinque metri, con grosse ooliti concentrate in lenti, e con laminazione ondulata alla base ed al tetto (foto 4), ed un livello di calcari bianchi farinosi contenenti dei grossi tuboli più cementati (foto 5). Nella porzione "B" di questa successione sono stati trovati abbondanti resti di vegetali, tra cui anche grossi frammenti di tronchi silicizzati, spesso concentrati alla base, o all'interno, delle lamine inclinate degli strati di arenarie calcaree più grossolane. Poco più in alto, al di sopra dei calcari farinosi, sono presenti degli strati di arenarie calcaree molto ricchi in malacofauna.

Le litofacies principali si possono così riassumere:

arenarie quarzose (talvolta con cemento carbonatico), generalmente medio-grossolane, di colore bianco o grigio, con laminazione inclinata (prevalente), laminazione incrociata (sono relativamente più frequenti nella parte alte della successione misurata, dove le arenarie hanno abbondante cemento carbonatico), laminazione ondulata (più frequente nelle arenarie calcaree) in set tabulari di spessore centimetrico, decimetrico o più raramente metrico. La base è netta o erosiva;

calcari oolitici - calcari grigi con ooliti del diametro di 2-3 mm, in strati di spessore decimetrico e metrico. La base ed il tetto gradano leggermente a calcari grigi a lamine leggermente ondulate;

calcari friabili - calcari purissimi bianchi, farinosi, di aspetto massivo e con numerose bioturbazioni;

argille e marne - argilliti e marne di colore variabile dal grigio verdastro al vinaccia, massive o a lamine piano-parallele.

I bedset arenacei sono generalmente composti da facies a lamine inclinate, con alla base livelli a conglomerati ed al tetto laminazione incrociata. Frequentemente costituiscono delle sequenze thinning/upward interpretabili come il riempimento di canali fluviali. Lo stesso tipo di sequenza è presente anche nelle litofacies più carbonatiche, con la differenza che in quest'ultime sono relativamente più frequenti le laminazioni incrociate ed ondulate.

Inoltre contengono numerosi resti fossili di molluschi marini e di vegetali. Le litofacies argillitiche e marnose affiorano raramente, tuttavia sembrano essere abbondanti.

Sono stati raccolti alcuni campioni nelle litofacies calcaree, con lo scopo di analizzarne il contenuto micropaleontologico (in particolar modo il nannoplancton), purtroppo si sono rivelati tutti sterili.

La successione rappresentata, mostra l'evoluzione da un'ambiente di piana fluviale o fluvio-lacustre, ad un'ambiente marino costiero (rappresentato dai calcari oolitici, e dalle arenarie a laminazione incrociata con malacofauna), con facies lagunari, deltizie e di spiaggia.

2.3.1.2) FORMAZIONE DI AMPASIMENA

2.3.1.2.1) SUCCESSIONE DI MARIVORAHONA

Sezione Anivorano (X13°01' Y49°09') (fig. 18)

Questa sezione è stata misurata tra i villaggi di Betsimiranja (X13°02' Y49°08') ed Ambilomagadro (X13°01' Y49°08'), lungo la strada che da Diego-Suarez porta ad Ambilobe, e corrisponde in parte alla porzione inferiore della sezione misurata da RERAT (1964; fig. 13 sezione 4). A causa della presenza di ampie zone coperte (il cui spessore è difficilmente valutabile in campagna, ma sicuramente dell'ordine di alcune decine di metri), la sezione di Anivorano non è continua, ma è rappresentata da quattro sezioni (A; B; C; D) per uno spessore complessivo di circa 120 m.

Le litofacies che rappresentano la metà inferiore sono prevalentemente costituite da **marne argillose** e **argille marnose** di colore scuro, finemente laminate, e praticamente prive di macrofossili, fatta eccezione per uno strato calcareo ricchissimo in frammenti di conchiglie incluse in pisoliti di diametro centimetrico (foto 6), con intercalati rari banconi di **calcari micritici scuri** (foto 7) e sottili livelli di **arenarie fini calcaree**. Anche nella parte superiore prevalgono litofacies marnose e marnoso-argillose ma, anche se subordinate a queste, sono presenti in quantità maggiori che nella parte inferiore litotipi più competenti. Al tetto della sezione "A" sono presenti strati di calcari sabbiosi, arenarie calcaree a laminazione incrociata (foto 8), inclinata, ondulata, piano-parallela e massive, con frustoli di vegetali. Al di sopra del bancone di arenarie calcaree è presente un'alternanza di strati calcarei di colore grigio, a volte grigio scuro, spessi mediamente un metro, relativamente ricchi di malacofauna, massivi o grossolanamente gradati e marne o marne argillose e siltose, di colore grigio o grigio chiaro prive di macrofossili, con spessore tendente ad aumentare verso l'alto. La stessa situazione si riconosce anche nella sezione "B", mentre la "C" è rappresentata solo da **marne siltose**. Infine, il tratto di sezione "D", si presenta anch'esso molto marnoso-siltoso, con frequenti intercalazioni millimetriche o centimetriche di siltiti marnose e arenarie fini calcaree a laminazione piano-parallela o ondulata; queste

intercalazioni scompaiono nella parte alta e la sezione termina con un banco di calcari grigi scuri.

La biostratigrafia di questa area è ben conosciuta grazie ai numerosi studi compiuti in passato sulle faune marine rinvenute in questi affioramenti. Tuttavia, allo scopo di correlare la sezione misurata con quella già nota in letteratura (RERAT, 1964), su alcuni campioni è stata eseguita dalla dottoressa REALE V. un'analisi preliminare del contenuto in nannofossili calcarei. L'associazione a nannofossili calcarei riconosciuta nei campioni ANI 1 e ANI 12 è abbastanza scarsa, poco diversificata e mal conservata. Nonostante ciò è stato possibile, per la presenza di *Carinolithus magharensis*, riferire all'intervallo di tempo Toarciano-Aaleniano - Baiociano i campioni analizzati (BOWN et alii, 1988; REALE et alii, 1992). Il livello guida oolitico di età aaleniana (ben noto in letteratura), che è praticamente continuo su tutto il plateau dell'Analamera, a causa di cattive esposizioni, nella sezione misurata non è stato incontrato. Tuttavia KARCHE (1972) ne segnala la presenza nei pressi del vicino villaggio di Ambilomagodro (X13°01' Y49°08'). Considerando che il campione ANI 12 della sezione "B" è già di età bajociana?, è probabile che questo livello guida nella nostra sezione si collochi in corrispondenza dell'area di coperto tra le sezioni "A" e "B".

Le litofacies qui rappresentate indicano deposizione in ambiente marino, probabilmente di transizione da lagunare a depositi più costieri e maggiormente ossigenati, come testimoniato dalla presenza di numerosi livelli di arenarie calcaree e calcari sabbiosi ricchi di bioclasti, indicanti una maggiore energia dell'ambiente di deposizione rispetto alle facies marnoso argillose legate piuttosto ad ambienti lagunari o comunque a salinità ridotta e probabilmente riducenti (che potrebbero essere la causa del colore scuro e dell'assenza di malacofaune in queste facies) presenti soprattutto nella parte inferiore della sezione. In generale l'evoluzione paleoambientale rappresentata in questa sezione inizia con condizioni "lagunari" ed evolve verso facies costiere (o comunque a più alta energia), e condizioni di mare più aperto ma comunque poco profondo.

2.3.1.2.2) FACIES MISTE DELLA PENISOLA DI AMPASINDAVA

Sezione Ankaramy (X13°58' Y48°10') (fig. 18)

Lungo la strada SG6, che da Ambanja (X13°41' Y48°27') porta ad Antsohihy (X14°58' Y47°59', la stessa della sezione Jojahely), a circa 65 Km da Ambanja (X13°41' Y48°27'), a causa della presenza di una grande faglia (faglia di Ankaramy-Jangoa) che disturba la successione sedimentaria, è stato possibile misurare in corrispondenza di una vecchia cava una sezione di soli 8 metri, dove sono esposte argille scure laminate con abbondanti frustoli vegetali e numerose intercalazioni di sabbie in strati tabulari e lenticolari. Queste argille sono incise da un livello di sabbie medio-fini che formano dei profondi canali, e sono seguite da un'orizzonte prevalentemente sabbioso costituito da strati tabulari a laminazione piano-parallela (foto 2).

Le litofacies presenti in questa piccola sezione sono rappresentate da:

argille nere o grigie, in strati decimetrici o metrici, con laminazione piano-parallela contenenti frustoli vegetali e, più raramente, bioturbazioni;

arenarie medio-fini, biancastre ed ocracee, a laminazione piano-parallela o laminazione inclinata con lamine debolmente inclinate, in strati molto lenticolari o tabulari di spessore variabile dal decimetro ad alcuni decimetri, con base netta o erosiva;

La metà inferiore della successione misurata è rappresentata principalmente da argille lacustri scure a laminazione piano-parallela, con intercalati strati lenticolari di sabbie a laminazione piano-parallela di colore giallastro. La metà superiore è costituita principalmente da canali più o meno ampi, riempiti da arenarie. Quest'ultime sono organizzate in una sequenza thinning/upward, alla base della quale sono presenti le facies a laminazione inclinata e fortemente lenticolari ed erosive sulle argille, seguite da un'alternanza di argille nere e livelli tabulari di sabbie medio-fini a laminazione piano-parallela. In base a queste considerazioni, si ritiene che l'ambiente di deposizione era probabilmente lacustre o lagunare con periodici episodi fluviali talora di piena.

Sezione baia di Ambararata (X13°36' Y40°05') (fig. 18)

Questa sezione misurata sul lato meridionale della baia di Ambararata (penisola di Ampasindava), raggiunge complessivamente uno spessore di poco superiore ai 100 m.

La porzione inferiore della sezione è caratterizzata dalla presenza di alcuni potenti strati di arenarie quarzose bianche con laminazione prevalentemente planare ed inclinata. A queste sono intercalate alternanze di argille nere e siltiti di colore generalmente scuro con laminazione ondulata; sono state riconosciute dune subacquee (foto 9) e flaser bedding (foto 10).

Nella metà superiore prevalgono nettamente le litofacies argillose e siltose, caratterizzate da una colorazione nera o grigia scura e da laminazione piano parallela o leggermente ondulata. Subordinate a queste ci sono degli strati di arenarie quarzose e più raramente calcaree, molto meno potenti di quelli della porzione inferiore e caratterizzati da laminazione incrociata, anche se talvolta possono essere massivi e canalizzati. In alcuni casi, questi strati vengono fortemente disturbati da vulcani di fango delle dimensioni di qualche metro (foto 11), mentre in altri casi coprono ed erodono queste particolari strutture (foto 12-13).

Al di sotto della successione misurata (all'interno del mangroviato della foce del fiume Kongony) si trovano degli sporadici affioramenti di argille e siltiti nere leggermente calcaree con alternati livelli di arenarie bianche quarzose e grossolane. Le argille carbonatiche non sono state trovate nella sezione misurata.

Le litofacies più ricorrenti in questa successione sono rappresentate da:

arenarie quarzose, medie, di colore bianco avorio, a laminazione incrociata, laminazione inclinata, in strati di spessore decimetrico o metrico con canalizzazioni e base frequentemente erosiva.

siltiti di colore generalmente grigio, con flaser costituiti da argille nere. Gli strati hanno spessore decimetrico, e la loro base non è molto netta;

argilliti nere con intercalazioni siltose (spesse pochi cm) a laminazione piano-parallela o leggermente ondulata.

La base della successione misurata, è caratterizzata principalmente da arenarie stratificate a laminazione inclinata, le quali sono organizzate in bedset omogenei di spessore metrico. Alla base di alcuni di questi bedset sono presenti argilliti e siltiti a flaser beds. Le arenarie a festoni sono organizzate in banconi (spessi anche 10 m) con base quasi sempre erosiva e con al tetto, talvolta, arenarie a laminazione inclinata. La stratificazione è spesso evidenziata da sottili livelli di argille e/o da superfici di erosione. Alla scala dei singoli bedset non si riconosce una precisa tendenza nè sulla variazione granulometrica, nè sullo spessore degli strati arenacei. Le argilliti e siltiti a flaser beds rappresentano la facies meno diffusa, e si trova associata alle argilliti nere a laminazione piano parallela. Infine le argilliti nere a laminazione piano parallela costituiscono delle sequenze monotone, dentro alle quali spiccano gli strati siltosi, e dove si trovano alcuni orizzonti deformati da vulcani di fango.

Osservando la successione nel suo insieme, si può notare una generale diminuzione dello spessore dei bedset arenacei verso l'alto, ed un progressivo aumento dello spessore delle litofacies argillose nella stessa direzione. Questo trend, insieme alla presenza di facies tipicamente fluviali associate a strutture sedimentarie di ambiente transizionale e marino, il colore generalmente scuro, la quasi totale assenza di malacofauna (durante la misurazione della successione non è stato rinvenuto nessun fossile, tuttavia dalla letteratura risulta che da una località poco più a nord, nei pressi di Ampasimena (X13°34' Y48°04'), provengono una fauna ed una flora di età liassica; vedi paragrafo precedente) e la presenza di strutture da espulsione d'acqua quali i sopracitati vulcani di fango, fa ritenere verosimile la presenza di ambienti deltizi in lenta subsidenza, tendenti a lagunari con aree a circolazione limitata e condizioni riducenti. Spostandoci verso la parte alta della sezione, si trovano facies più distali che testimoniano un progressivo impaludamento del delta. La presenza dei vulcani di fango potrebbe essere dovuta alla repentina perdita d'acqua contenuta nel sedimento causata da shock sismici o da un sovraccarico sedimentario. Personalmente ritengo poco probabile quest'ultima possibilità, in quanto che sono di regola interessati solo pochi strati. Il vulcano di fango di foto 12 perturba un solo strato di arenarie calcaree di circa 2 metri di spessore, e al di sopra di esso la stratificazione è indisturbata. Ancora più evidente è la situazione di foto 13, dove si vede che il vulcano di fango interessa solo gli strati argillosi e siltosi ed è eroso da un bancone di arenarie spesso più di 2 metri. Considerato anche le notevoli dimensioni di queste strutture, tutto questo fa pensare che il solo carico non possa essere

stato il fattore determinante. Inoltre se si considera che in questo intervallo di tempo l'area era con molta probabilità in forte subsidenza tettonica, la relazione tra questo tipo di strutture e l'attività sismica del bacino risulta essere abbastanza ovvia o quantomeno probabile.

2.3.1.3) FORMAZIONE DI ANDRAHIBO

Sezione Jojahely (X13°53' Y48°15') (fig. 18)

Tra i villaggi di Jojahely (X13°53' Y48°15') ed Anjiabary (X13°54' Y48°14') è stata misurata una sezione potente circa 100 m, e rappresentata quasi esclusivamente da argilliti rosacee giallastre (varicolori), finemente laminate, con rare intercalazioni centimetriche di sabbie fini a laminazione ondulata. Queste intercalazioni tendono a divenire sempre più frequenti verso il tetto della sezione. Negli ultimi 5-10 m della sezione sono presenti sabbie fini a laminazione piano-parallela, poggiano con contatto fortemente erosivo sulle argilliti.

Le litofacies che ricorrono maggiormente in questa successione sono rappresentate da:

arenarie fini o finissime, di colore biancastro o giallastro, a laminazione piano-parallela, in strati centimetrici. Verso la parte alta gli strati sono più spessi (da pochi decimetri al metro) e meno continui lateralmente. La loro base è generalmente netta o erosiva;

argille varicolori, talvolta nere, a laminazione piano-parallela con alcune lamine più siltose.

In questa successione prevalgono le litofacies argillose, interpretabili come depositi di piana alluvionale. Ad esse sono spesso associati dei sottili livelli di sabbie fini ocracee e siltiti. Le arenarie si trovano nella parte alta della successione misurata, e si presentano in due spessi corpi lenticolari separati da un livello di argilliti nere. Questi corpi sabbiosi vengono interpretati come canali fluviali (foto 1). Il canale inferiore è erosivo sulle argilliti descritte precedentemente, ed al suo interno e sopra di esso sono presenti argille nere con bioturbazioni. Il canale superiore incide fortemente le argille nere e si presenta alterato nella parte superiore. Al di sopra di questo ci sono poco meno di due metri di alternanza di arenarie fini e argille varicolori, il tutto sembra costituire una sequenza thinning upward.

L'ambiente di deposizione è riconducibile a quello di una pianura alluvionale in condizioni fortemente ossidanti con sporadici episodi erosivi fluviali.

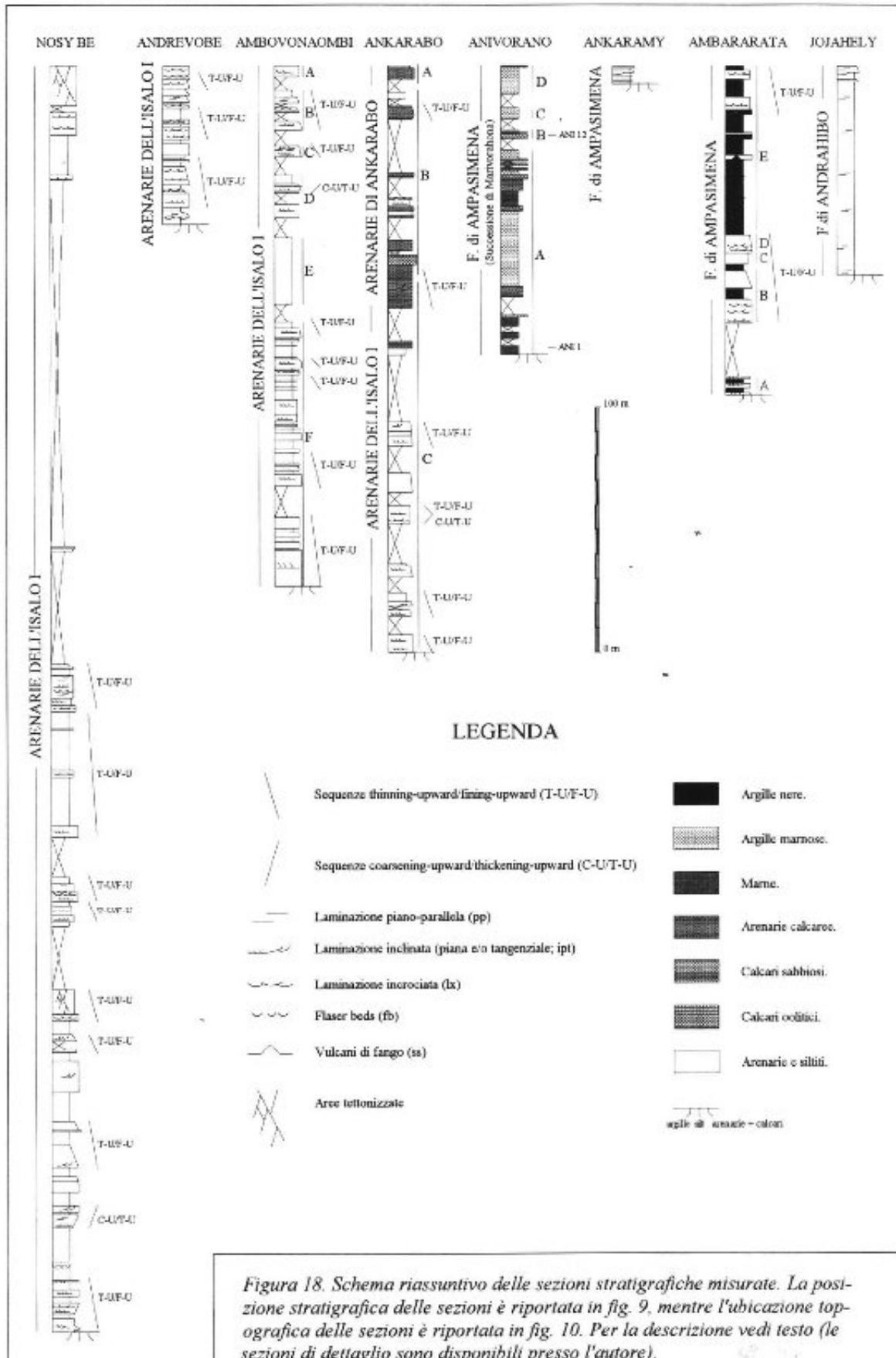


Foto 2. Panoramica degli affioramenti della Formazione di Ampasimena nei pressi del villaggio di Ankaramy. Nella parte centrale della sezione sono visibili (anche se parzialmente coperti da arbusti) dei corpi sabbiosi lenticolari (vedi sezione di Ankaramy fig. 18).



Foto 1. Corpi lenticolari presenti nella parte alta della sezione di Jojahely (Formazione di Andrahibo).

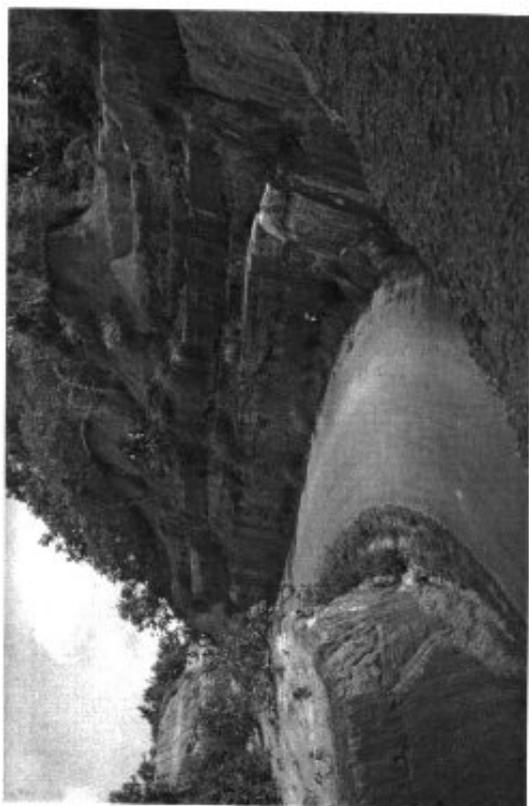




Foto 3. Panoramica del versante orientale del M. Ankarabo.



Figura 4. Particolare dello strato di calcari oolitici presente nella sezione del M. Ankarabo (fig. 18).



Foto 5. Particolare dei "tubuli cementati" presenti all'interno dei calcari friabili bianchi della Sezione del M. Ankarabo (fig. 18).



Foto 6. Particolare di calcari pisolitici della sezione di Anivorano (le pisoliti hanno un diametro medio di circa 8-10 mm).



Foto 7. Calcari micritici scuri della sezione di Anivorano (Successione di Marivorahona; fig. 18).



Foto 8. Particolare di arenarie calcaree a stratificazione incrociata (o a spina di pesce), presenti al tetto della sezione "A" di Anivorano (fig 18).



Foto 9. Duna fossile presente all'interno delle argilliti nere della parte inferiore della sezione di Ambararata (formazione di Ampasimena; fig.18)

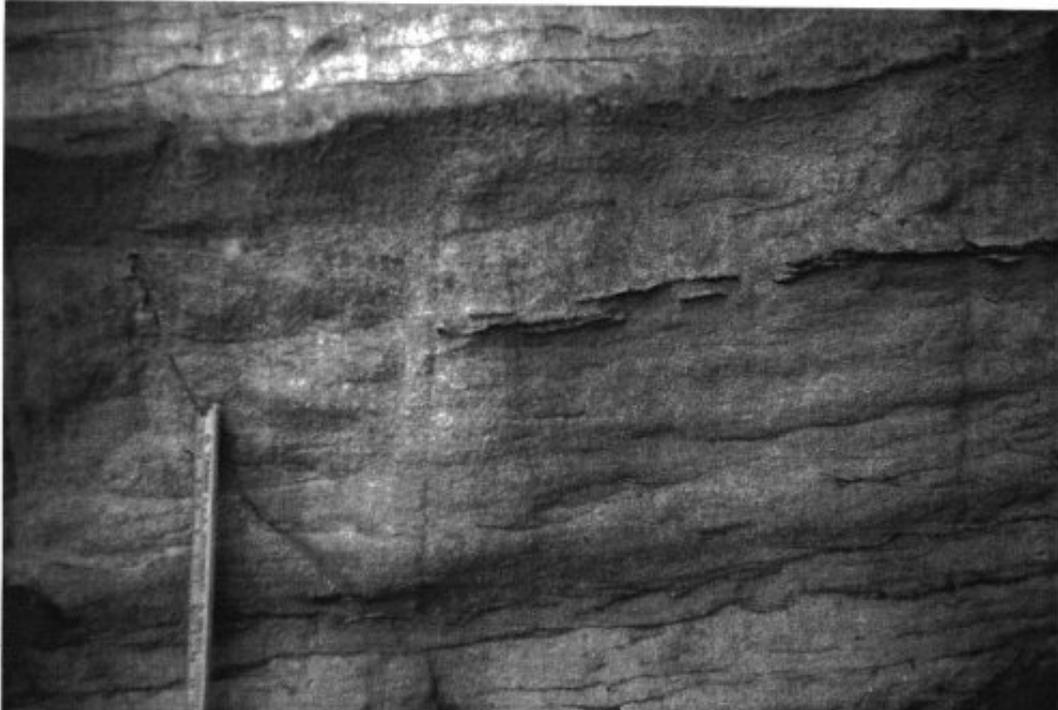


Foto 10. Sezione di Ambararata: Flaser bed presenti nella parte bassa della sezione.



Foto 11. Vulcano di fango presente all'interno della Formazione di Ampasimena (sezione di Ambararata; fig. 18).



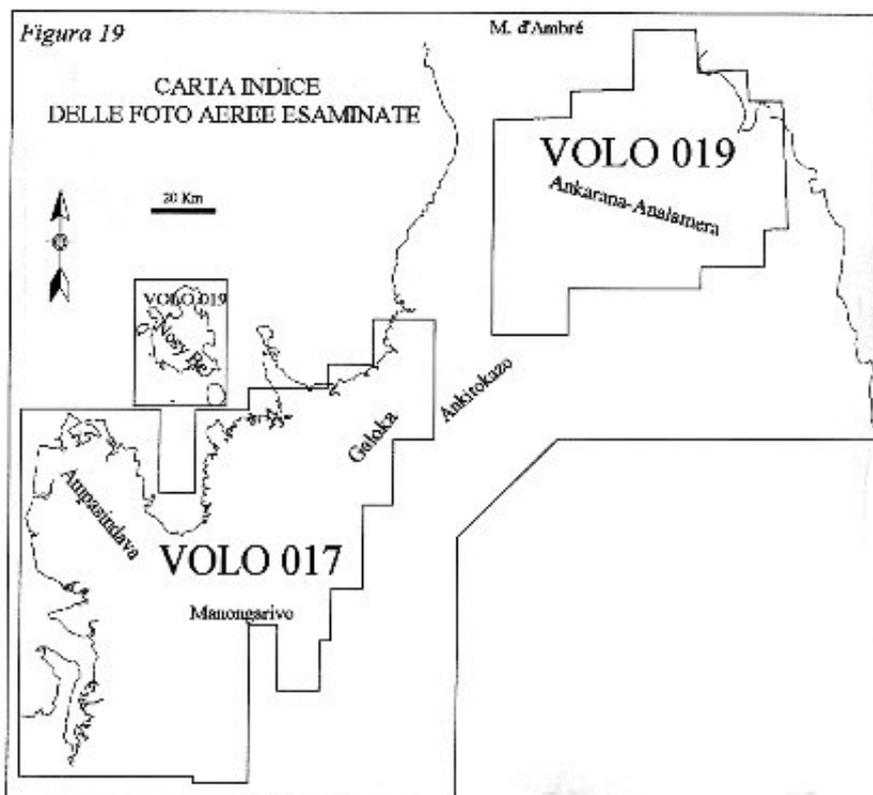
Foto 12. Sezione di uno dei vulcani di fango presenti nella parte alta della sezione di Ambararata (fig. 18). La deformazione interessa il solo strato arenaceo, mentre al di sopra di esso la stratificazione è indisturbata.



Foto 13. Vulcano di fango della parte alta della sezione di Ambararata (fig. 18). E' ben visibile la differenza tra le argille laminate ed indeformate e quelle fluidificate (di aspetto massivo contenenti piccoli clasti di argille laminate).

2.4) FOTOGEOLOGIA

L'analisi fotogeologica del bacino di Diego-Suarez ha interessato tre aree principali (vedi Tav. 2, 3, 4). Questa si è rivelata molto utile per chiarire, o verificare, aspetti geologici che nella cartografia esistente risultavano essere dubbi o quantomeno poco chiari. Tale studio si è basato sull'interpretazione di oltre 400 foto aeree in scala 1: 60.000, provenienti da due voli (017 e 019) compiuti nel 1949, e che coprono tutto il plateau dell'Ankarana-Analamera fino al basamento cristallino, l'isola di Nosy Be, la penisola di Ampasindava, la fascia dei terreni sedimentari e parte del basamento cristallino a SO di Ambilobe, fino a poco oltre il massiccio del Manongarivo (fig. 19). Ne sono state ricavate tre carte fotogeologiche e due carte delle lineazioni. Le carte fotogeologiche (fig. 20) sono state limitate solo alle zone di affioramento delle Facies Miste o dei loro equivalenti, mentre le carte delle lineazioni (che saranno esaminate nel successivo capitolo) rappresentano tutta la copertura aerofotografica esaminata.



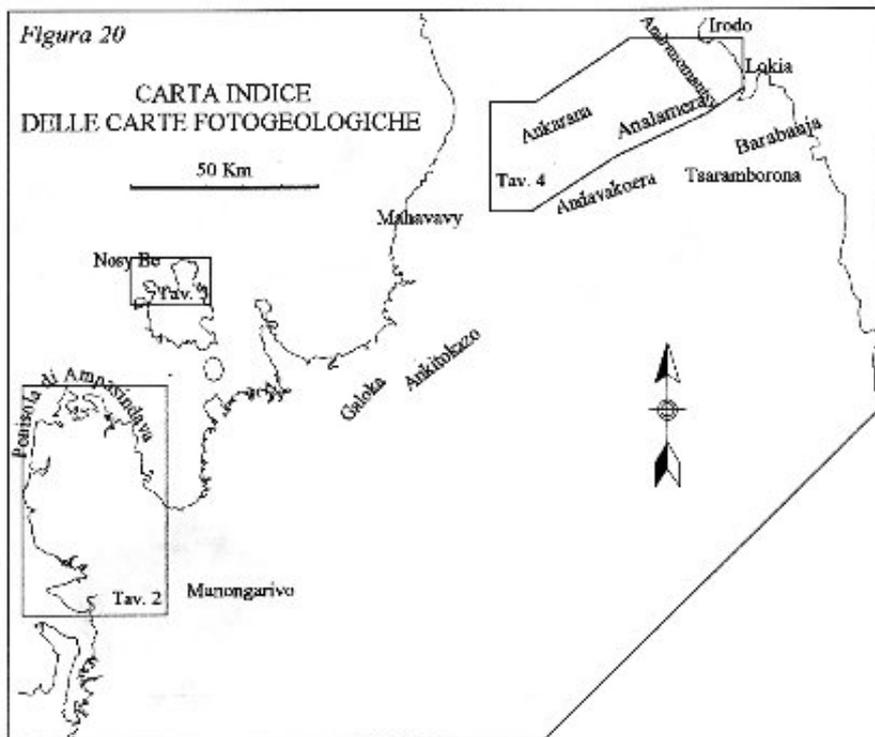
2.4.1) CARTA FOTOGEOLOGICA DELLA PENISOLA DI AMPASINDAVA

Nell'area rappresentata nella carta (Tav. 2) in scala 1:250.000, è stata riconosciuta una struttura a cupola riferibile alle intrusioni vulcaniche oligoceniche. Quest'ultima, insieme alla dorsale di Ankarongana (ad est di Ankaramy X13°58' Y48°10') costituita

principalmente dalle Arenarie dell'Isalo I, rappresentano gli elementi morfologici più importanti dell'area. La maggior parte di essi supera i 500 m di quota, spiccando su una morfologia che raramente supera i 300 m. Una parziale copertura nuvolosa, presente al centro della carta, non ha permesso una chiara identificazione delle litologie presenti, tuttavia non ha impedito di riconoscerne l'assetto che qui risulta essere orizzontale.

Limitatamente alla baia di Ambararata (X13°36' Y40°05'), in corrispondenza della sezione omonima, è stato fatto un piccolo rilevamento geologico (vedi carta delle litofacies; Tav. 2), allo scopo di acquisire dati stratigrafici ove le condizioni di affioramento non permettevano di misurare la sezione.

Mediante un confronto tra la descrizione delle unità nelle località tipo (da letteratura)



e quanto era possibile osservare e descrivere dalle foto aeree nelle medesime località, e sulla base di osservazioni di campagna, le unità identificate sono state riferite alle formazioni definite nella letteratura. A causa delle numerose eteropie, le caratteristiche geomorfologiche di alcune formazioni non si

mantengono sempre costanti. Questa situazione ha creato, in alcuni casi, incertezze nel riconoscimento di una data formazione basandosi su criteri geomorfologici.

2.4.1.1) LITOSTRATIGRAFIA

Viene riportata una breve descrizione delle caratteristiche geomorfologiche e stratigrafiche (vedi capitolo 2.2.2) delle formazioni riconosciute e i loro rapporti stratigrafici in questa area. A partire dalla più antica:

ISALO I - Questa unità è presente solo nel settore SE della carta. Si presenta come una omoclinale immergente a SE con inclinazione di 15°-20°, e delimitata verso NO dalla grande faglia di Ankaramy-Jangoa. Il versante più acclive di questa omoclinale presenta una

stratificazione costituita da grossi banconi di arenarie, lo spessore affiorante non supera i 600 m. Al tetto di questa omoclinale si possono osservare alcune doline che rivelano la presenza di una unità carbonatica nota in letteratura come "Calcari di Jangoa".

ISALO II-III (?) - Lungo la strada che da Ankaramy (X13°58' Y48°10') porta a Maromandia (X14°12' Y49°05') affiora un'unità, spesso almeno 200-300 m, costituita da un'alternanza di arenarie in strati spessi alcuni metri e di argille grigie o grigio scure. Dalle foto aeree questa unità è riconoscibile, oltre che da una fitta e ben marcata stratificazione, anche dal tono di grigio che è normalmente chiaro, e da una vegetazione meno rigogliosa. Normalmente la posizione stratigrafica di queste unità può essere sia in diretto contatto con l'Isalo I o con i Calcari di Jangoa, che laterale a tutte le Facies Miste della penisola di Ampasindava (Tav. 2 sezione geologica "A"). Nell'interpretazione che si dà qui, questa formazione viene collocata al tetto dell'Isalo I e probabilmente laterale alla parte bassa della Formazione di Ampasimena, tuttavia questi rapporti sono del tutto ipotetici, in quanto risulta essere completamente delimitata da faglie.

FORMAZIONE DI AMPASIMENA - Anche questa unità si presenta come un'alternanza di banchi arenacei ed argille scure, ma a differenza della precedente qui le argille sono di gran lunga prevalenti, anche se verso la parte bassa la frequenza degli strati arenacei tende ad aumentare. Lo spessore sembra essere maggiore nel lato orientale della penisola che non in quello occidentale (dell'ordine degli 800-1000 m, la base non è visibile o comunque è dubbia), ciò può essere dovuto all'eteropia di questa formazione con quella di Andrahibo che dovrebbe essergli latero superiore.

Dal punto di vista geomorfologico, presenta generalmente un aspetto "calanchivo", con un reticolo idrografico pennato ma non dendritico, ed una vegetazione molto folta (si distingue dalla sovrastante Formazione di Andrahibo soprattutto per questo aspetto). Questa morfologia, apparentemente uniforme, ad una più attenta osservazione mostra una polarità del reticolo idrografico, che evidenzia una serie di monoclinali asimmetriche, il cui versante più acclive è rivolto sempre verso il centro della penisola. Molte volte (nelle aree meno forestate) mostra degli strati più competenti seguibili per alcuni chilometri. Nel versante occidentale della penisola ad Ovest della valle del Bandrakorony (~ X13°46' Y47°56'), in prossimità dell'area non interpretata, si possono osservare alcuni elementi morfologici molto simili a doline, e che se lo fossero potrebbero testimoniare la presenza dei calcari all'interno di questa formazione, oppure (vedi sezione geologica) potrebbero costituire la base della formazione, in altre parole essere i Calcari di Jangoa. Dato l'alto margine di incertezza sulla sua identificazione, si è preferito non riportare in carta questa unità.

FORMAZIONE DI ANDRAHIBO - E' la formazione che affiora più estesamente in tutta la penisola. E' rappresentata essenzialmente da argilliti varicolori e rari banconi arenacei nella parte superiore, mentre nelle aree meridionali la presenza di calcari (poco più a Sud del villaggio di Ambaliha X14°59' Y48°06') è segnalata nel foglio di Ankaramibe-

Ambanja (R-S 34) della Carta Geologica in scala 1:100.000 del Madagascar. Lo spessore stimato dalle foto aeree è dell'ordine dei 600-700 m. Anche questa unità, come la precedente, presenta una morfologia calanchiva molto più caratteristica, caratterizzata da un reticolo idrografico più gerarchizzato, una vegetazione molto meno rigogliosa e dei rilievi meno elevati; anche qui è osservabile la polarità del reticolo idrografico, ed in alcuni casi anche la stratificazione.

FORMAZIONE DI KOMAMERY (o ISALO III) - Spostandoci verso la costa occidentale della penisola, il rilievo diventa nuovamente importante e la vegetazione rigogliosa. Questo repentino cambiamento morfologico è legato alla presenza di un'unità rappresentata principalmente di arenarie (simili a quelle dell'Isalo I) che costituiscono una omoclinale bordante tutta la costa ed immergente verso Ovest. Lo spessore affiorante è di circa 200-300 m.

FORMAZIONE DI LAVALOHALIKA - Questa formazione costituita da argille nere ed arenarie del Giurassico superiore e che occupa tutta l'isola di Lavalohalika (X14°02' Y47°58'), è stata riportata solo in base ad informazioni ricavate dalla letteratura (RERAT, 1964), in quanto dal punto di vista della risposta geomorfologica non differisce molto dalla sottostante Formazione di Andrahibo.

2.4.1.2) **TETTONICA**

La penisola di Ampasindava rappresenta il più meridionale di tre elementi fisiografici (gli altri due sono rappresentati dall'isola di Nosy Be e dal promontorio della M. d'Ambré) che caratterizzano la costa NO del bacino di Diego-Suarez.

Gli elementi strutturali che sono emersi, oltre alla già nota faglia di Ankaramy-Jangoa che giustappone l'Isalo I alle Facies Miste, sono rappresentati dalla struttura a domo della penisola di Ampasindava (legata alla risalita di masse intrusive durante l'Oligocene), da un'ampia zona faglie parallela alla suddetta faglia di Ankaramy-Jangoa ribassante il lato NO, e dalla faglia orientata NNO-SSE passante per la punta di Angadoka (X13°31' Y47°57'), sulla quale probabilmente si allineano molti dei centri vulcanici presenti, e che ribassa il lato SO della penisola. Tutte le strutture citate attraversano la coltre sedimentaria presente in questa penisola, pertanto hanno agito successivamente alla sua sedimentazione. Molto probabilmente si sono formate in seguito alla riattivazione di elementi strutturali più antichi.

2.4.2) **CARTA FOTOGEOLOGICA DELL'AREA SETTENTRIONALE DELL'ISOLA DI NOSY BE**

Oltre metà della superficie dell'isola è coperta dalle colate basaltiche post-oligoceniche, mentre gli affioramenti dei depositi sedimentari (emersi in seguito alla risalita di masse intrusive) si trovano principalmente nella metà orientale. La carta fotogeologica in scala 1:100.000 (Tav. 3) prende in considerazione solo la parte settentrionale dell'isola, in quanto

gran parte degli affioramenti dei terreni sedimentari presenti nel settore SE di Nosy Be, sono poco estesi arealmente e quasi tutti costituiti da argille o silt del Liassico superiore, ciò fa sì che la loro identificazione dalle foto aeree sia difficoltosa. Viceversa nel settore settentrionale i terreni sedimentari affiorano estesamente, quindi sono facilmente riconoscibili e cartografabili.

Gli elementi morfologici che caratterizzano l'area presa in esame, sono rappresentati quasi esclusivamente da edifici vulcanici, tuttavia dove sono presenti i terreni sedimentari, questi costituiscono una omoclinale immergente verso SE in prossimità del M. Belamoty e verso Sud nell'isola di Nosy Sakatia.

2.4.2.1) LITOSTRATIGRAFIA

Le unità stratigrafiche affioranti in questa parte dell'isola sono riconducibili alle Arenarie dell'Isalo I (vedi discussione al paragrafo 2.3) e probabilmente alla Formazione di Ampasimena.

ISALO I - Dal punto di vista fotogeologico queste arenarie sono caratterizzate da una stratificazione immergente verso SE ben evidente, presentano un reticolo idrografico abbastanza articolato e spesso coincidente con zone di frattura, inoltre, a differenza delle litologie argillose o cineritiche, che presentano nelle foto aeree una tonalità grigia chiara abbastanza uniforme, le Arenarie dell'Isalo I sono bianche e negli spartiacque sono prive di vegetazione, mentre all'interno delle vallecole la vegetazione è folta. Lo spessore affiorante è di circa 800 m.

FORMAZIONE DI AMPASIMENA - Sovrastante alla precedente unità, e concordante con essa, c'è una litologia prevalentemente argillosa, caratterizzata dalla presenza di una lunga fascia calanchiva, spessa circa 300 m, di tonalità grigia, che si estende dal villaggio di Kalampobe (X13°15' Y48°19') fino a poco oltre quello di Andrirana (X13°17' Y48°18'); in realtà occupa tutto il fianco orientale dell'isola, ma è quasi sempre coperta da depositi vulcanici). Questa unità è stata attribuita alla Formazione di Ampasimena in quanto, dalla letteratura (BESAIRIE, 1972), risulta che da questa proviene una flora del tutto identica a quella ritrovata nel versante orientale della penisola di Ampasindava dove affiora la formazione suddetta.

2.4.2.2) TETTONICA

I depositi sedimentari costituiscono una omoclinale immergente a NO, e sono delimitati a NO da una faglia orientata a NE-SO che ribassa il lato settentrionale della punta Nord dell'isola. L'altra importante struttura è rappresentata dalla grande faglia che divide in senso longitudinale l'isola, corrispondente all'allineamento Nosy Be - penisola di Ankify (NNO-SSE), e che probabilmente ribassa il lato occidentale dell'isola (Tav. 3).

2.4.3) CARTA FOTOLOGICA DEL PLATEAU DELL'ANKARANA-ANALAMERA

Questa area (Tav. 4, scala 1: 100.000), ubicata a Sud della M. d'Ambré, tra i fiumi Irodo e Lokia, è rappresentata dall'omoclinale dell'Analamera (debolmente inclinata a NE) e da quella più settentrionale dell'Ankarana (inclinata a SO).

2.4.3.1) LITOSTRATIGRAFIA

Il plateau dell'Ankarana-Analamera, essendo fortemente inciso da numerosi corsi d'acqua che lo attraversano sia in direzione della massima pendenza degli strati, che ortogonalmente a questa, presenta generalmente ottime esposizioni. Anche la vegetazione aiuta molto nell'identificazione delle diverse litologie. Si è potuto constatare che le zone coperte dal manto erboso sono generalmente costituite da argille, marne o calcari marnosi, mentre le aree con vegetazione più lussureggiante sono rappresentate da calcari carsificati e/o molto fratturati (ne è un ottimo esempio la zona dell'Ankarana coperta da una foresta impenetrabile), ed in qualche caso arenarie (per quest'ultime non è stata osservata sempre una stretta corrispondenza). Inoltre la presenza di strette e continue fasce a vegetazione più folta, alternata ad altre meno forestate o erbose, è strettamente legata alla stratificazione, facilitando in molti casi il riconoscimento di alcuni livelli guida. Tutte queste considerazioni sono state molto utili per la compilazione della carta fotogeologica in scala 1:100.000 (Tav. 4), in quanto questa è il risultato finale di un lungo lavoro di fotointerpretazione, che ha permesso di individuare dei livelli guida, e verificare la continuità areale di questi e di altri riconosciuti in campagna o noti in letteratura, come ad esempio il livello oolitico Aaleniano, e di altri livelli meno conosciuti ma utili come punti di riferimento. Questi dati, combinati con il riconoscimento delle litologie (fatto sia con la fotointerpretazione che con l'ausilio di dati di campagna e di letteratura), hanno permesso di individuare con una buona precisione almeno sei unità cartografabili. A partire dalla più antica, sono state così riassunte:

ISALO I - Si presenta molto ben stratificato, con strati potenti e continui visibili chiaramente sulla scarpata SE del plateau. L'unità che è stata cartografata come Isalo I in realtà non è costituita solo da questa formazione ma, nei pressi del villaggio di Ankarabo (X12°44' Y49°37'), sul lato più orientale, comprende anche un'unità rappresentata da diverse decine di metri di arenarie leggermente calcaree del Lias superiore (Arenarie di Ankarabo), concordanti con l'Isalo I e difficilmente distinguibili da questo mediante le foto aeree. Il limite superiore di questa formazione sembra essere concordante (o al limite in leggera discordanza) con le sovrastanti unità liassiche per quasi tutto l'Analamera. Solo a SO del M. Ampatsoa (X12°52' Y49°21') questo contatto non è visibile, considerando la presenza nell'area del M. Manahoro (X13°01' Y49°16') di un notevole aumento di spessore delle facies argilloso-marnose (presenti generalmente al di sotto del livello oolitico rappresentato

dalla base dei Calcari del M. Ampatsoa), è ragionevole pensare che questa zona durante il Lias superiore era già in subsidenza (fig. 21), e probabilmente il contatto di cui stiamo parlando qui è discordante.

SUCCESSIONE DI MARIVORAHONA - Questa successione composta essenzialmente da argille sabbiose e sabbie argillose, affiora su una collina di 102 m a NE del villaggio di Marivorahona (X13°05' Y49°06'), verosimilmente rappresenta l'estremo NE della Formazione di Ampasimena, si colloca al di sotto della successione calcareo-marnosa dell'Analamera e probabilmente (il contatto stratigrafico non è visibile) copre in discordanza le Arenarie dell'Isalo I. Oltre che nella località omonima, affiorano anche nella valle del fiume Maharenina a SO di Lakandraribe (X12°59' Y49°14'), più a NE non si conoscono affioramenti di questa unità, e i Calcari del M. Ampatsoa sono in diretto contatto con le Arenarie dell'Isalo I. Questa situazione mette ancora in evidenza il carattere subsidente di questa parte del bacino (fig. 21).

Questa unità, spessa circa 200 m, si presenta con una sottile stratificazione (appena risolvibile con lo stereoscopio) e con una morfologia mammellonare solitamente poco incisa, tuttavia dalle foto aeree non è facilmente distinguibile dall'altra unità marnoso-argillosa presente poco sopra di essa, comunque è separata da questa da un potente livello di calcari e marne, presenti in tutta l'area di affioramento, e che quindi ne facilita la distinzione.

SUCCESSIONE CALCAREO-MARNOSA DELL'ANALAMERA - Sotto questo nome sono state riunite tre unità distinte sia su basi fotogeologiche che su osservazioni di campagna (fig. 21). Queste unità probabilmente costituiscono gli equivalenti laterali di mare sottile della Formazione di Ampasimena (fig. 8), e sono caratterizzate dalla presenza di calcari oolitici e sabbiosi, di arenarie calcaree, di arenarie e di marne. Ognuna di esse si distingue dalle altre soprattutto per il diverso rapporto tra le litologie più competenti e quelle marnose. A queste tre unità sono stati dati dei nomi informali, partendo dalle più antiche abbiamo le **marne di Lakandraribe** (del Toarciano, BESAIRIE 1972), rappresentate prevalentemente da marne di colore grigio e sottili livelli calcarei. Nelle foto aeree hanno un aspetto molto simile a quello della successione di Marivorahona. Queste marne affiorano su quasi tutto l'Analamera, ma il loro spessore (di circa 150-200 m) sembra assottigliarsi verso NE (fino ad arrivare nei pressi del M. Antsoy X12°47' Y48°55', dove scompaiono) e a SO, dove sono latero-superiori ai **calcari di Ambilomagodro**. Quest'ultimi sono composti da un'alternanza, spessa circa 200 m, di marne grigie con frequenti strati di calcari a conchiglie e livelli di arenarie calcaree (su questa unità è stata misurata la parte inferiore della sezione Anivorano; fig. 18). Nei pressi di Ambilomagodro (X13°01' Y49°08') lo spessore delle marne di Lakandraribe è praticamente nullo, e questa unità diviene indistinguibile dai sovrastanti calcari sabbiosi del M. Ampatsoa, la base dei quali è caratterizzata dal livello guida di calcari oolitici dell'Aaleniano presente su tutto l'Analamera. I **calcari del M. Ampatsoa** sono costituiti da un'alternanza, potente almeno 300 m, di calcari sabbiosi con

subordinate marne, arenarie calcaree ed arenarie (Tav. 4, carta litologica di dettaglio), e presentano una stratificazione ben evidente (messa ancor più in risalto dalla vegetazione) che ha consentito di seguire alcuni strati per quasi tutto l'Analamera. Sono anche presenti numerosi elementi morfologici tipici di zone carsiche, come doline (in alcune aree sono molto concentrate) e valli cieche, che permettono di distinguere senza dubbi dalle "Arenarie dell'Isalo I" con le quali in alcune aree a NE vengono in contatto.

CALCARI DELL'ANKARANA - Questa unità composta da calcari dolomitici talvolta sabbiosi ed oolitici, occupa tutto il plateau dell'Ankarana, e probabilmente anche la sommità di alcune colline dell'Analamera. Essa è facilmente riconoscibile, oltre che per la tonalità grigia scura, anche dalla presenza di una spiccata morfologia carsica, la quale mette in risalto, allargandole, numerose zone di frattura e di faglia, inoltre la moltitudine di doline, spesso allineate ed unite tra loro, da luogo a lunghe e profonde valli cieche. Queste litologie sono interessate da particolari forme di dissoluzione che danno origine a acuminate guglie calcaree (chiamate localmente Tsingy) e ricordano per alcuni aspetti l'architettura gotica. Questa formazione è latero-superiore alla precedente (fig. 21) e gli spessori maggiori sono nell'area dell'Ankarana, dove raggiunge i 300 m.



Figura 21. Schema stratigrafico riassuntivo dell'area dei plateaux dell'Ankarana-Analamera

Riassumendo, lo schema stratigrafico dell'area rappresentata in questa carta è il seguente (fig. 21):

Alla base sono presenti le arenarie dell'Isalo I, le quali sono ricoperte in concordanza (almeno nelle aree NE) dalle Arenarie calcaree dell'Ankarabo, laterali a queste, probabilmente, ci sono le argille della successione subsidente di Marivorahona (a SO) e le marne di Lakandraribe. Al di sopra di questa successione si trovano i calcari di Ambilomagadro (Toarciano?), a loro volta laterali alle marne di Lakandraribe. Superiormente a tutte queste unità (discordanti?) ci sono i calcari sabbiosi di Ampatsoa, e latero-superiori a questi, nelle regioni occidentali ci sono i calcari dell'Ankarana.

2.4.3.2) TETTONICA

Per quanto riguarda l'assetto strutturale, questa zona è caratterizzata da una sinclinale con asse orientato a NE-SO.

Più in particolare, l'Analamera si presenta come una grande omoclinale immergente a NO ed inclinata di pochi gradi. Presenta anche deboli ondulazioni (vedi sezioni geologiche di Tav. 4) che sembra essere più accentuata nelle aree sud-occidentali, ed una tettonica cassante, successiva al Giurassico, che da luogo ad una serie di stretti graben orientati a NE-SO (valli dei villaggi Ambery X12°47' Y49°19' e Amboahangimamy X12°50' Y49°15') spesso contenenti piccoli centri vulcanici, ed al grande graben di Andranomantsy (X12°43' Y49°55') orientato a NO-SE e delimitato da faglie con componente trascorrente destra. Anche la forma della grande scarpata dell'Analamera rivela un'origine tettonica, presentando una certa regolarità nell'orientazione dei vari segmenti che la costituiscono. Tuttavia, non è stato possibile valutare con precisione la posizione e l'entità di tale struttura.

Il plateau dell'Ankarana costituisce anch'esso una omoclinale, ma questa immerge a SE ed è anch'essa inclinata di pochi gradi. Una delle caratteristiche principali di questa zona è il notevole intreccio di faglie e fratture che la solcano. Tra queste, le più importanti sono rappresentate da:

- a) la grande faglia (orientata NE-SO) che borda la scarpata NO del plateau, e che ne ribassa il lato settentrionale;
- b) la grande faglia, approssimativamente parallela a questa, passante per la parte mediana del plateau e che ribassa anch'essa il lato settentrionale;
- c) ed infine una terza faglia, sempre parallela alle altre, ma meno evidente, che giustappone i calcari dell'Ankarana con la successione calcareo marnosa dell'Analamera. Tutte queste faglie, orientate a NE-SO, sono intersecate e dislocate da altre faglie con componente di trascorrenza destra, orientate a NO-SE, che proseguono fino ad oltre il plateau dell'Analamera.

2.5) **MODELLO STRUTTURALE**

L'evoluzione stratigrafica del bacino di Diego-Suarez è probabilmente il risultato di una storia tettonica molto complessa, legata principalmente all'evoluzione strutturale di gran parte del margine continentale del Madagascar occidentale. Questa non può essere soltanto riferita ad una semplice fase di rifting, sia per il notevole intervallo di tempo interessato (dovrebbe iniziare nel Carbonifero superiore e terminare nel Giurassico inferiore) che per la presenza, nei margini coniugati dell'Africa orientale e nel Canale di Mozambico, di strutture che poco o male, si inseriscono in questo modello (vedi PARTE III). Allo scopo di chiarire meglio i rapporti tra l'evoluzione sedimentaria del bacino di Diego-Suarez, e la sua evoluzione strutturale, si è tentato di ricostruire un modello strutturale di questo bacino, cercando di correlare l'evoluzione strutturale con quella stratigrafica.

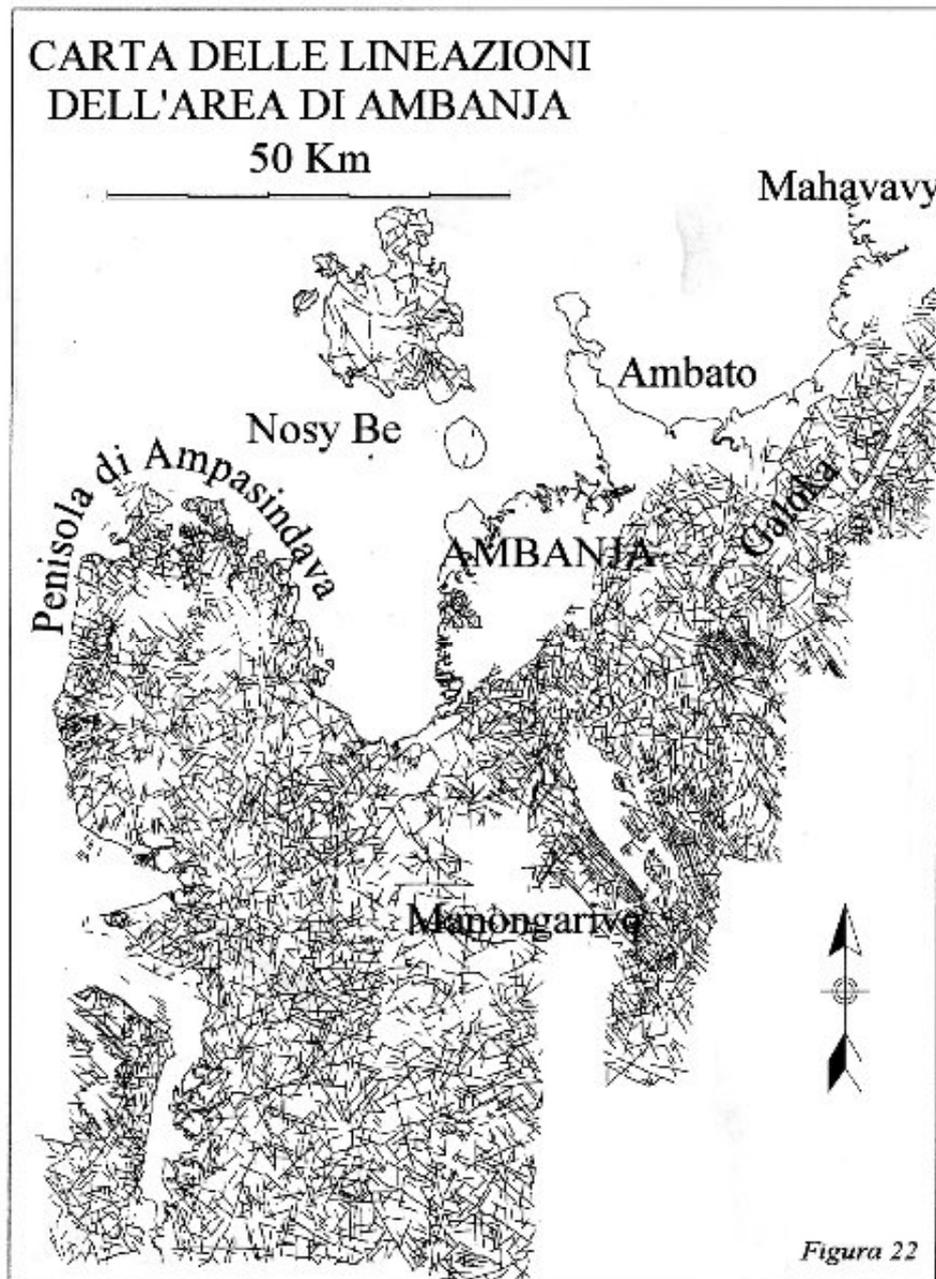
Da una analisi della carta geologica in scala 1/500.000 (BESAIRIE, 1970; Tav. 1), si può subito notare che la maggiore concentrazione di faglie è localizzata lungo una fascia, orientata NE-SO, parallela al bordo del basamento cristallino. Anche l'orientamento delle strutture principali è parallelo ad essa, come pure gran parte delle isole vulcaniche, e dei centri vulcanici, presenti sulle propaggini più occidentali di questo tratto di costa (Andranomatavy X13°40' Y47°59', Nosy Be, Nosy Mitsio, Nosy Lava, penisola di Anoronantany X12°28' Y48°44', Nosy Hara e Bobaomby X11°57' Y49°14'). Esistono anche altre famiglie di faglie orientate a NO-SE e N-S (le orientazioni E-O sono più rare). Osservando più accuratamente il bacino di Diego-Suarez e le aree limitrofe, si può notare come la maggior parte delle faglie con direzione N-S si trovano in corrispondenza del basamento, oppure delimitano ed interessano i bacini permotriassici di Ankitokazo e di Barabanja (probabilmente anche quello di Ambahatra), e quasi mai proseguono interessando le unità più recenti. Al contrario, le faglie orientate a NO-SE, interessano, non solo il basamento cristallino, ma anche la coltre sedimentaria almeno fino ai termini oligocenici. E' proprio su questi allineamenti che si trovano molti degli edifici vulcanici oligocenici della regione a SO di Ambilobe (Ampasindava, Nosy Be, Nosy Komba, Ankify).

Le faglie principali (NE-SO), si trovano dal basamento cristallino (anche se qui costituiscono degli elementi strutturali poco importanti), fino al plateau dell'Ankarana, sono caratterizzate da una notevole continuità, anche se spesso si interrompono contro le faglie NO-SE.

2.5.1) **CARTE DELLE LINEAZIONI**

Sono state compilate due carte, che interessano gran parte della copertura sedimentaria permo-giurassica ed una piccola fascia del basamento cristallino; fig. 22-23). Su di esse sono state riportate le lineazioni osservate dalle foto aeree. Ogni singolo elemento

cartografato rappresenta soltanto anisotropie lineari, quali allineamenti di corsi d'acqua, valli, scarpate, edifici vulcanici, e di fratture (talvolta evidenziate da vegetazione più folta) presenti sul terreno.

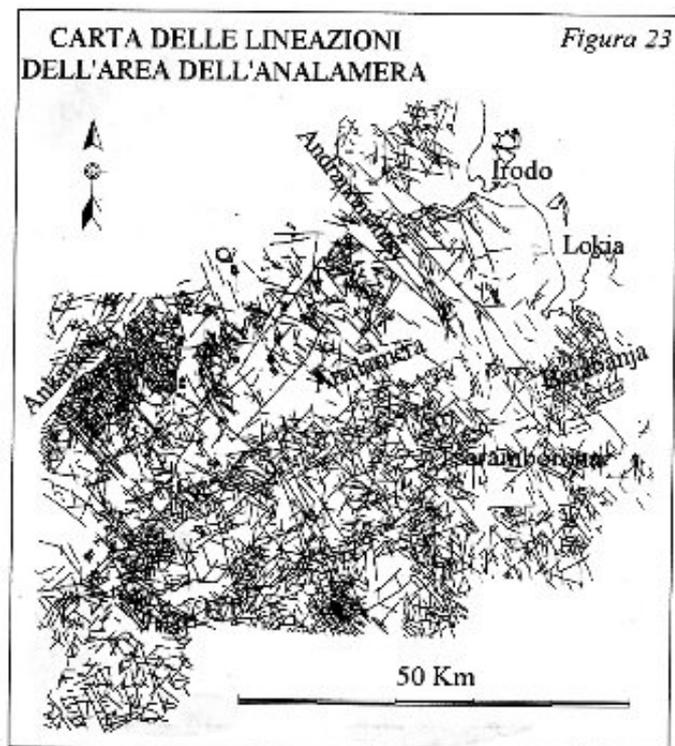


Osservando le carte delle lineazioni, si può notare che la distribuzione di queste anisotropie non è omogenea su tutta l'area ma, al contrario, esistono delle zone nelle quali queste sono maggiormente concentrate o assenti, o si presentano allineate in fasce con una direzione prevalente. Se facciamo un confronto tra queste carte (fig. 23), e le varie carte geologiche di questa regione, si può osservare che la maggior concentrazione di lineazioni viene registrata principalmente nelle litofacies calcaree o comunque contenenti un certo

tenore di carbonati (come quelle del plateau dell'Ankarana) e nelle rocce poco permeabili (quali quelle del basamento cristallino, e le litofacies argillitiche). Nel primo caso questa presenza più evidente è dovuta essenzialmente al fatto che nei calcari, a causa del carsismo, le zone di frattura si allargano e vengono interessate da una folta vegetazione (rappresentando le uniche zone dove è possibile trovare acqua). Nel secondo caso si ha un reticolo delle lineazioni meno denso del precedente, anche questo viene generalmente messo in evidenza dalla vegetazione più fitta, in quanto in litologie poco permeabili, le uniche zone più umide sono rappresentate dalle fratture. Nelle litofacies arenacee e sabbiose, in quanto molto permeabili e friabili, queste anisotropie vengono generalmente poco evidenziate, e soltanto le lineazioni legate alle strutture più importanti vengono registrate.

Precedentemente si è parlato di fasce di lineazioni orientate in una direzione prevalente. Interpretando queste anisotropie lineari come risposta superficiale a strutture tettoniche profonde, tali allineamenti, anche se non rappresentano quasi mai delle vere e proprie faglie (a livello di copertura sedimentaria), potrebbero essere l'espressione in superficie di elementi strutturali importanti (a livello di basamento cristallino) riattivatisi in fasi geodinamiche successive.

Le carte così ottenute (fig. 22-23), a causa dell'elevato numero di elementi lineari riportati, risultano essere di difficile lettura ed interpretazione. Allo scopo di semplificare, e quindi mettere in evidenza le direttrici principali, è stata fatta un'elaborazione molto semplice delle lineazioni¹. In primo luogo le due carte sono state suddivise in aree più piccole (particelle di ~ 10 Km² di superficie), su ognuna delle quali sono stati calcolati azimut e lunghezza di ogni lineazione. Successivamente, le misure così ottenute, sono state riportate su diagrammi a ventaglio²



¹ L'acquisizione dei dati è stata fatta in modo automatico. Le carte delle lineazioni sono state registrate con uno scanner, in seguito, utilizzando il programma per l'elaborazione di immagini "Image", sono state prima suddivise in particelle di circa 10 Km², poi è stata fatta la misurazione automatica delle lineazioni. Le misure così ottenute sono state elaborate dal programma G.M.T. per ottenere dei diagrammi a ventaglio.

² Ogni diagramma a ventaglio esprime le direzioni, in termini di lunghezza complessiva (normalizzata), delle lineazioni aventi la stessa orientazione.

(uno per ogni particella) ed in seguito disposti al centro della particella che rappresentavano. Questo metodo ha permesso di ottenere una notevole semplificazione delle carte delle lineazioni (fig. 24-25), senza andare troppo a discapito dell'oggettività del risultato, in quanto ha permesso di riconoscere in modo abbastanza immediato l'andamento delle direttrici principali per ogni particella. Inoltre, essendo queste abbastanza piccole, il dato così ottenuto è sufficientemente puntuale, e quindi consente di individuare con buona precisione i principali trend delle lineazioni presenti nelle carte.

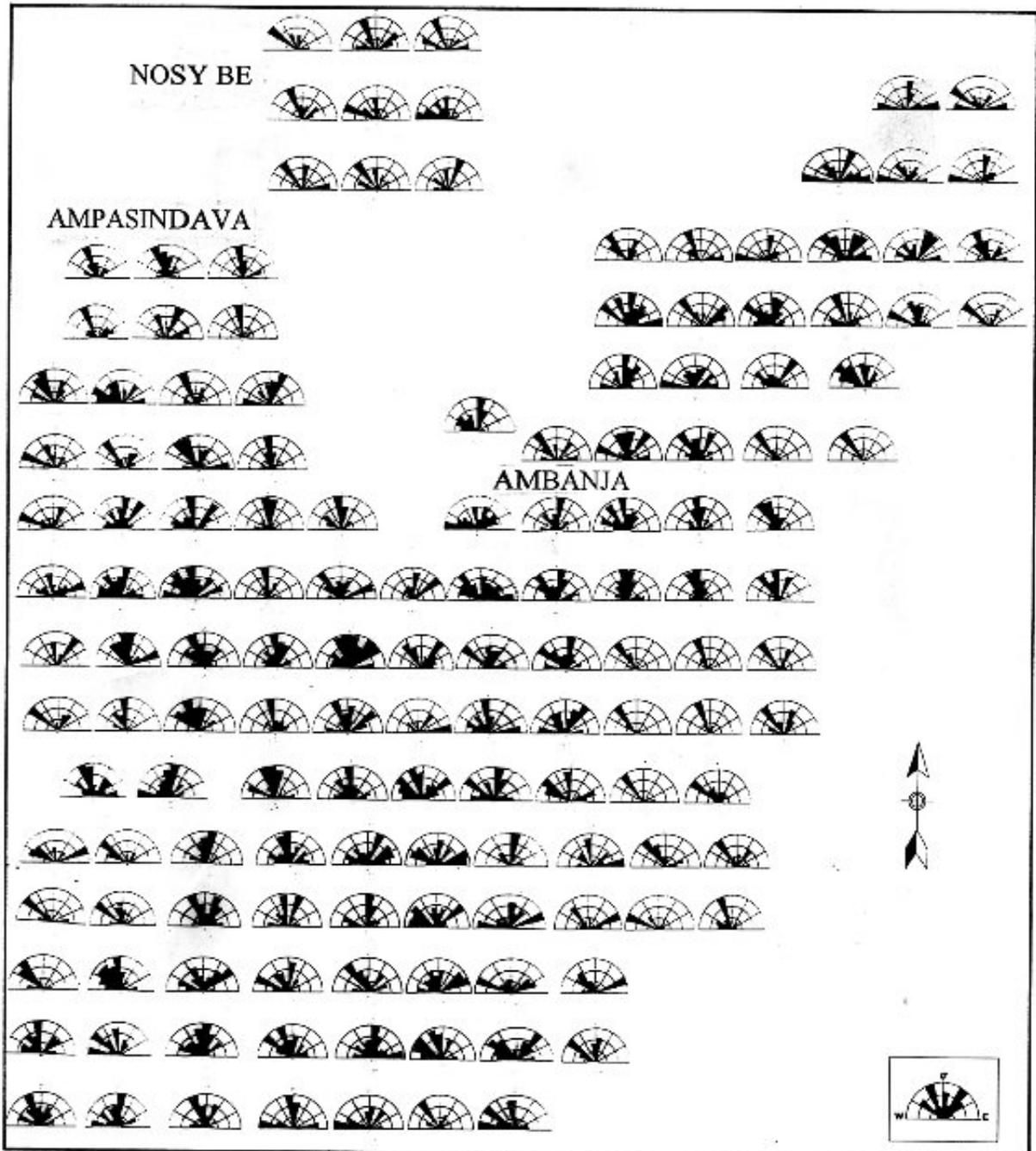


Figura 24. Quadro di unione dei diagrammi a ventaglio delle lineazioni nell'area di Ambanja (ogni diagramma rappresenta una particella di terreno di ~ 10 Km²).

Partendo da queste considerazioni, nelle carte delle lineazioni si possono riconoscere almeno quattro o forse cinque direttrici principali, ognuna delle quali ha probabilmente un preciso significato strutturale.

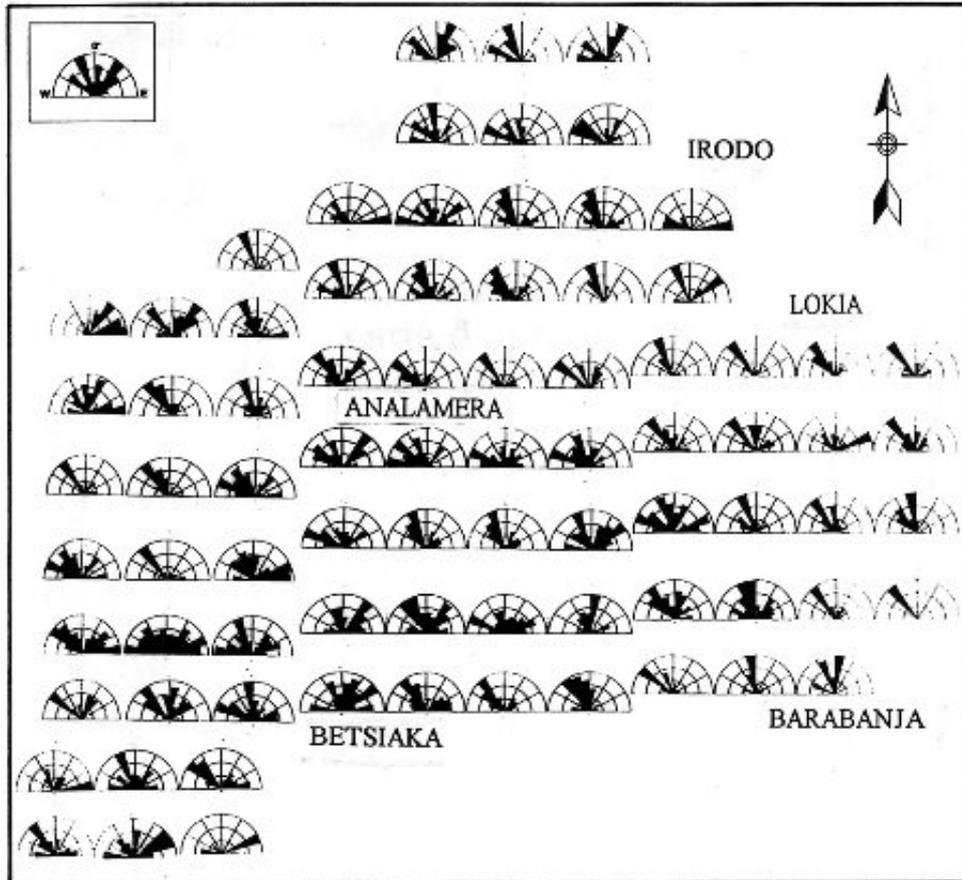


Figura 25. Quadro di unione dei diagrammi a ventaglio delle lineazioni nell'area dell'Analamera (ogni diagramma rappresenta una particella di terreno di ~ 10 Km²).

- **Lineazioni orientate ~ N-S** (fig. 26) -

Area di Ambanja

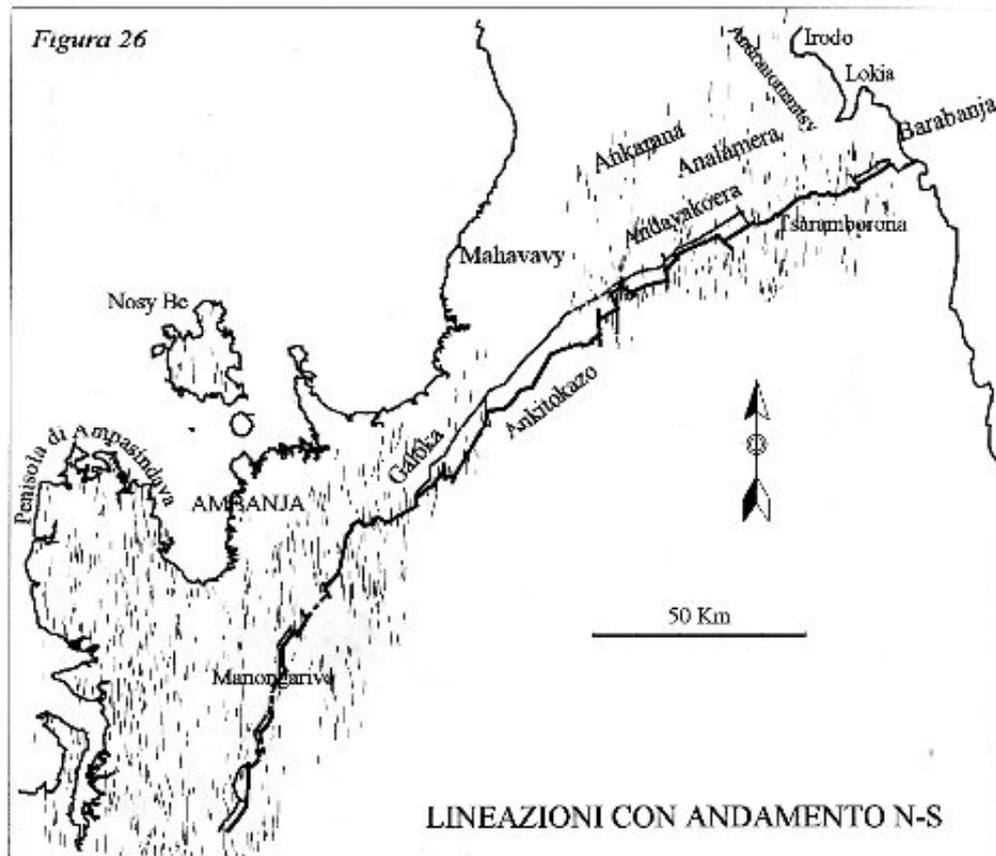
A questa famiglia appartengono due larghe fasce di lineazioni. La più occidentale di queste interessa la penisola di Ampasindava dalla baia di Ampasimena fino a Maromandia (X14°12' Y49°05', fig. 31). L'altra importante fascia di lineazioni è situata nella parte mediana della carta, tra la punta SE di Nosy Be ed il massiccio del Manongarivo. Questi allineamenti probabilmente rappresentano zone di debolezza, riattivate sicuramente dopo l'Oligocene, lungo le quali si sono impostati alcuni dei principali edifici vulcanici (Oligocenici) della penisola di Ampasindava (M. Bezavona X13°55' Y48°03' e M. Ambonimirahavavy X13°46' Y48°05') e dell'Isola di Nosy Be-Manongarivo (allineamento dei vulcani del M. Lokobe, di Nosy Komba, di Ankify e del Manongarivo). Nelle aree

meridionali, come era logico aspettarci, queste due direttrici corrispondono (insieme ad altre lineazioni che vedremo in seguito) anche ad alcune faglie normali che giustappongono il basamento cristallino con i depositi sedimentari permo-triassici. Nelle regioni più orientali le lineazioni sono più omogeneamente distribuite, interessano principalmente il basamento cristallino e frequentemente corrispondono a speroni del basamento stesso (Tav. 1).

Riassumendo, le lineazioni N-S in quest'area corrisponderebbero, almeno in parte, alle faglie bordiere del bacino di Mahajanga settentrionale.

Area dell'Analamera

Anche in questa regione, come nella parte orientale della precedente, si ha una maggiore concentrazione di queste lineazioni nelle regioni dove affiora il basamento cristallino o in prossimità di esso. Queste lineazioni sono abbastanza distribuite, tuttavia è possibile riconoscere almeno tre fasce dove sono relativamente più concentrate (queste fasce sono state messe in evidenza anche dai diagrammi a ventaglio, che in queste località mostrano dei



picchi in questa direzione). La prima di esse, passante tra il plateau dell'Ankarana ed il plateau dell'Analamera interessa, oltrechè il basamento cristallino, anche tutta la coltre sedimentaria almeno fino alle colate basaltiche della M. d'Ambré (~ 10 ma). A questa fascia corrispondono gli allineamenti di alcuni centri eruttivi minori del lato orientale della M. d'Ambré, con altri piccoli centri vulcanici presenti in una valle (allineata anch'essa N-S) ad

Est del plateau dell'Ankarana, ed alcune faglie N-S che dislocano lo zoccolo cristallino e parte dei depositi sedimentari permo-triassici nei pressi di Betsiaka (X13°08' Y49°15'). Le altre due fasce, che per certi aspetti sono anche più evidenti della prima, sostanzialmente delimitano ad Ovest e ad Est il massiccio dello Tsabambohorona, e quindi che separano il bacino permotriassico di Barabanja dal coevo bacino di Ankitokazo.

- *Lineazioni orientate ~ NE-SO o ENE-OSO* (fig. 27) -

Area di Ambanja e dell'Analamera

Rappresentano una delle più diffuse, e sicuramente una tra le più importanti, famiglie di lineazioni presenti su tutto il bordo nordoccidentale del Madagascar. Queste lineazioni, oltre che interessare fortemente lo zoccolo cristallino, si possono osservare con altrettanta frequenza anche nella copertura sedimentaria. A queste corrispondono molte delle più importanti faglie normali che bordano lo zoccolo cristallino, ed altre che dislocano gran parte dei depositi sedimentari. Osservando la carta geologica 1:500.000 di BESAIRIE (1970; Tav. 1), si può notare che gran parte di queste lineazioni sono parallele (soprattutto



nella zona dell'Analamera) al contatto tra basamento cristallino e copertura sedimentaria, è quindi logico pensare che queste, unitamente alle lineazioni N-S, probabilmente

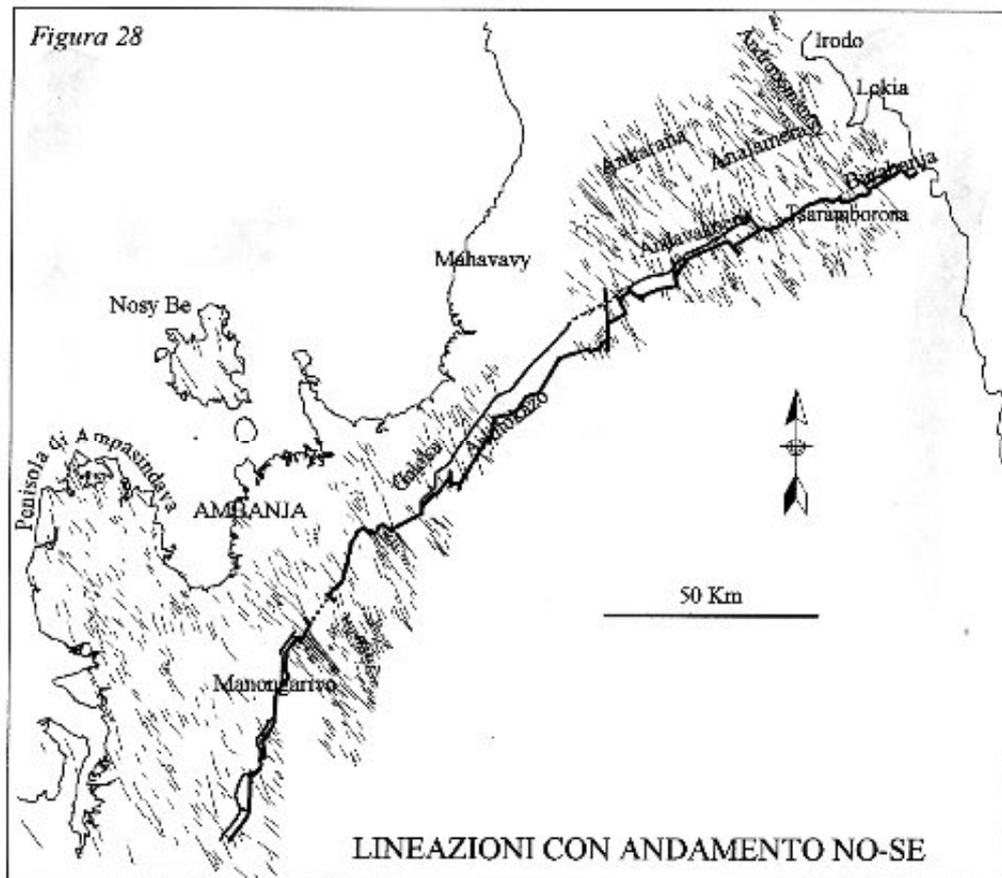
corrispondono sia alle strutture responsabili dell'apertura di questo margine, che a riattivazioni successive.

Nel plateau dell'Anlamera, a questa famiglia di lineazioni se ne sovrappone un'altra, di età sicuramente più recente (legata probabilmente all'attività vulcanica della M. d'Ambré), con orientazione più settentrionale, ed alla quale sono associati alcuni piccoli graben e centri vulcanici.

- **Lineazioni orientate ~ NO-SE** (fig. 28)-

Area di Ambanja e dell'Anlamera

A questa famiglia appartengono le lineazioni più lunghe e continue di tutta l'area esaminata. Nell'area di Ambanja si possono riconoscere almeno tre fasce. La più meridionale attraversa tutta la penisola di Ampasindava, e corrisponde approssimativamente all'allineamento dei vulcani Andranomatavy (X13°40' Y47°59')-Manongarivo lungo una faglia che ribassa il lato occidentale della penisola (vedi Tav. 2). Gli allineamenti più settentrionali corrispondono all'allineamento dei vulcani di M. Passot (Nosy Be), con la penisola di Ankify (X13°35' Y48°21') e la valle del Sambirano, ed all'allineamento dell'isola vulcanica di Nosy Faly (è un'isola stretta e lunga, il cui asse maggiore è allungato in questa direzione) con la penisola di Ambato (X13°23' Y48°29').



Nell'area dell'Analamera queste lineazioni sono molto diffuse, e presentano una dispersione maggiore che nel caso precedente. Le lineazioni aventi un azimut di 55° (come quelle dell'area di Ambanja), ossia parallele alla costa nord-orientale del Madagascar, si trovano principalmente in un'area compresa tra il massiccio dello Tsaramborona e il villaggio di Betsiaka ($X13^\circ08'$ $Y49^\circ15'$). All'interno di questa area si individuano tre fasce rappresentate da lineazioni molto lunghe e generalmente molto continue, alle quali corrispondono alcune delle propaggini della scarpata dell'Analamera (vedi Tav. 4, fig. 31) ed alcuni allineamenti vulcanici (ad esempio l'allineamento della vetta della M. d'Ambré con lago Tanavo ed il M. Ampatsoa). Le lineazioni con azimut di $\sim 45^\circ$ vengono distinte dalle altre, oltre che per la diversa orientazione, soprattutto per il fatto che queste, con buona probabilità, sono l'espressione di una fase tettonica più recente (legata forse all'attività magmatica post-oligocenica), come dimostrano i rilievi relativamente giovani legati a queste lineazioni (ad esempio il graben di Andranomantsy). In alcuni casi si può osservare che queste lineazioni corrispondono a faglie trascorrenti destre (graben di Andranomantsy), mentre per le altre lineazioni, nonostante che il loro legame con le faglie sia stato accertato, non è stato mai possibile individuare dei movimenti traslatori tuttavia, come vedremo successivamente (PARTE III), è possibile ipotizzare che queste strutture siano legate a movimenti trascorrenti sinistri, ed in seguito riattivate come faglie normali o trascorrenti destre.



- *Lineazioni orientate ~ E-O* (fig. 29)-

Area di Ambanja e dell'Analamera

Sono le lineazioni meno diffuse e di più difficile interpretazione. Nell'area di Ambanja si trovano in una fascia, relativamente ampia, che occupa la parte meridionale della carta, ed in due strette fasce che attraversano la penisola di Ampasindava e che proseguono fino nei pressi di Ambanja. Nell'area dell'Analamera invece sono prevalentemente limitate all'area mediana della carta. Queste lineazioni non sembrano essere legate a nessun tipo di struttura o allineamenti vulcanici importanti. Considerando anche la loro scarsa frequenza, si può ipotizzare che queste siano associate a strutture minori. In alcuni casi queste fasce sembrano avere un andamento sigmoidale (visibile abbastanza bene nell'area dell'Analamera, tra il plateau dell'Ankarana ed il massiccio di Tsrambohorona; fig. 29 e fig. 31). Se così fosse, queste lineazioni potrebbero essere correlate a strutture tipo en échelon legate ad un movimento trascorrente sinistro delle strutture NO-SE accennate precedentemente (fig. 31).

2.5.2) CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

All'analisi delle lineazioni è seguito il confronto tra l'andamento delle faglie del basamento cristallino e quelle che interessano la coltre sedimentaria. Per fare ciò sono stati riportati su due diagrammi a ventaglio i dati delle faglie (direzione e lunghezza) ricavati dalla carta geo-

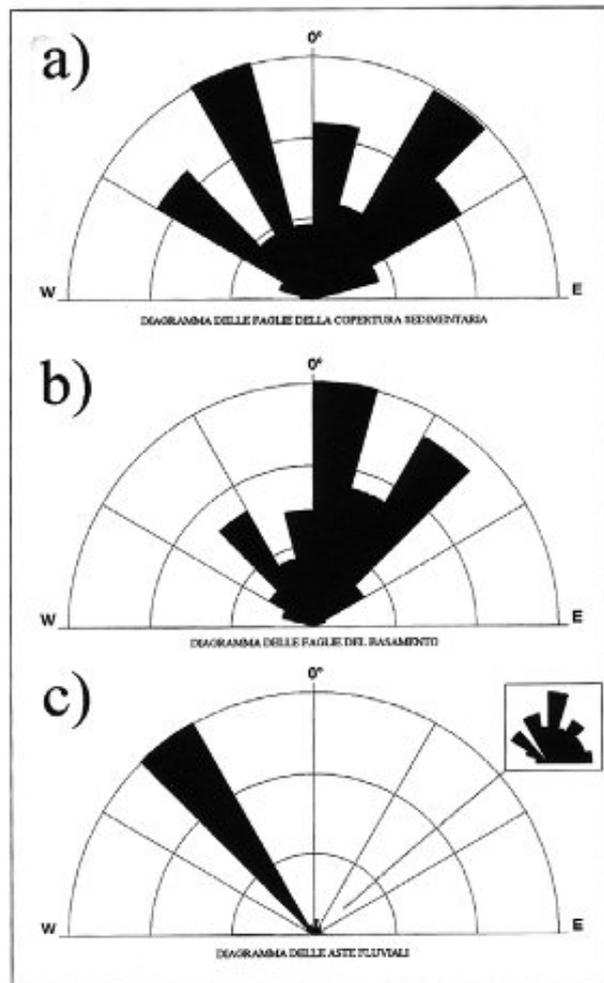
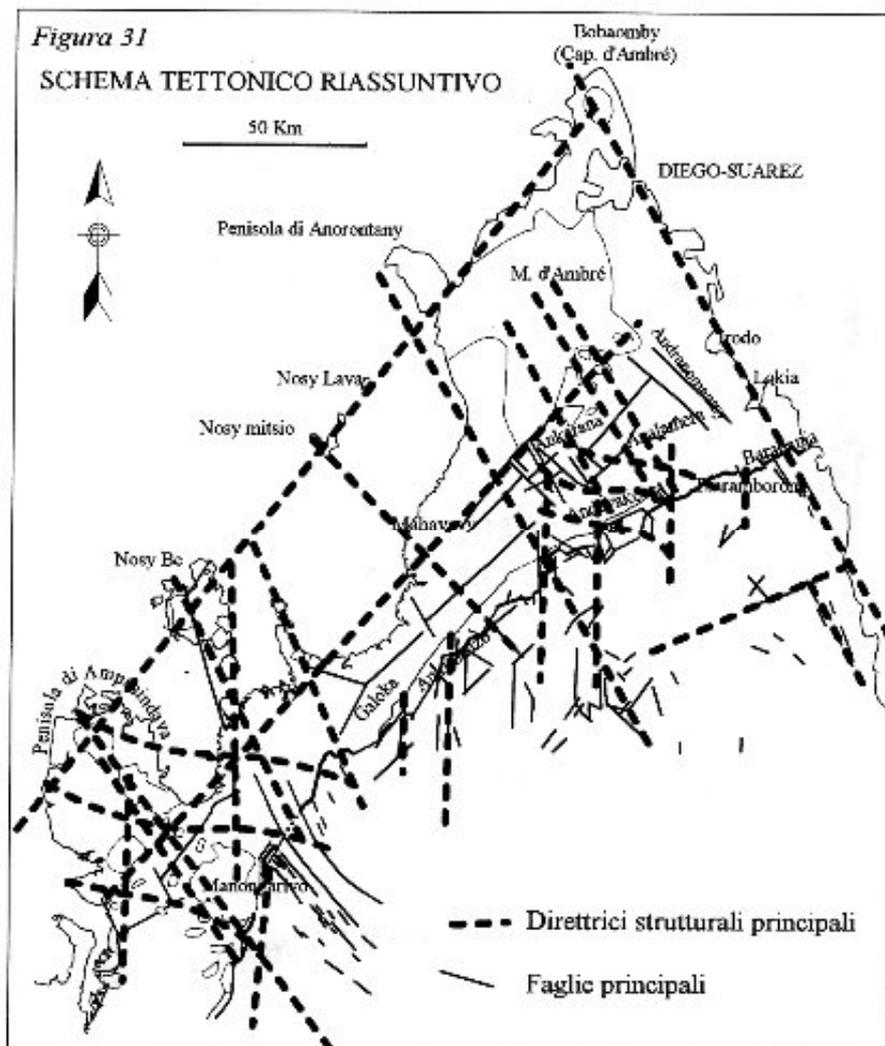


Figura 30. Diagrammi a ventaglio riguardanti:
a) l'orientamento delle faglie interessanti solo la copertura sedimentaria (da letteratura);
b) l'orientamento delle faglie del basamento cristallino (da letteratura);
c) l'orientamento delle aste fluviali dei principali corsi d'acqua che attraversano il basamento cristallino a N del 15° parallelo (il riquadro in alto a destra mostra un ingrandimento della parte centrale del diagramma).

logica in scala 1:500.000 di BESAIRIE (1970; Tav. 1). Nel primo diagramma (fig. 30a) sono stati riportati i valori delle faglie del basamento, nell'altro diagramma (fig. 30b) i valori delle faglie della copertura. Appare subito evidente come nel basamento cristallino le direttrici N-S e quelle NE-SO rappresentino degli elementi molto importanti, mentre le direttrici NO-SE sono poco evidenti. Al contrario, nella copertura sedimentaria quest'ultime, insieme alle NE-SO rappresentano i trend principali, mentre le direttrici N-S sono legate principalmente ai depositi permiani.

In base a quanto ipotizzato precedentemente, ossia sul significato di faglia trascorrente sinistra delle lineazioni NE-SO, appare abbastanza strano che queste non proseguano nel basamento cristallino. Per chiarire meglio questo aspetto sono state analizzate, con lo stesso metodo, anche le principali aste fluviali che attraversano il basamento cristallino in questa parte del Madagascar. Il diagramma che ne è risultato è abbastanza significativo (fig. 30c). In primo luogo si può notare una forte relazione tra



l'orientamento delle aste fluviali e quello delle faglie (la parte centrale di questo diagramma, vedi particolare di fig. 30c, presenta molte similitudini con quello delle faglie del

basamento), ma la cosa che più colpisce è la direttrice NO-SE che qui è particolarmente evidente. Ciò può essere dovuto ad un tiltaggio generale verso NO dell'area in questione, ma più probabilmente alla presenza di zone di debolezza più fresche delle altre, che hanno favorito l'impostarsi di corsi d'acqua in questa direzione.

Il significato di tutto questo si può riassumere nei seguenti punti:

- 1) Le direttrici N-S si sono quasi sicuramente antecedenti o coeve alle prime fasi sedimentarie permiane.
- 2) Le direttrici NE-SO, interessando sia la copertura sedimentaria (fino a termini molto recenti) che il basamento, ed essendo generalmente parallele ad esso, probabilmente sono legate al rifting di questo margine.
- 3) Le direttrici NO-SE, che marcano le strutture molto continue posteriori ad altre direttrici, probabilmente sono in relazione con una fase tettonica più recente legata al drifting tra Madagascar ed Africa orientale (vedi PARTE III).

2.5.3) RELAZIONI TRA UNITA' DEPOSIZIONALI E TETTONICA PERMO-GIURASSICA

La storia sedimentaria permo-giurassica di questo bacino è caratterizzata essenzialmente da tre fasi principali.

I° FASE - Apertura ed evoluzione dei bacini permo-triassici.

Da questa fase hanno origine i bacini di Barabanja, Ankitokazo e di Ambahatra. E' testimoniata dalla presenza di una importante superficie di discontinuità, che mette in contatto i depositi permo-triassici con le sovrastanti Arenarie dell'Isalo I. Delle discordanze meno importanti, e la presenza di facies grossolane al contatto con il basamento, sono la manifestazione di attività tettonica avvenuta nelle prime fasi evolutive di questi bacini (fig. 3), e che è probabilmente legata anche alla loro espansione successiva.

II° FASE - Evoluzione del bacino dell'Isalo I.

A questa fase corrisponde la deposizione delle arenarie dell'Isalo I, e la soglia di Ampasindava diviene un importante elemento strutturale (fig. 7 e 33). E' interessante notare come la deposizione delle Arenarie dell'Isalo I avvenga contemporaneamente su tutti e tre i principali bacini sedimentari del Madagascar (fig. 112), testimoniando un periodo di subsidenza generale comune per tutti questi bacini del Trias medio-Giurassico inferiore. Come si può vedere dallo schema stratigrafico (fig. 7), lo spessore dell'Isalo I non presenta, generalmente, forti variazioni (personalmente non ritengo attendibili i valori di 2000 m di spessore riportati in letteratura, in quanto che questo dato viene spesso riportato o in aree molto tettonizzate, come nei pressi della valle del Sambirano, o dove esistono ampie zone di copertura, come la foce del Lokia), fatta eccezione che in corrispondenza della soglia di Ampasindava (fig. 37). Questo fa pensare ad un bacino il cui tasso di subsidenza è

omogeneo su tutta l'area, soprattutto che non viene influenzato dalle precedenti aree in subsidenza costituite dai bacini permo-triassici precedentemente citati.

III° FASE - Evoluzione dei bacini giurassici

Dal Lias superiore al Giurassico superiore tasso di subsidenza aumenta maggiormente in alcune aree piuttosto che in altre (fig. 7-9). In alcune zone, dove la subsidenza era probabilmente minore, ma non compensata dalla sedimentazione si aveva lo sviluppo di facies marine (nelle aree NE). Le facies transizionali (presenti nelle aree meridionali) si depositavano probabilmente in corrispondenza di un'area in forte subsidenza, come testimoniato dal loro considerevole spessore (circa 3000 m dalla letteratura; fig. 9). Secondo RERAT (1964) e BESAIRIE (1972), in questo periodo ci sarebbe stato un ulteriore sollevamento del basamento cristallino, il quale avrebbe dato luogo ad un contatto disarmonico tra l'Isalo I e i depositi successivi, causando la messa in posto per scollamento e scivolamento gravitativo del plateau dell'Ankarana. Osservando sia su foto aeree che in campagna l'area descritta da questi autori (villaggio di Anjakely X12°53' Y49°19'), si è potuto accertare la presenza di strati piegati in questa area, ma sembrano essere legati più alla presenza di una faglia di direzione NE-SO che ribassa il lato meridionale, che non ad una discordanza angolare, in quanto questo motivo è molto limitato arealmente, ed inoltre nelle aree circostanti non c'è traccia di discordanze angolari (Tav. 4).

Le tre fasi sedimentarie descritte sono probabilmente il risultato di altrettante fasi tettoniche. Partendo da questo presupposto, si cercherà di dare un significato, in termini di evoluzione strutturale del bacino, ai vari trend di lineazioni e di faglie presenti in questo bacino e nelle aree limitrofe.

Le direzioni N-S, considerando che interessano principalmente il basamento cristallino ed i depositi permiani, e che quasi mai dislocano i terreni post-Trias inferiore (Isalo I), è molto probabile che corrispondano ad una fase tettonica legata principalmente all'apertura e all'evoluzione dei bacini permotriassici (I° fase).

Le faglie con orientamento NE-SO, ossia quelle con andamento parallelo al bordo del bacino, potrebbero essere connesse ad una seconda fase tettonica, a cui è legata l'evoluzione dei bacini del Triassico medio-superiore, del Giurassico e probabilmente anche del Cretaceo inferiore, ossia alla fase di rift-drift che ha dato origine al Canale di Mozambico.

Le faglie con direzione NO-SE, hanno probabilmente una storia più complessa. E' probabile che corrispondano a antiche zone di debolezza presenti nel basamento cristallino (legate all'orogenesi Mozambicana), riattivate come faglie trasformati sinistre durante la fase di drift.



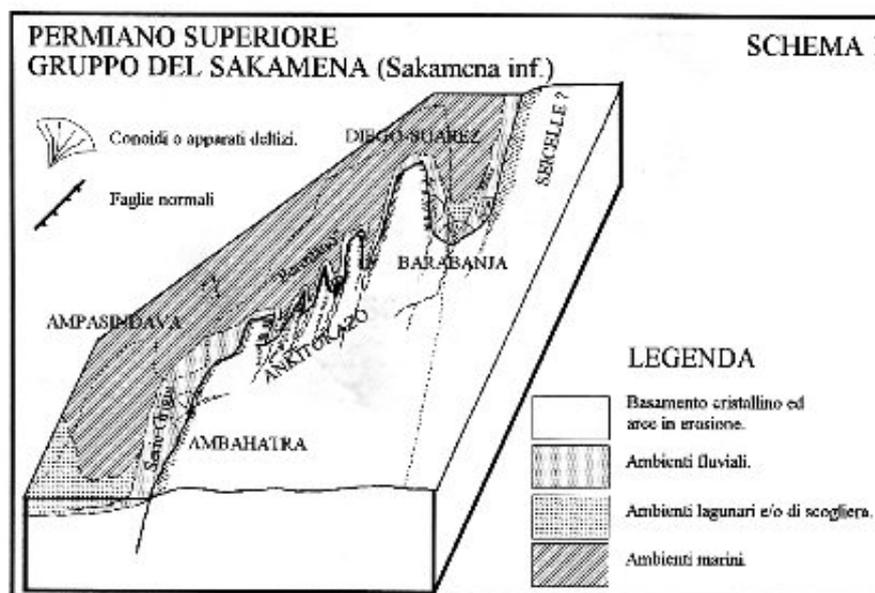
Figura 32. Principali toponimi e siti geologici del bacino di Diego-Suarez (da BESAIRIE, 1972).

2.6) MODELLI PALEOGEOGRAFICI DEL BACINO DI DIEGO-SUAREZ

2.6.1) PERMIANO (schema 1)

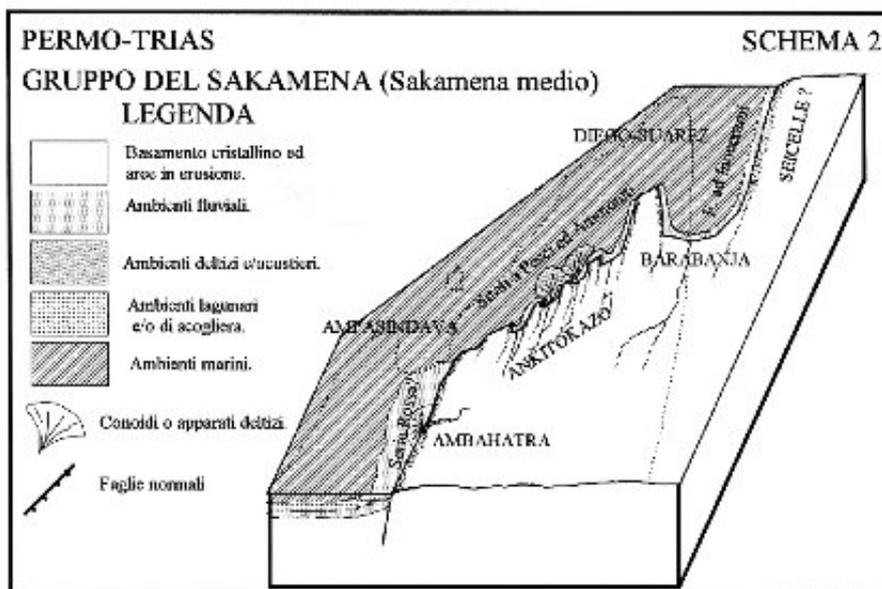
Durante il Permiano, nelle estreme regioni settentrionali del Madagascar, si formarono e svilupparono i bacini della I° fase del rift dell'Africa orientale. Questi bacini tipo strike-slip, si originarono in seguito allo sviluppo del sistema di faglie trascorrenti sinistre orientate a NE-SO (vedi fig. 114), presenti sul continente africano. Il loro asse maggiore era probabilmente orientato N-S, ed erano connessi ad uno stretto braccio di mare che si estendeva dalla Tetide fino al Madagascar meridionale (vedi prossimi capitoli). Lo schema qui rappresentato (schema 1) è estremamente ipotetico, in quanto i soli dati stratigrafici e strutturali in nostro possesso, provengono dalla stretta fascia di affioramenti più volte citata nei precedenti paragrafi. Nel bacino di Ambahatra le facies marine vengono supposte ipotizzando che la connessione dei bacini marini del Madagascar meridionale con la Tetide fosse ubicata tra la costa occidentale del Madagascar e quella orientale dell'Africa, questo è testimoniato dalla presenza di faune tipiche della Tetide nel bacino di Morondava. La connessione probabilmente avveniva mediante una serie di bacini distensivi, connessi tra loro e legati alla

fase tettonica precedentemente citata. In questo quadro paleogeografico gli altri bacini (Ankitokazo e Barabanja), probabilmente rappresentavano strette insenature che si aprivano verso Nord, e che erano caratterizzate da storie sedimentarie sensibilmente diverse.



2.6.2) PERMO-TRIAS (schema 2)

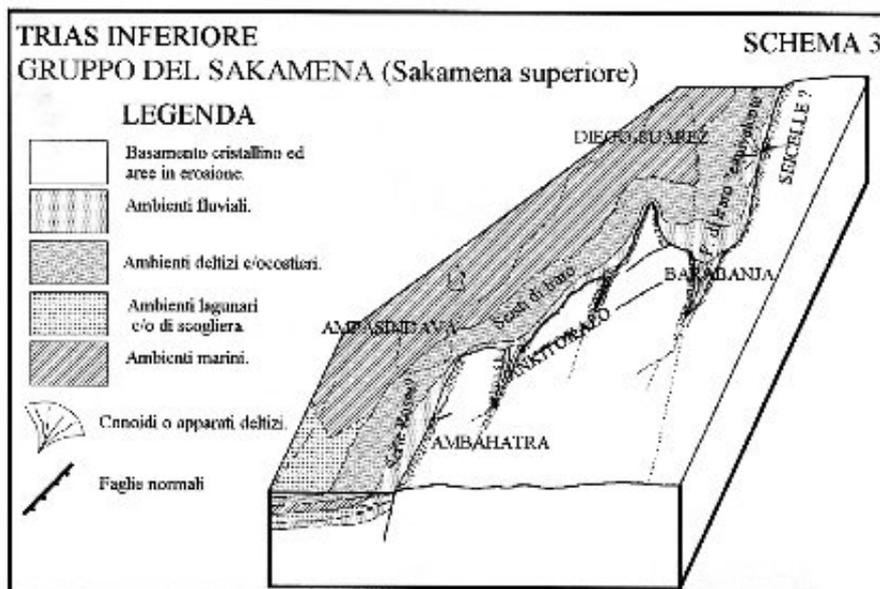
La tettonica in queste prime fasi è molto attiva (come testimoniato dalle discordanze angolari che separano i depositi permiani da quelli permo-triassici), ed è legata al rift tra Madagascar e l'Africa orientale. I bacini di Ankitokazo e Barabanja tendono ad allargarsi e ad avere depositi più francamente marini. Al contrario nel bacino di Ambahatra la



deposizione di facies continentali è ancora attiva, anche se nelle aree più occidentali di questo bacino, è ipotizzabile la presenza di facies marine (vedi discussione precedente).

2.6.3) TRIASSICO INFERIORE (schema 3)

Nel Triassico inferiore continua la deposizione di facies marine rappresentate dagli strati a Flemingites, da quelli a "pesci ed ammoniti", e successivamente da un'altra unità con caratteristiche più costiere (Scisti di Iraro). Il bacino continua ad essere in lenta subsidenza, e la maggior parte degli alti strutturali del basamento cristallino, che suddividevano la fascia costiera in piccoli sottobacini, vengono sommersi. Solo i due più importanti horsts, che



separavano, anche se in maniera discontinua, il bacino di Ambahatra da quello di Ankitokazo, e quest'ultimo bacino di Barabanja, costituivano ancora degli importanti elementi fisiografici.

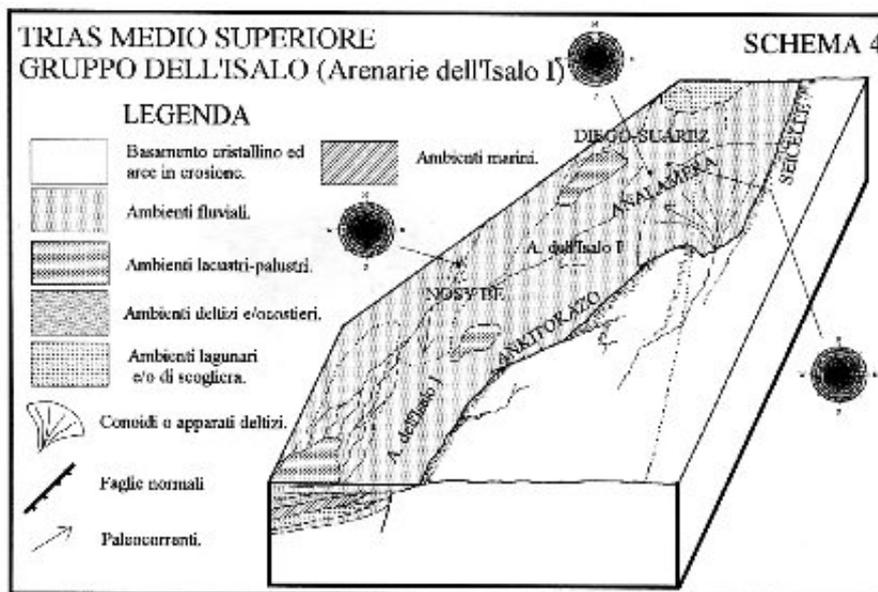
Da questo intervallo di tempo in poi, il bacino di Diego-Suarez inizia a perdere la propria individualità, in quanto un cambiamento del

regime geodinamico dell'area lega la sua evoluzione strutturale e stratigrafica a quella del bacino di Mahajanga. I bacini permo-triassici si svilupparono principalmente su direttrici N-S (fig. 31), mentre le faglie orientate da NE a SO erano strutture prevalentemente trascorrenti (fig. 114). Da questa fase in poi, queste ultime strutture agiscono come faglie normali, alle quali è legata la subsidenza triassica dei bacini di Diego-Suarez, di Mahajanga, e del bacino di Mogadiscio in Somalia.

2.6.4) **TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 4)

Questo intervallo di tempo è caratterizzato da un generale aumento di energia dei sistemi deposizionali su tutto il margine malgascio ed Est africano e dalla deposizione di facies prevalentemente fluviali e lacustri. Questa fase, probabilmente legata allo sviluppo dei rift, è rappresentata dalla deposizione delle Arenarie dell'Isalo I (generalmente discordanti sui depositi permo-triassici), che costituiscono il riempimento di tutti i bacini costieri del margine occidentale del Madagascar. La deposizione di questa unità testimonia un periodo di intensa attività tettonica su tutto il margine, dando luogo alla formazione e allo sviluppo dei bacini di Mahajanga e di Diego-Suarez, e ad una nuova fase di subsidenza tettonica nel bacino di Morondava.

Durante la deposizione delle Arenarie dell'Isalo I, il bacino di Diego-Suarez presenta ancora (almeno durante le prime fasi) una soglia di basamento cristallino che lo "separava"



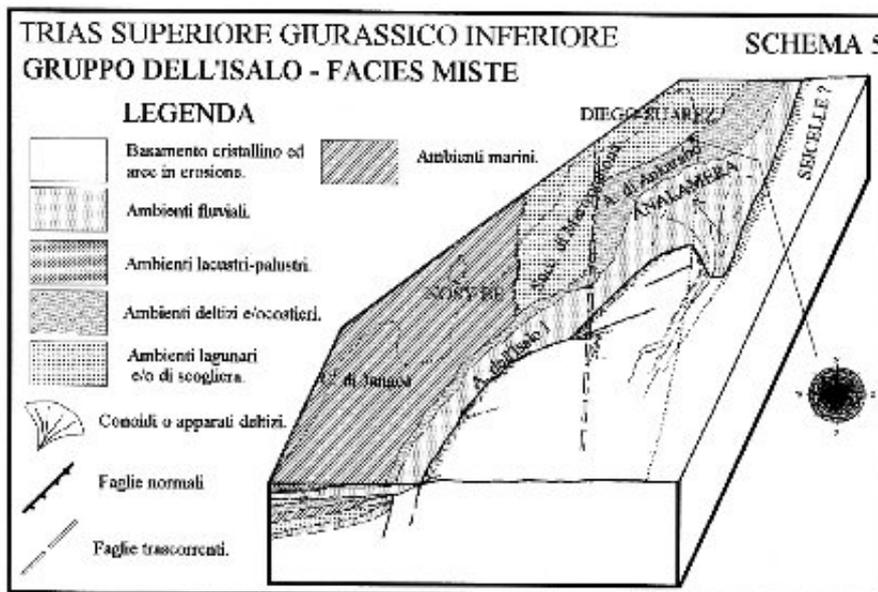
parzialmente dal bacino di Mahajanga. Questo elemento strutturale era ubicato a Sud della penisola di Ampasindava (fig. 37), in corrispondenza del quale le Arenarie dell'Isalo I si presentano con uno spessore fortemente ridotto. Inoltre, le direzioni delle

paleocorrenti misurate nelle Arenarie dell'Isalo I del plateau dell'Analamera (vedi schema 4), indicano provenienze dai settori orientali verso quelli occidentali, ove, molto probabilmente era ubicata la zona depocentrale del bacino, mentre quelle dell'isola di Nosy Be indicano ap-

porti dalle regioni settentrionali, le cui aree di alimentazione erano probabilmente prossime alla regione dei Bur (Somalia), oppure erano legate a caratteri morfologici locali.

2.6.5) TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE (schema 5)

Durante questa fase continua la lenta subsidenza del bacino di Diego-Suarez, fino a che questo viene interessato da un'ingressione marina. L'entità di quest'ultima è testimoniata dalla grande diffusione della deposizione dei Calcari di Jangoa (del Toarciano) nelle aree meridionali, dalla deposizione delle arenarie transizionali di Ankarabo nelle aree Nord orientali, e dalle Facies Miste della successione di Marivorahona nella zona a Sud dell'Ankarana. Il tasso di subsidenza molto probabilmente non era omogeneo su tutto il bacino, ma esisteva una stretta fascia, individuabile tra la penisola di Ampasindava ed il delta del Mahavavy, la quale iniziava ad essere più rapidamente subsidente delle aree circostanti.



La fase tettonica di rifting, che ha dato origine alla deposizione delle Arenarie dell'Isalo I nei bacini del Madagascar, è giunta quasi al termine della sua evoluzione. E' molto probabile che già dal Lias superiore inizi a delinearsi il drift tra Madagascar e

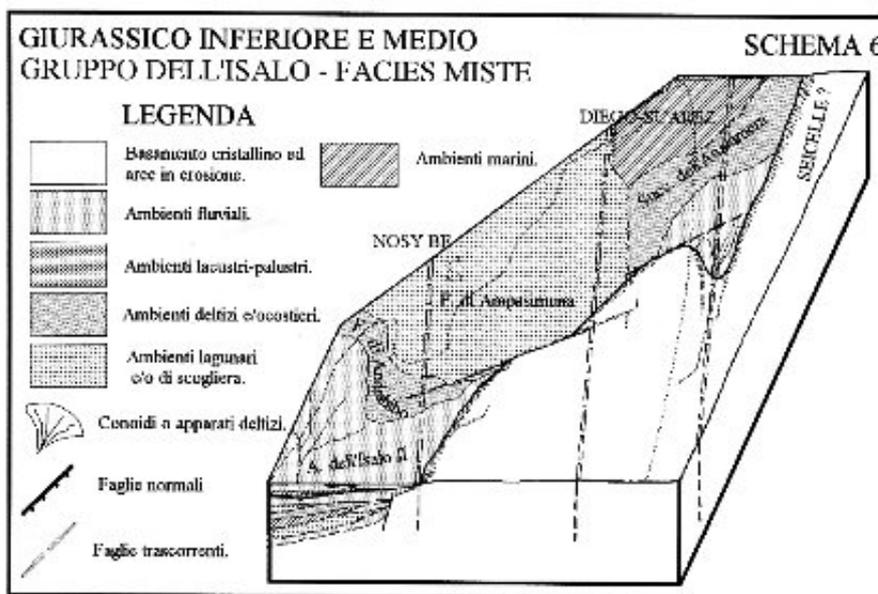
Africa orientale, che si svilupperà successivamente (dal Giurassico medio al Cretaceo inferiore) dando origine ad un trend di faglie trascorrenti con direzione NO-SE che dislocano lo zoccolo cristallino. Le aree più subsidenti accennate precedentemente, potrebbero essere legate proprio alle prime fasi di questo nuovo evento geodinamico (fig. 113).

2.6.6) GIURASSICO INFERIORE E MEDIO (schema 6)

E' caratterizzato principalmente da un forte aumento del tasso di subsidenza delle aree comprese tra la penisola di Ampasindava ed il delta del Mahavavy. Si depositavano in questa zona le Facies Miste e i loro equivalenti laterali. Le Facies Miste, tipiche di ambienti

lagunari e deltizi, caratterizzano la deposizione nelle aree maggiormente subsidenti (fig. 9). Il loro tasso di sedimentazione è in equilibrio con quello di subsidenza, dando così origine a successioni sedimentarie molto potenti e con caratteristiche generalmente omogenee. Nelle regioni più meridionali, in corrispondenza della soglia con il bacino di Mahajanga (ubicata approssimativamente ad Est della baia di Mahajamba), queste unità sono laterali ad altre di ambiente più francamente continentale (Formazione di Komamery, Isalo II-III) ed aventi spessori più ridotti. Più a Nord, le Facies Miste sono transizionali ad unità marine e/o costiere.

All'inizio di questo periodo probabilmente iniziano a formarsi i primi lembi di crosta oceanica, e si impostano le principali faglie trasformati. E' molto probabile che proprio i primi



movimenti lungo queste strutture, siano la causa principale delle aree con forte tasso di subsidenza adiacenti ad altre molto meno subsidenti. Si può osservare (fig. 112, 113) che l'area di deposizione delle Facies Miste coincide con un'area confinata tra due

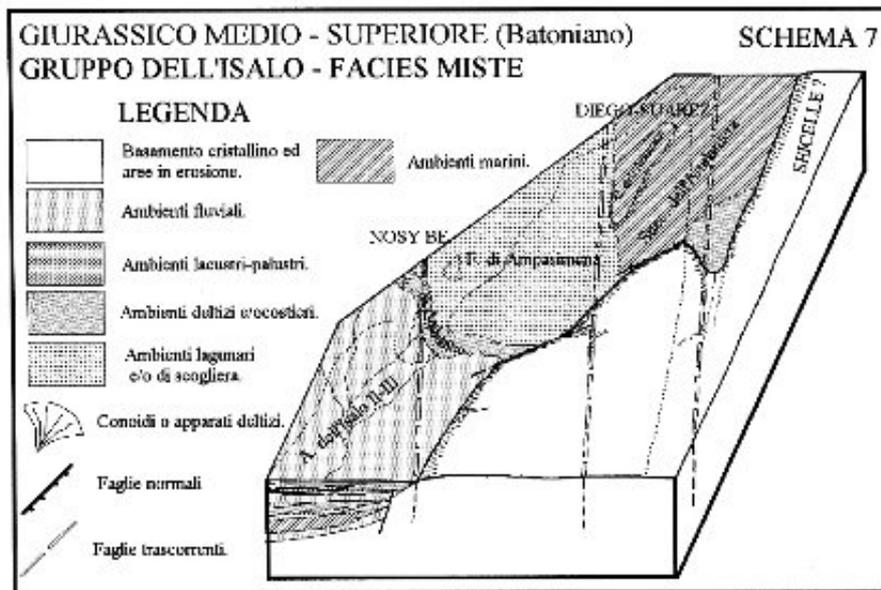
grandi lineazioni: sul lato meridionale la lineazione che si estende dalla penisola di Ampasindava al villaggio di Fénériver (X17°21' Y49°25') sull'Oceano Indiano, e sul lato settentrionale quella Bobasakoa (X12°47' Y48°58')-Masoala (~X15°40' Y50°00'). Questi lineamenti, molto probabilmente corrispondono al proseguimento su crosta continentale delle faglie trasformati che si stavano formando al largo della costa dei bacini di Mahajanga e Diego-Suarez.

2.6.7) GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE (schema 7)

Dal Giurassico medio in poi (con certezza dall'anomalia M 25) tra la costa Est africana e quella malgascia si viene a formare uno stretto oceano. Nel bacino di Diego-Suarez non esistono più aree con tassi di subsidenza molto differenziati tra loro: tutto il bacino presenta una subsidenza più o meno omogenea. Questo cambiamento può essere dovuto alla maturazione della fase di drifting iniziata nel Lias superiore. In altre parole, con la formazione della

crosta oceanica, e con la deriva dalla zona di dorsale delle aree continentali, i bacini che si trovavano su questi margini tendevano a sprofondare omogeneamente, risentendo molto più della subsidenza termica che non di quella tettonica, la quale era la responsabile principale della subsidenza differenziata citata nello schema precedente.

Lo schema deposizionale durante questo periodo non differisce molto dal precedente. Si riconoscono ancora le tre aree deposizionali viste precedentemente, ossia quella delle Arenarie dell'Isalo II-III, quella delle Facies Miste e quella prevalentemente marina dell'Ankarana-Analamera. La differenza principale è nella maggior diffusione delle arenarie continentali (o deltizie?) dell'Isalo II-III - Formazione di Komamery, che progredendo verso le regioni più settentrionali (probabilmente a causa della diminuzione del tasso di subsidenza di tali aree), vanno ad interessare parte delle aree dove precedentemente si depositavano le Facies Miste.



3) BACINO DI MAHAJANGA

3.1) INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE

Geograficamente questo bacino si estende dalla penisola di Ampasindava fino a Capo St. André (fig. 1). All'interno di esso si riconoscono numerosi elementi morfologici rappresentati dai plateaux calcarei di Namoroka, di Kelifely e dell'Ankara, dalla grande cuesta basaltica dell'Antanimena-Ankarafantsika-Bongolava-Manasamody e da quella costiera di Mitsinjo-Mahamavo-Baia di Narinda (fig. 33), entrambe immergenti di pochi gradi verso i settori Nord-occidentali. A Sud il bacino è delimitato dal domo cristallino di Bekodoka.

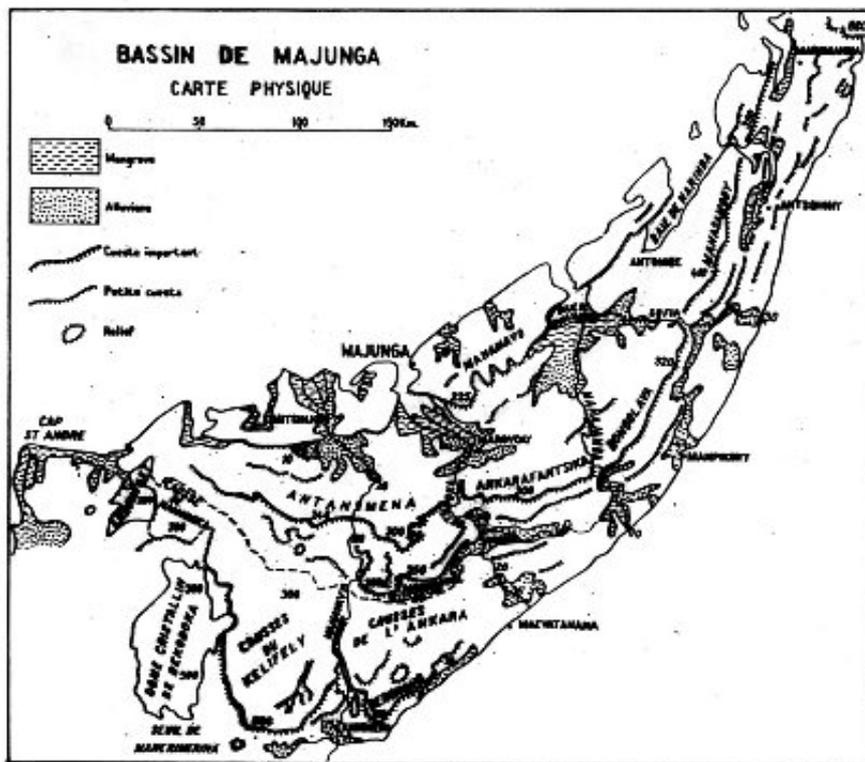


Figura 33. Principali elementi geomorfologici del bacino di Mahajanga (da BE-SAIRIE, 1972).

dal massiccio del Manongarivo (a Nord) fino ad oltre Maevatanana (a Sud). Più ad Ovest, parallelamente a questa, corre la grande faglia di Ambondromamy ($X16^{\circ}22' Y47^{\circ}11'$), conosciuta in letteratura anche con il termine di Flessura Interna, la quale è messa in evidenza da un forte gradiente gravimetrico, corrispondente ad un ripido approfondimento del basamento cristallino, che viene ribassato di oltre 1000 (2000) m nel settore occidentale, e probabilmente corrisponde alla faglia di Ankaramy della penisola di Ampasindava. Questa

I principali elementi strutturali, conosciuti soprattutto grazie alle numerose campagne geofisiche (fig. 34) e alle prospezioni petrolifere condotte tra gli anni 60' e 70', sono costituiti dalla grande faglia bordiera, che delimita il bacino sedimentario dal basamento cristallino, e che si estende dal

faglia ha agito prima e dopo la deposizione delle Arenarie dell'Isalo I (molto probabilmente è coeva con la deposizione del Gruppo di Sakamena, fig. 36) dando luogo alle notevoli variazioni di spessore di questa unità. Altre importanti strutture sono rappresentate dalla Flessura Costiera (fig. 35), estesa dalla penisola di Narinda fino al massiccio cristallino di Ambohipaky ($X16^{\circ}24' Y44^{\circ}59'$), e che costituisce un nuovo approfondimento dello zoccolo cristallino (anche questo ben marcato dalla gravimetria) interpretato come l'espressione del

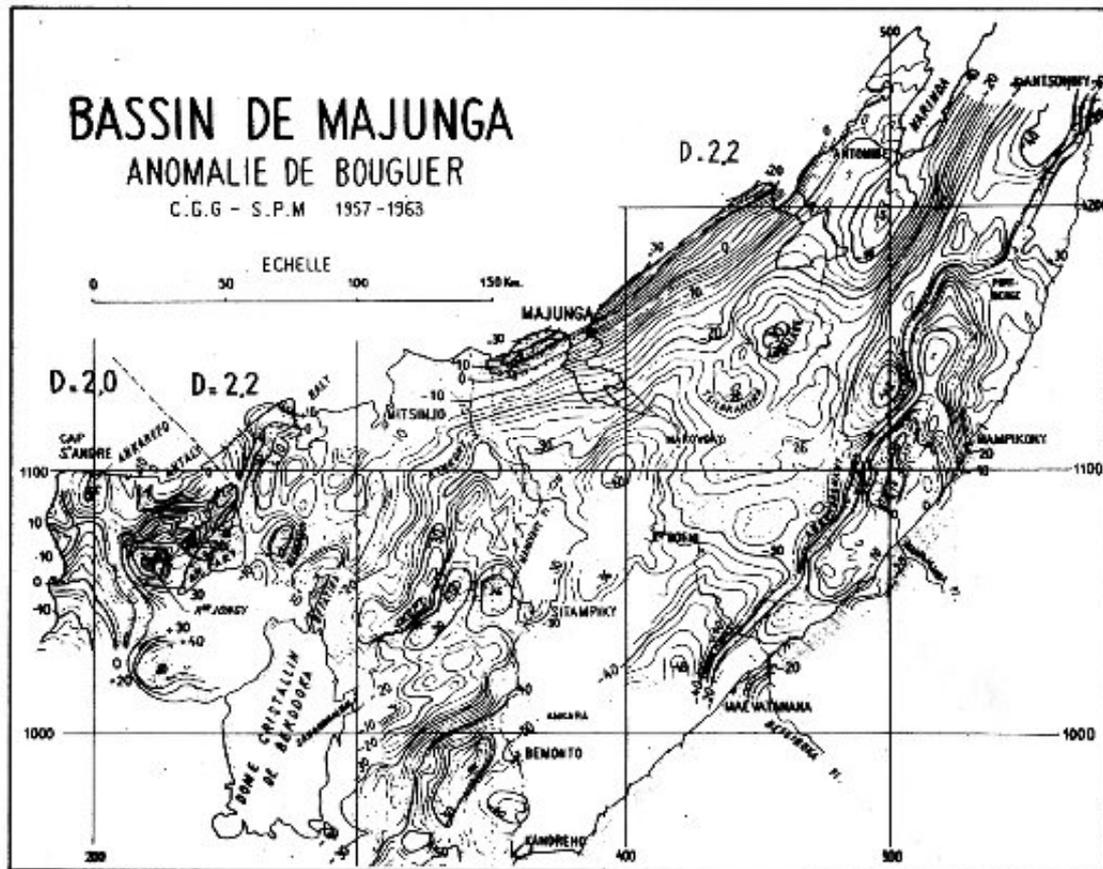
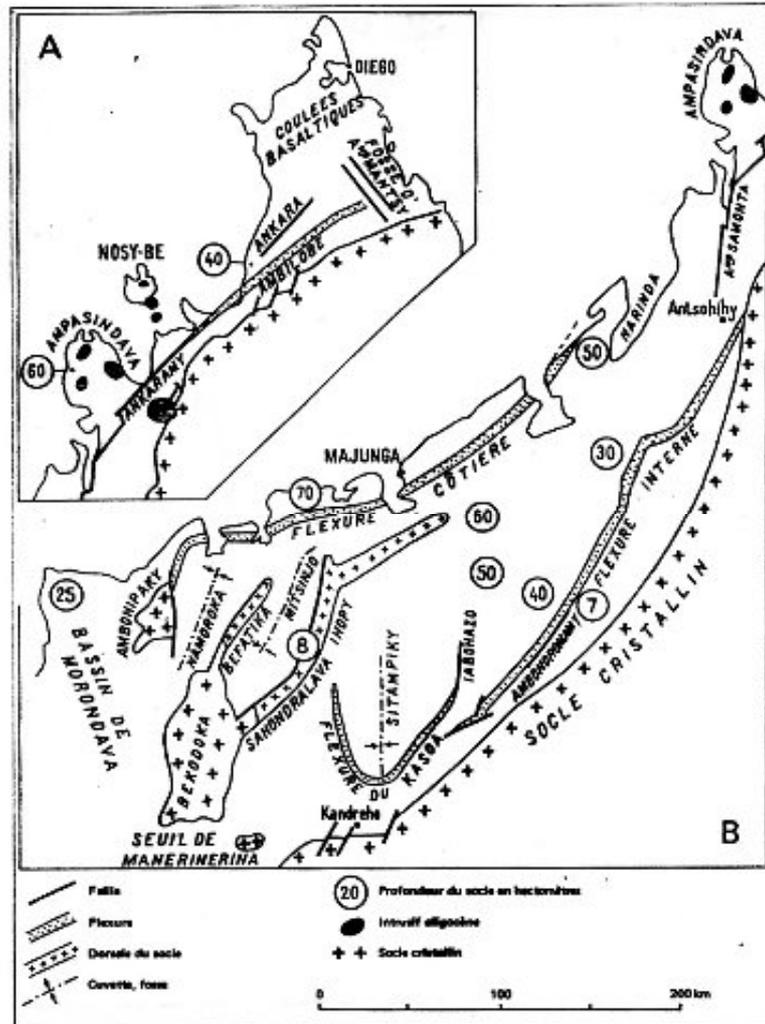


Figura 34. Carta delle anomalie di Bouguer del bacino di Mahajanga (da BESAIRES, 1972).

passaggio tra il dominio cratonico a quello oceanico (BESAIRE 1972), e dall'horst di Makaraingo-Bekodoka-Cap St. André che delimita il bacino a Sud. All'interno del bacino, la struttura che spicca maggiormente è l'horst di Sahondralava-Ihopy, sviluppatosi a partire dal Lias superiore (fig. 35).

La successione sedimentaria di questo bacino inizia con la deposizione del **Gruppo del Sakamena** affiorante solo a Sud della penisola di Ampasindava, ed individuata ad Ovest della faglia di Ambondromamy nella regione di Marovay ($X16^{\circ}09' Y46^{\circ}41'$, Permiano superiore-Triassico inferiore), costituito principalmente da due corpi arenacei separati da argilliti fossilifere per uno spessore complessivo di circa 300 m. Una debole discordanza angolare separa il Sakamena Group dal sovrastante **Gruppo dell'Isalo**, costituito da

arenarie continentali grossolane a stratificazione incrociata povere in fossili, la cui deposizione è iniziata probabilmente nel Triassico medio ed è continuata fino al Giurassico inferiore, per uno spessore massimo di circa 600-800 m. L'emersione dell'horst di Sahondralava-Ihopy e di altre strutture minori, alla fine del Giurassico inferiore, condiziona fortemente la storia sedimentaria del bacino dando luogo a significativi cambiamenti di facies. Il Toarciano, caratterizzato da marne, calcari e argilliti è presente solo nel bacino meridionale. Dal Giurassico inferiore



al medio le condizioni marine divengono stabili (procedendo da sud verso nord). Nella parte settentrionale del bacino, la deposizione delle arenarie dell'Isalo continua fino al Bajociano (Isalo II-III). L'intervallo Bajociano-Batoniano è caratterizzato dalla deposizione di arenarie calcaree. Fasi continentali e marine si alternano in questo periodo, fino a che non si stabilizzano quest'ultime nel Calloviano. Nel bacino meridionale si trovano argilliti fossilifere con strati di arenarie continentali e locali orizzonti di lignite dell'Aaleniano. Succedono a queste calcari interstratificati ad argilliti del Batoniano, mentre il Calloviano è rappresentato da marne fossilifere con bande di calcari. Da questo quadro risulta una migrazione verso nord delle facies marine durante il Giurassico medio. Nel Giurassico superiore la sedimentazione fu prevalentemente marina in tutto il bacino, ed è costituita da marne e calcari dell'Oxfordiano, da marne glauconitiche o gessifere e argille del Kimmeridgiano, il Titoniano è rappresentato a nord da marne e argille gessose, e a sud da marne glauconitiche.

Figura 35. Schema strutturale del bacino di Mahajanga (da BESAIRIE, 1971).

3.2) STRATIGRAFIA

3.2.1) GRUPPO DEL SAKAMENA

Questa unità non è molto rappresentata in affioramento. Si può osservare soltanto a Sud del Massiccio del Manongarivo fino ad Ambodimandresy (X14°47' Y48°06', poco più a Nord di Antsohihy X14°58' Y47°59'), su una lunghezza di circa 50 Km ed una larghezza massima di 5 Km, molto probabilmente rappresenta la continuazione verso Sud del Sakamena continentale del bacino di Ambahatra. Il suo appoggio sul basamento cristallino, avviene generalmente per faglia, ed è ricoperta in discordanza dalle Arenarie dell'Isalo I.

Nei pressi di Andreba (X14°36' Y48°12'), VENDEGIES (1965) ha riconosciuto una successione stratigrafica, rappresentante il Sakamena, potente circa 300 m, costituita da una porzione inferiore arenacea, con ciottoli granitici alla base ed intercalazioni di argille ad *Estheria*; una parte intermedia composta da: scisti argillosi fogliettati contenenti fossili di *Estheria* e resti di piante; una parte superiore nuovamente arenacea, ma con granulometria più fine, argillosa, micacea e con lenticelle di arenarie calcaree. Nelle regioni più settentrionali, nei pressi del massiccio del Manongarivo, PERRIER DE LA BATHIE (1910) segnala la presenza (in una località non ben precisata di questo massiccio) di *Eopecten comtus*, tipico del Trias, il quale potrebbe testimoniare la presenza dell'ingressione marina triassica individuata anche nel Bacino di Ankitokazo.

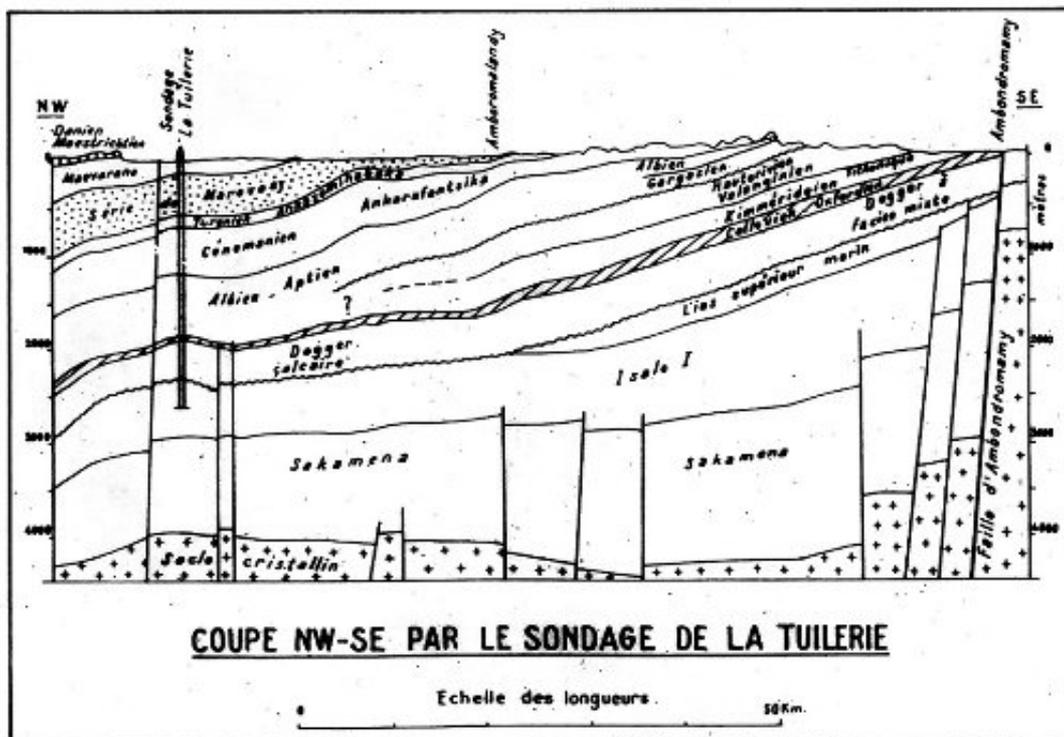


Figura 36. Sezione NO-SE passante per il sondaggio di La Tuileire (da BESAIRIE, 1972).

La presenza del gruppo del Sakamena, è stata riconosciuta anche più a sud, nella regione del fiume Betsiboka, ma solo tramite indagini geofisiche. Un sondaggio elettrico eseguito nei pressi del ponte sul fiume Kamoro (regione di Ambondromamy X16°22' Y47°11'), ha rivelato la presenza di una formazione argillosa spessa circa 2000 m, al di sotto delle Arenarie dell'Isalo I (fig. 36). Questa unità potrebbe essere l'equivalente laterale delle facies continentali del Sakamena riconosciute nelle aree settentrionali del bacino di Mahajanga (considerando la presenza di ingressioni marine intercalate a queste facies, è probabile che in questa area il Sakamena sia in facies marina e/o transizionale), testimoniando una grande estensione di questa unità, soprattutto nelle aree centrali di questo bacino, dove fin da questo momento esisteva già un'area più depressa (fig. 2).

3.2.2) GRUPPO DELL'ISALO; FACIES MISTE; GIURASSICO MEDIO

La successione sedimentaria del bacino di Mahajanga, nell'intervallo di tempo compreso tra il Trias medio superiore ed il Giurassico superiore, è caratterizzata da notevoli differenze tra le aree settentrionali e quelle centro-meridionali, in particolare dal Lias superiore al Giurassico medio (successivamente alla deposizione delle Arenarie dell'Isalo I). Le formazioni presentano numerose e repentine variazioni laterali di facies, probabilmente legate al differente assetto strutturale di questi due settori del bacino.

Nelle aree settentrionali (a NE del fiume Betsiboka) le Arenarie dell'Isalo I si depositavano sopra un alto strutturale (fig. 37), e il loro spessore è generalmente più ridotto di

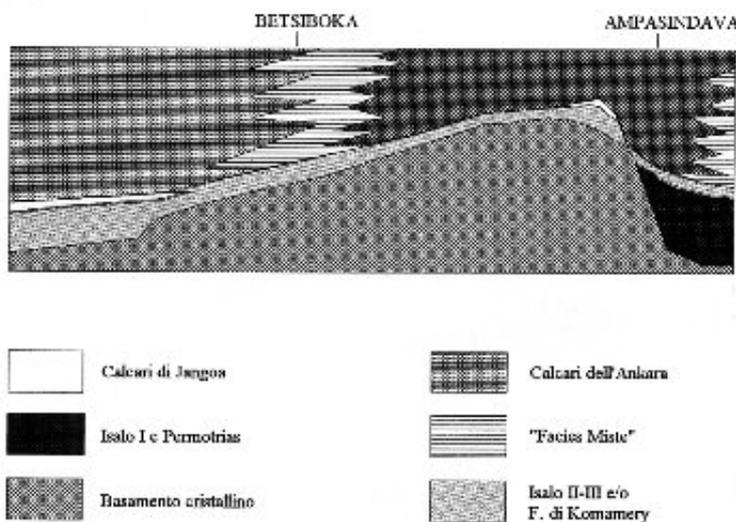


Figura 37. Schema dei rapporti stratigrafici del settore settentrionale del bacino di Mahajanga.

quello delle aree centro-meridionali (area di Beronono-Bezavona, tra le coordinate: ~X17°25' Y46°16' e ~X17°18' Y45°31'), e la deposizione di facies continentali e/o paraliache (Facies Miste, Isalo II-III) continua fino al Batoniano. Nelle aree strutturalmente più depresse, presenti a SO del fiume Betsiboka, alla deposizione delle Arenarie dell'Isalo I segue la deposizione di facies prevalentemente marine per tutto il Giurassico medio e superiore.

3.2.2.1) BACINO DI DEPOSIZIONE DELL'ISALO I

Come già accennato al paragrafo 2.2.2.1, la deposizione delle Arenarie dell'Isalo, discordanti sul Gruppo del Sakamena, è comune a tutti i bacini della costa occidentale del Madagascar. Nel bacino di Mahajanga, a differenza di quello di Diego-Suarez, questa formazione si presenta mediamente meno potente. Lo spessore massimo segnalato è di circa

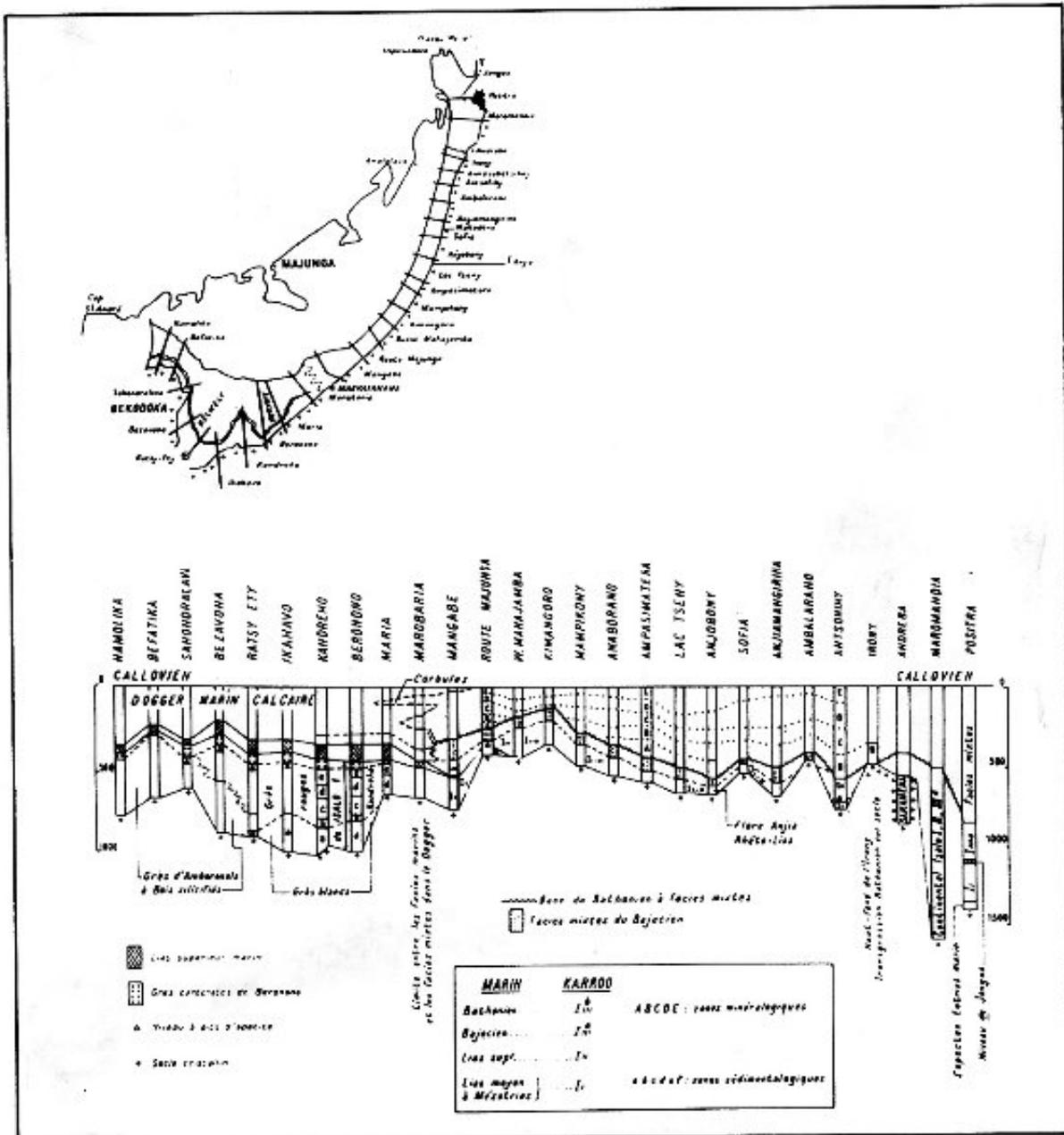


Figura 38. Schema dei rapporti stratigrafici del bacino di Mahajanga secondo BESAIRIE, 1972.

800 m (sondaggio di Ihopy 1, a SO del fiume Betsiboka), ma è notevolmente ridotto nelle aree settentrionali, dove raggiunge un minimo di 45 m nei pressi di Antsohihy (X14°58' Y47°59'; fig. 37).

ARENARIE DELL'ISALO I (Isalo I)

- Riferimenti bibliografici - Besairie (1960, 1972).

- Litologia - Arenarie arcose, grossolane e di colore generalmente bianco. Alla base sono presenti livelli più grossolani o conglomeratici, mentre verso l'alto sono presenti intercalazioni di argille varicolori e grigie. Le arenarie presentano una stratificazione generalmente incrociata. Nell'area compresa tra il fiume Betsiboka e Maria (fig. 38), DONNOT (1964), suddivide l'Isalo I in tre parti: 1) Parte inferiore, spessa circa 200 m: è rappresentata dalle Arenarie bianche di Ambatomainty (Grès Blancs d'Ambatomainty) di colore generalmente grigio, e dalle Arenarie a legni silicizzati di Ambonarabe (Grès d'Amboronala). 2) Parte intermedia, spessa circa 200-250 m: è rappresentata dalle Arenarie

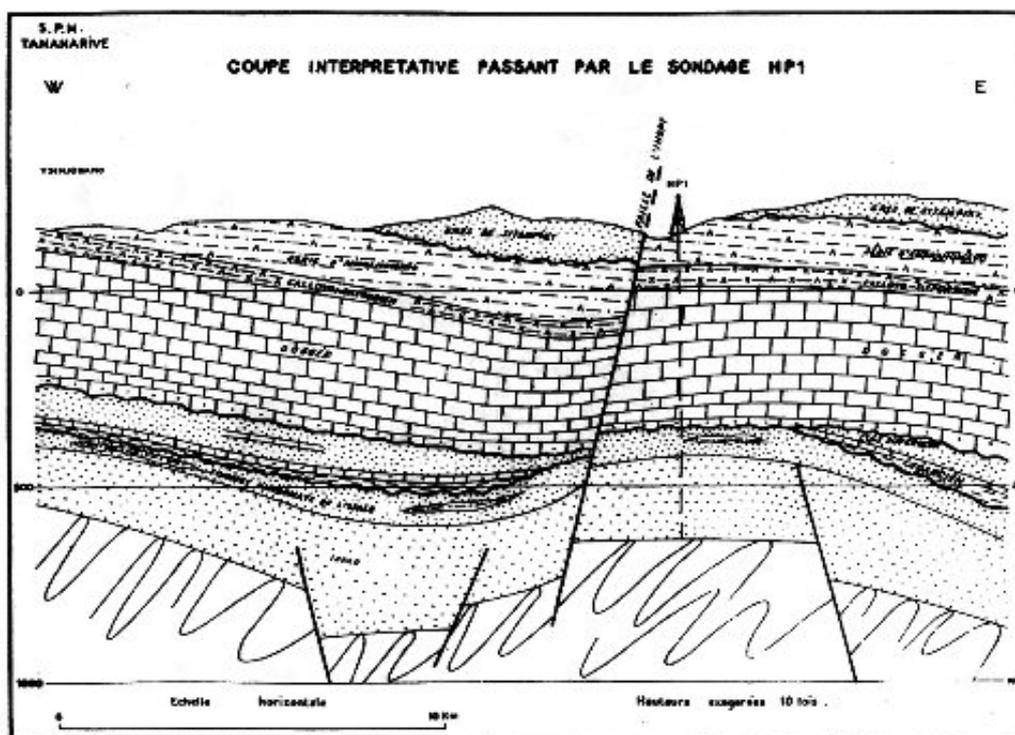


Figura 39. Sezione geologica interpretativa passante per il sondaggio HP 1 (da BESAIRIE, 1972).

Rosse di Kandreho (Grès Rouges de Kandreho) con intercalazioni argillose. 3) Parte superiore, spessa circa 70 m: è rappresentata dalla successione di Bezavona (Série de Bezavona o Grès carbonatés de Beronona), costituita da arenarie bianche feldspatiche e ben classate, ed è ricoperta dal Toarciano marino (equivalente dei Calcarei di Jangoa).

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora estesamente su tutto il bordo orientale del bacino.

- Spessore - Varia da 45 m nella regione di Antsohihy (X14°58' Y47°59'), ai 200-300 m nella regione del fiume Betsiboka, per raggiungere gli 800 m nel sondaggio HP 1 nei pressi di Ihopy (X16°36' Y45°48'; fig. 39).

- Rapporti con le altre formazioni - E' discordante sia sul Gruppo di Sakamena che sul basamento cristallino. Equivale in parte alle Arenarie di Adigrat.
- Fossili ed età - I ritrovamenti di fossili sono scarsi, tuttavia, all'interno dei corpi argillosi, nella parte intermedia della formazione, sono presenti lenticelle di lignite che hanno restituito resti di *Laccopteris elegans*, *Laccopteris polypodioides*, *Laccopteris angustifolia*. Frammenti silicizzati di vegetali non identificabili sono presenti anche in altri livelli stratigrafici. L'età attribuita è approssimativamente Trias medio-superiore Lias.
- Facies - Continentali, fluvio-lacustri e deltaiche.

3.2.2.2) FACIES MISTE ED EQUIVALENTI LATERALI

Dal Toarciano al Bajociano la deposizione di facies continentali (Isalo II e III) continua solo nelle aree settentrionali (fig. 37, 40) e, meno estesamente, sull'estremo bordo meridionale del bacino (area del Bekodoka). Latero superiormente a queste (fino al Batoniano) si ha la deposizione di facies paraliche (Facies Miste), mentre nelle aree centro-meridionali del bacino (area di Sitampiky X16°39' Y46°06') si ha la deposizione di facies marine fino dal Toarciano. Dal Calloviano le facies marine si diffondono su tutto il bacino.

In letteratura non esistono delle definizioni molto chiare e univoche sull'aspetto e sui rapporti stratigrafici tra le formazioni in facies paralica e quelle in facies continentale (che, come vedremo in seguito, spesso presentano delle forti analogie tra loro). Si è cercato, per quanto possibile, di riassumere, e semplificare, tutti i dati raccolti all'interno dello schema di fig. 2.

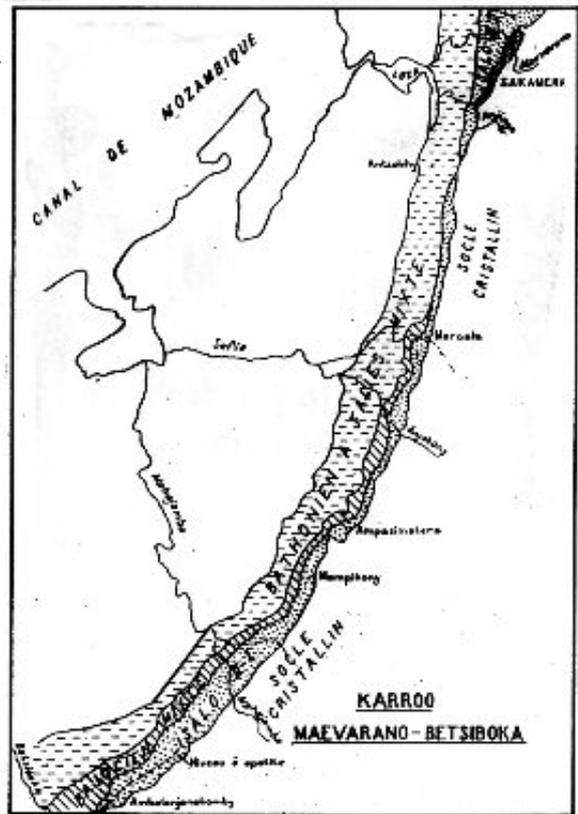


Figura 40. Distribuzione delle "Facies Miste" e delle Arenarie dell'Isalo I-II-III nel settore settentrionale del bacino di Mahajanga (da BESAIRIE, 1972).

ARENARIE DELL'ISALO II (Grès de l'Isalo II)

L'Isalo II viene diviso in: Isalo IIa e Isalo IIb. L'Isalo IIa, di età toarciana, si distingue dall'Isalo IIb (del Toarciano-Bajociano) per la presenza di un arricchimento in apatite.

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972).

- Litologia - Arenarie chiare friabili e meno grossolane di quelle dell'Isalo I, con numerose lenticelle e potenti intercalazioni di argille rosse o più raramente verdi e varicolori. La stratificazione delle arenarie è incrociata, e contengono concrezioni calcedoniose.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora estesamente nelle regioni a Nord del fiume Betsiboka.
- Spessore - Nella regione di Antsohihy (X14°58' Y47°59') raggiunge i 150 m, mentre più a Sud, nella valle del fiume Anjombony (~X15°34' Y47°55') e nei pressi di Maevatanana varia tra i 20 ed i 30 m.
- Rapporti con le altre formazioni - L'Isalo II appoggia direttamente sull'Isalo I. La distinzione tra queste due unità è spesso problematica. In generale l'Isalo II, a differenza dell'Isalo I, presenta numerosi e più potenti banconi argillosi. La base dell'Isalo II (chiamata anche Isalo IIa) contenente molta apatite, grazie a questa peculiarità può essere considerata come un livello guida che evidenzia questo passaggio. E' coeva con la grande ingressione marina Toarciana rappresentata dai Calcari di Jangoa e dalle Arenarie di Ankarabo del bacino di Diego-Suarez.
- Fossili ed età - Da questa formazione provengono placche dermiche di *Phytosauridi*, denti di *Ceratodus*, legni silicizzati (anche di notevoli dimensioni), tra cui: *Araucarioxylon*, *Cedroxylon* e *Dadoxylon*. L'età attribuita va dal Toarciano al Bajociano.
- Facies - Fluviali costiere (deltizie ?), con episodi lacustri, marini o lagunari.
- Sinonimi - Grès supérieurs d'Ankazobetsihay; Grès Moyens à apatite d'Ankazobetsihay.

ARENARIE DELL'ISALO III (Grès de l'Isalo III)

Anche l'Isalo III, come l'Isalo II, è stato suddiviso in: Isalo IIIa e Isalo IIIb. Generalmente l'Isalo IIIa (Bajociano) è in facies continentale (molto simile a quella dell'Isalo II), mentre l'Isalo IIIb (Batoniano), nel bacino di Mahajanga, è in facies paralicca con prevalenza di episodi continentali. Frequentemente il termine "Isalo IIIb" può essere considerato un sinonimo delle "Arenarie Carbonatiche superiori" (Facies Miste, che saranno descritte in seguito).

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972), BESAIRIE & COLLIGNON (1956)
- Litologia - Arenarie bianche arcose a stratificazione incrociata, con lenticelle di microconglomerati ed intercalazioni di argille sabbiose micacee. Verso il basso prevalgono livelli lenticolari di argille varicolori, talvolta calcaree e sabbiose. Sono presenti piccoli frammenti di legno silicizzato. La sommità è caratterizzata da un orizzonte molto continuo a dinosauri (da Betsiboka ad Ampasindava).
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora lungo la strada per Mahajanga, e nella penisola di Ampasindava.

- Spessore - L'Isalo IIIa è spesso circa 100 m, ma complessivamente raggiunge i 280 m (strada per Mahajanga).
- Rapporti con le altre formazioni - Le Arenarie dell'Isalo III sono in diretto contatto con l'Isalo II. Questo limite non è sempre ben definibile, ma probabilmente è sincrono con la locale ingressione marina del Bajociano. Sono eteropiche alle Arenarie Carbonatiche inferiori, e sono sinonime delle Arenarie Carbonatiche superiori (Isalo IIIb). Sono ricoperte dai depositi marini del Calloviano (Formazione di Lavalohalika). E' equivalente alla Formazione di Andrahibo del bacino di Diego-Suarez (fig. 2).
- Fossili ed età - Dalla parte superiore provengono resti di grandi dinosauri (*Bothriospondylus*) e di *Corbula*, *Protocardia* e *Pseudotrachezium* (di ambiente salmastro). L'età attribuita è del Bajociano-Batoniano inferiore e medio.
- Facies - Fluviali (deltizie ?) con episodi lacustri, marini o lagunari.
- Sinonimi - Formation de Komamery; Grès Blancs; Grès Supérieurs d'Ankalobetsinay (?).

3.2.2.2.1) FACIES MISTE

ARENARIE CARBONATICHE INFERIORI (Série à Grès Carbonatés inférieurs)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972).
- Litologia - Arenarie poco grossolane, argillose con banchi di arenarie a cemento carbonatico. La stratificazione delle arenarie è generalmente incrociata o obliqua.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano in continuità tra il fiume Betsiboka ed Antsohihy e a Nord di Ambodimandresy (ove vengono chiamate Isalo IIIb; fig. 40).
- Rapporti con le altre formazioni - Il limite con le sottostanti arenarie continentali dell'Isalo II è definito dalla comparsa dei primi strati di arenarie carbonatiche. Sono eteropiche alle Arenarie dell'Isalo IIIa e ai depositi marini della parte centro meridionale del bacino.
- Fossili ed età - Sono considerate Bajociane sulla base della loro posizione stratigrafica. Azoiche.
- Facies - Paraliche con netta prevalenza di facies continentali.

ARENARIE CARBONATICHE SUPERIORI (Série à Grès Carbonatés supérieurs-Grès de l'Isalo IIIb)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972)
- Arenarie silicee arcose prevalenti, con intercalazioni calcaree e dolomitiche (fossilifere) ed argilliti. Le arenarie sono generalmente fini e a stratificazione incrociata. Alla base di questa successione è presente un livello marino a *Rigauxia*.
- Sezioni ed affioramenti tipo - I migliori affioramenti si trovano tra Anjirony (X14°13' Y48°10') e Antsohihy (X14°58' Y47°59').
- Spessore - circa 500 m nei pressi di Anjirony (X14°13' Y48°10'), ed almeno 320 m ad Antsohihy (X14°58' Y47°59').

- Rapporti con le altre formazioni - Questa unità può essere considerata latero-superiore all'Isalo IIIb, oppure un sinonimo di questa. In realtà in letteratura non si trovano informazioni molto chiare sulla definizione di queste due unità, per cui si ritiene più corretto considerarle come sinonimi, anche perché tra di loro non esistono differenze apprezzabili. Sono in contatto sia con le Arenarie Carbonatiche inferiori che con le Arenarie superiori di Ankazobetsihay (Isalo IIIa o Isalo IIb, sono molto simili) nell'area di Antsohihy (X14°58' Y47°59').

- Fossili ed età - Sono riferibili al Batoniano. Alla loro base sono presenti resti di dinosauri del genere *Bothriospondylus*. Nella parte inferiore della sezione di Antsohihy (X14°58' Y47°59'), nei pressi di Analambe (X14°57' Y47°53'), è stata rinvenuta una fauna contenente: *Corbula*, *Globularia morrisoni*, *Globularia lycetti*, *Mactromya varicosa*, *Protocardia lycetti*. Dalla parte intermedia, a Tsinjiomorona, provengono le seguenti forme: *Corbula*, *Unicardium aff. varicosum*, *Anisocardia caudata*, *Nucula kaoraensis*, *Nucula cuneiformis*, *Cloughtonia pyramidata*, *Naricopsina cf. cotswoldensis*, *Perna*, *Isogrammotodon* e ossa di dinosauri e pesci. Nella parte superiore, nei pressi dell'aeroporto di Antsohihy (X14°58' Y47°59'), sono state riconosciute: *Corbulata pectinata*, *Corbulata grandidieri*, *Corbulata lyrata*, *Corbulata bouvreti*, *Pseudotrapezium depressum*, *Astarte baroni*, *Mactromya varicosa*, *Quenstedtia bathonica*, *Modiolus imbricatus*. Dalla sezione di Anjirony (X14°13' Y48°10') provengono: dalla parte inferiore: *Rigauxia canaliculata*, *Phasianella variata*, *Amblerleyia nov. sp. aff. castor*, *Ampullospira sharpei*, *Corbis lajoyei*, *Pachyrisma grandis*, *Procerithium cf. subsclerariforme*. Dalla parte intermedia: *Modiolus imbricatus* e *Rhynchonella cf. arctuata*. E dalla parte superiore: *Astarte minima* e *Anisocardia*.

- Facies - Paraliche con prevalenza di ambienti fluviali su lacustri e marini (più frequenti al tetto).

3.2.2.2.2) GIURASSICO INFERIORE E MEDIO MARINO

Il bacino di deposizione delle facies marine del Giurassico inferiore e medio, corrisponde in gran parte alla regione di Ankara e Kelifely.

Il Toarciano inferiore è caratterizzato da una deposizione relativamente omogenea di facies marine.

Dal Toarciano medio all'Aaleniano, la presenza di alcuni importanti elementi strutturali (fig. 35), il più importante dei quali è l'horst di Sahondralava-Ihopy, ha condizionato molto la deposizione in questo bacino (fig. 39). Generalmente nelle regioni ad oriente di questa struttura, che è stata attiva a più riprese durante questo intervallo di tempo, alternati ai depositi marini, ci sono depositi molassici, frequenti slump o, all'interno di alcuni livelli calcarei, conglomerati monogenici intraformazionali, fino ad arrivare a depositi continentali e/o paralici. Oltre a questo frequenti lacune e discordanze, testimoniano un'attività tettonica di un certo rilievo in questo bacino. Nelle regioni occidentali la deposizione è

prevalentemente marina fino al Toarciano superiore. Nel Toarciano superiore si ha deposizione di facies continentali e lagunari. Nell'Aaleniano questo tipo di deposizione interessa quasi tutto il bacino, ad eccezione dell'area di Sahondralava che era probabilmente emersa.

Dal Bajociano al Batoniano le facies marine sono distribuite abbastanza omogeneamente su tutto il bacino. Gli elementi strutturali che avevano agito precedentemente, non sembrano essere più attivi durante questo intervallo di tempo.

JANGOVA EQUIVALENTE (Toarcien inférieur, Toarcien moyen)

- Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972); GUERRIN-VILLEAUBREIL (1964).

- Litologia - Il Toarciano inferiore, molto continuo arealmente, è costituito principalmente da argille scure, gessose e piritiche, e da argille lignitifere con tronchi di alberi lignitizzati e silicizzati, e da rari banchi di calcari sabbiosi, dolomitici e fossiliferi. Al contatto con il sottostante Isalo I, a volte sono presenti degli slump costituiti da brecce a lumachelle. I

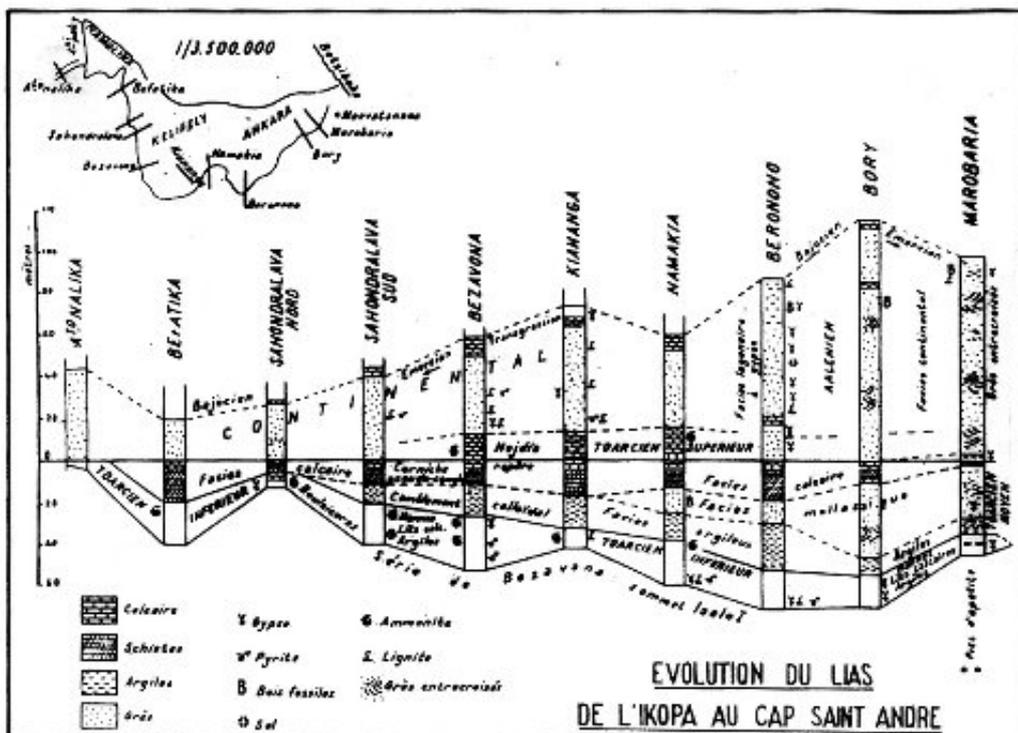


Figura 41. Evoluzione del Lias dell'area di Kelifely-Ankara (da BESAIRIE, 1972).

calcari sono normalmente bioturbati e sono più frequenti nella parte medio-superiore.

Il Toarciano medio è caratterizzato da una parte superiore calcarea, mentre la parte intermedia (nella regione compresa tra l'horst di Sahondralava-Ihopy e Marobarria; fig. 41) è rappresentata da arenarie calcaree molassiche e da argille, e la parte inferiore da un livello a *Buleiceras*. Il livello calcareo presente al tetto, rappresenta un importante livello guida conti-

nuo su tutto il plateau dell'Ankara, presenta localmente degli slump e dei conglomerati monogenici intraformazionali (legati probabilmente al sollevamento dell'horst di Sahondralava-Ihopy). Verso Cap St. André, il Toarciano medio diventa prima nettamente calcareo, poi sabbioso in facies continentale con arricchimenti di apatite.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nella regione di Kelifely-Ankara.

- Spessore - Lo spessore massimo è di circa 50-70 m ad Ovest dell'Ankara.

- Rapporti con le altre formazioni - Appoggia direttamente (discordante?) sull'Isalo I, ed è eteropica (sia a Nord che a Sud) con l'Isalo II. Nel sondaggio di Ihopy 1 non sono stati incontrati (fig. 39) né il Toarciano inferiore né quello medio. E' però probabile che in questa area siano stati erosi durante una delle fasi di sollevamento di questa struttura (ne sono a testimonianza i conglomerati intraformazionali), la quale deve aver agito successivamente al Toarciano inferiore (in quanto, le facies del Toarciano inferiore sono molto diffuse su tutto il bacino), e durante il Toarciano medio, dando luogo ad una differenziazione tra la deposizione nelle aree orientali (più terrigena) e quelle occidentali (più carbonatiche), e a numerosi fenomeni di slump, di discordanze e/o lacune stratigrafiche.

- Fossili ed età - Il Toarciano inferiore è rappresentato da: *Bouleiceras nitescens*, *Bouleiceras tumidum*, *Bouleiceras elegans*, *Bouleiceras rectum*, *Bouleiceras (Colcanapites) colcanapi*, *Bouleiceras aff. marraticum*, *Bouleiceras arabicum*, *Bouleiceras rebillyi*, *Bouleiceras rochi*, *Protogrammoceras madagascariense*, *Protogrammoceras thevenini*, *Hildoceras inclytum var. madagascariensis*, *Spiriferina rostrata var. madagascariensis*, *Pecten ambongoensis*.

- Facies - Marine, lagunari (probabilmente anche rari episodi continentali).

TOARCIANO SUPERIORE (Toarcien supérieur)

- Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972); GUERRIN-VILLEAUBREIL (1964).

- Litologia - Calcari ed argille; calcari marnosi, fossiliferi; argille gessose. Nelle aree sud-occidentali, nella parte superiore della successione sono presenti livelli arenacei e argille lignitifere. A Nord di Sahondralava (X16°57' Y45°27') questo intervallo di tempo è rappresentato solo da arenarie continentali.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora tra la regione di Maria e Bezavona (plateaux dell'Ankara e di Kelifely).

- Spessore - Lo spessore medio è di circa 10-30 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Inizia al di sopra del livello guida calcareo che marca il tetto del Toarciano medio, ed è eteropico all'Isalo IIb.

- Fossili ed età - E' caratterizzato da una fauna a *Nejdia*, ed ha alla sommità un orizzonte a *Phymatoceras*. Sono state rinvenute anche le seguenti forme: *Nejdia pseudo-gruneri*, *Nejdia nov. sp.*, *Pholadomya cf. voltzi*, *Pholadomya volzi*, *Pholadomya cf. fidicula*, *Lima colcanapi*, *Lima toarcensis*, *Cytherea astartoides*, *Pronoella cf. lebruniana*, *Natica cf. pictaviens-*

sis, Trigonina nov. sp., Trigonina gr. constata, Pecten demissus, Mactromya impressa, Rhynchonella moorei, Modiolus plicatus, Ampullospira sp., Ampullospira pelops, Protocardia aff. striatula, Phymatoceras collignoni.

- Facies - Marine e/o lagunari con brevi episodi continentali.

AALENIANO (Aalénien)

- Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972).

- Litologia - Alla base sono presenti facies lagunari e/o marine costituite da: calcari marnosi e scisti neri; lenti di gesso saccaroide; calcari sabbiosi giallastri; argille verdi ad ostriche e calcari dolomitici. Latero superiori a queste si trovano facies lagunari-continentali costituite da: molasse di argille brune e giallastre più o meno sabbiose con gessi e pirite, lignite, ed intercalazioni di sottili livelli di argille rosse conchigliifere, livelli di argille sabbiose putride, scisti neri bituminosi e calcari sabbiosi a stratificazione finemente incrociata. Più ad Ovest (Kiananga X17°10' Y45°58') sono presenti facies sabbioso argillose fini, di colore giallo e grigie , con livelli cementati, frammenti di lignite e placche dermiche di sauri. Al tetto sono generalmente presenti un bancone di arenarie rosse, argillose e calcareo-dolomitiche, e calcari oolitici. Le arenarie sono a stratificazione incrociata.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nell'Ankara, ma sembra essere assente nell'area di Kelifely.

- Spessore - E' di circa 80 m nei pressi di Antery (X16°57' Y46°33'), ma si assottiglia verso Ovest.

- Rapporti con le altre formazioni - Inizia con una successione regressiva lagunare e continentale. Generalmente le facies lagunari prevalgono nella regione dell'Ankara, mentre quelle continentali nella regione di Kiananga (X17°10' Y45°58'). Lo spessore si riduce (fino ad annullarsi) andando verso Sahondralava (X16°57' Y45°27'), testimoniando ancora una volta l'azione di questa struttura, che continuava ad essere un'area emersa e/o in sollevamento. Sono eteropiche dell'Isalo Iib.

- Fossili ed età - E' poco caratterizzato dal punto di vista paleontologico. Sono presenti: radioli di echinidi, ostriche, placche dermiche di sauri, *Cytherea, Trigonina, Astartes, Rhynchonella*.

- Facies - Lagunare e continentale con rare incursioni marine.

BAJOCIANO (Bajocien)

- Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972).

- Litologia - La litologia prevalente è costituita da marne e calcari a lumachelle, ma sono frequenti anche intercalazioni di argille gessose, bituminose, sabbie e calcari sabbiosi. Generalmente la parte superiore è più marnoso-argillosa, mentre al tetto prevalgono le facies calcaree. I calcari della parte superiore della successione, sono spesso meno argillosi,

sublitografici, compatti e talvolta oolitici. Spesso hanno una laminazione finemente incrociata e talvolta sono brecciosi.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Le facies marine bajociane affiorano ad Ovest del fiume Betsiboka fino al fianco Ovest del plateau di Kelifely.

- Spessore - Lo spessore massimo è di circa 250 m nei pressi di Kasoa (X17°13' Y46°08').

- Rapporti con le altre formazioni - Il passaggio con l'Aaleniano di solito è molto graduale (in particolari condizioni questo è discordante, vedi sezione del sondaggio HP 1 fig. 39), ed è marcato dalla comparsa del primo livello a lumachelle con *Trigonia tenuicostata*. Tuttavia, al di sopra di questo, continuano facies lagunari o continentali. Ad Est del fiume Betsiboka, e a Sud di Bezavona (X17°18' Y45°31') , le facies marine sono eteropiche a facies transizionali e/o continentali (Arenarie Calcareae inferiori ed equivalenti). Nei pressi di Sahondralava (X16°57' Y45°27') le facies sono generalmente carbonatiche.

- Fossili ed età - Dalle facies bajociane provengono le seguenti forme: *Trigonia tenuicostata*, *Trigonia pullus*, *Macrodon hirsonensis*, *Catinula gibbriaci*, *Lima colcanapi*, *Lima cf. toercensis*, *Nucula salensis*, *Nucula variabilis*, *Leda rostralis*, *Plicatula catinus*, *Anisocardia aff. stanfordensis*, *Gervillia aff. monotis*, *Gervillia aff. hartmanni*, *Pholadomya aff. frickensis*, *Sonnina aff. adicra*, *Sonnina projectifer*, *Witchellia cf. gelosina*, *Hypodiadema jauberti*, *Rhynchonella lotharingica*, *Rhynchonella angulata*, *Rhynchonella aff. edwardsi*, *Ambeleya aff. bathonica*, *Terebratula cf. jauberti*, *Terebratula copiacensis*, *Rhynchonella obsoleta*, *Brachydontes bathonicus*, *Lima cardiiformis*, *Mactromya cf. impressa*, *Rhynchonella forbesi*, *Ampullospira pelops*, *Gervilleia oblonga*, *Modiola cuneata*, *Cucullea cancellata*, *Pro-noella cf. lotharingica*, *Pholadomya lyrata*, *Sonnina sulcata*, *Waldheimia ornithocephala*, *Waldheimia cadomensis*, *Terebratula decipiens*, *Rhynchonella triplicata*, *Pholadomya cf. socialis*, echinidi (*Plegiocidaris pseudohorrida*, *Plegiocidaris filograna*, *Rhabdocidaris kizombiensis*, *Rhabdocidaris crassisima*, *Typocidaris marginata*, *Polycyphus hourcqui*), *Poli-piers*, brachiopodi, placche dermiche di Telosauri e denti di *Strophodus*.

- Facies - Mare sottile e più raramente lagunari (verso la base).

BATONIANO (Bathonien)

- Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972).

- Litologia - E' costituito da una parte inferiore essenzialmente calcareo-sabbiosa, e da una parte superiore calcarea. La parte inferiore presenta, soprattutto nelle aree orientali del bacino, le seguenti litologie: calcari marnosi dolomitici grigio scuri, con intercalazioni di argille sabbiose varicolori, noduli di gesso saccaroide e sabbie fini con stratificazione incrociata. Sono presenti anche litofacies marnoso-sabbiose a *Corbula* di ambiente tipicamente salmastro. La parte alta della successione è rappresentata da calcari bianchi oolitici, argillosi e sublitografici.

- Sezioni ed affioramenti tipo - I migliori affioramenti sono nei pressi di Kasoa (X17°13' Y46°08').
- Spessore - La parte inferiore è spessa circa 30 m, mentre quella superiore supera i 150 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Il passaggio con le sottostanti facies bajociane è graduale. Normalmente, nelle aree più orientali, la base di questa successione è costituita da facies con caratteristiche meno spiccatamente marine (probabilmente sono sinonimi delle Arenarie Calcaree superiori), e sono eteropiche ai depositi tipicamente marini delle regioni più meridionali.
- Fossili ed età - La fauna rinvenuta, non molto abbondante, è rappresentata da: *Gracilisphinctes lemoinei*, *Gracilisphinctes hindermeyeri*, *Micromphalites hourcqi*, *Wagnericeras dietrichi*, *Terebratula somaliensis*, *Ceratomya excentrica*, *Rhynchonella lotharingica*, *Rhynchonella concinna*, e da calchi di lamellibranchi.
- Facies - La parte inferiore è di ambiente marino e/o salmastro con rari episodi continentali. La parte superiore è di ambiente marino con acque poco profonde.

CALLOVIANO (Callovien)

- Riferimenti bibliografici- BESAIRIE (1972).
- Litologia - Nelle regioni a Nord del fiume Betsiboka, ai depositi tipicamente marini si alternano altri di con facies salmastre o transizionali. In queste aree i depositi sono costituiti principalmente da: arenarie; arenarie argillose; calcari sabbiosi; calcari a lumachelle; argille grigio-verdi e marne. Procedendo sempre più a Sud, si ha una diminuzione progressiva delle facies più grossolane e terrigene, fino ad arrivare nelle regioni a Sud del fiume Betsiboka, dove si hanno depositi in facies prevalentemente marnosa e carbonatica.
- Sezioni ed affioramenti tipo - E' continuo su tutto il bacino, da Maromandia a Cap St. André.
- Spessore - Lo spessore massimo si ha nei pressi di Maromandia (circa 80 m) per poi stabilizzarsi sui 30 m nelle aree a Sud del fiume Mahajamba.
- Rapporti con le altre formazioni - Inizia con un'ingressione marina a *Macrocephalites*, la quale copre sia le formazioni batoniane marine che quelle continentali e/o paraliche. Le facies marine delle regioni centro meridionali sono eteropiche a facies paraliche (con prevalenza marina) presenti nelle aree settentrionali (Formazione di Lavalohalika).
- Fossili ed età - I depositi calloviani di questo bacino hanno restituito un'abbondantissima fauna, tra cui : *Peltoceras athleta*; *Reinekeia anceps*, *Obtusicoelites ushas*, *Phylloceras jaraense*, *Terebratula acutiplicata*, *Hubertoceras mutans*, *Oecoptychius refractus*, *Phlycticerias franconicum*, *Obtusicoelites obtusicoelita*; *Macrocephalites chariensis*, *Macrocephalites madagascariensis*, *Belemnopsis calloviensis*, *Belemnopsis tanganensis*, *Macrocephalites formosus*, *Pleurocephalites maevaranensis*, *Ceromya concentrica*, *Lima impressa*, *Alec-*

tryonia gregarea, *Indosphinctes patina*, *Pseudocycloniceras besairiei*, *Notocephalites semilaevis*, *Macrocephalites triangularis*, *Pinna*, *Exogira* e ostriche.

- Facies - Generalmente marine, tranne che all'estremo Nord, ove si trovano delle facies paraliche.

3.2.3) **GIURASSICO SUPERIORE**

La deposizione di facies marine marnose e calcaree (nelle aree meridionali) e paraliche (in quelle settentrionali) continua fino all'Oxfordiano inferiore (Argoviano), e sono rappresentate da circa 40-70 m di sedimenti.

In seguito, tra l'Oxfordiano inferiore ed il Kimmeridgiano, si viene a formare un'importante ed estesa lacuna stratigrafica su tutto il bacino, da Cap St. André alla penisola di Ampasindava (fig. 2). Nelle regioni a SO del fiume Mahavavy, questa lacuna sembra interessare anche tutto il Kimmeridgiano.

Il Kimmeridgiano ed il Titoniano, sono caratterizzati da depositi marnoso-argillosi esclusivamente marini. Il Kimmeridgiano (spesso circa 50 m) si estende a NE del fiume Mahavavy fino a Maromandia, e come già accennato, non è presente nelle regioni meridionali (fig. 2). Il Titoniano (spesso circa 60-70 m) è molto più esteso e fossilifero, si trova da Cap St. André fino a Maromandia.

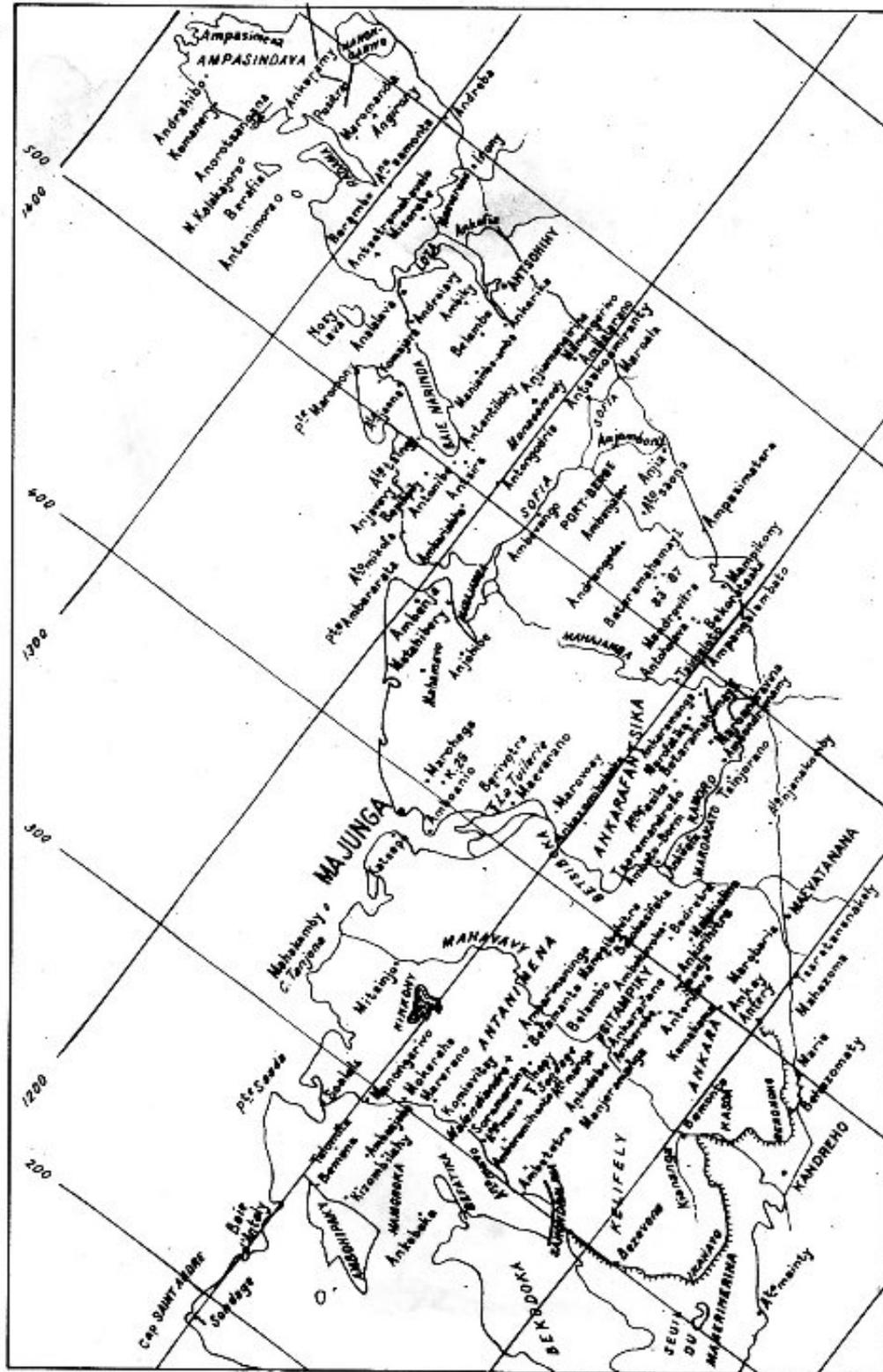


Figura 42. Carta in scala 1:1.000.000 delle località e dei principali siti geologici del Bacino di Mahajanga (da BESAIRIE, 1972).

3.3) MODELLI PALEOGEOGRAFICI DEL BACINO DI MAHAJANGA

3.3.1) PERMIANO (schema 1a)

Questo intervallo di tempo è poco conosciuto nel bacino di Mahajanga. Gli affioramenti, come già accennato, limitati ad una stretta fascia nelle regioni settentrionali, sono rappresentati solo dalle facies continentali del Gruppo del Sakamena medio-superiore (Permiano superiore-Trias inferiore). Indagini geofisiche hanno rivelato, nella parte centrale del bacino (area di Sitampiky X16°39' Y46°06'), la presenza di notevoli spessori (~ 2000 m) di depositi argillosi pre-Isalo.

Lo schema che viene rappresentato mostra il quadro paleogeografico durante la deposizione del Gruppo del Sakoa (riconosciuta nel bacino di Morondava). Nel bacino di Mahajanga questa unità non è stata mai individuata, tuttavia la sua deposizione potrebbe essere avvenuta verosimilmente solo nelle aree prospicienti ad esso, ed essere legata alla presenza di una zona di shear e di assottigliamento crostale tra il margine somalo e quello della costa NO del Madagascar.

3.3.2) PERMO-TRIAS (schema 2a)

Durante questo intervallo di tempo continua, ampliandosi, la fase di assottigliamento crostale (responsabile anche delle sporadiche ingressioni marine epicontinentali con la Tetide) descritta in precedenza. Le aree subsidenti interessano anche gran parte del bacino di Mahajanga (e di Diego-Suarez).

Nello schema 2a, viene rappresentata l'ingressione marina del Gruppo del Sakamena medio, la cui presenza (nelle aree centrali del bacino) è dedotta solo da dati geofisici.

3.3.3) TRASSICO INFERIORE (schema 3a)

Anche questo intervallo di tempo è poco rappresentato in affioramento. Tuttavia, considerando anche l'evoluzione stratigrafica dei bacini attigui, i dati geofisici e la paleogeografia generale delle aree limitrofe, si può ipotizzare la presenza di facies di mare sottile o lagunari nella parte centrale del bacino (area di Sitampiky X16°39' Y46°06'), di facies costiere o continentali (Serie Rossa ?) nelle aree più settentrionali (aree a Sud ed a Nord del massiccio del Manongarivo). Una fase tettonica, accompagnata talvolta ad un repentino aumento del tasso di subsidenza, viene segnalata in molti bacini costieri triassici dell'Africa orientale (MBEDE, 1986; KREUSER et alii, 1990; WOPFNER, 1990) e del Madagascar (RAJAOMAZAVA, 1992). Questa fase tettonica, come vedremo nei prossimi capitoli (PARTE III) corrisponde allo sviluppo del rifting tra il margine malgascio e quello dell'Africa orientale.

3.3.4) **TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 4a)

In seguito alla fase tettonica accennata precedentemente (schema 3a), si ha un generale aumento dell'energia dei sistemi deposizionali (deposizione delle Arenarie dell'Isalo I), e la formazione di un'importante discordanza angolare tra questi depositi e quelli del Gruppo del Sakamena (comune a tutti i bacini del margine malgascio).

3.3.5) **TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE** (schema 5a)

Il rifting tra il Madagascar e l'Africa orientale è già molto maturo, e probabilmente inizia già a delinarsi il drifting e le lineazioni orientate NO-SE (vedi paragrafo 2.6.5).

Lo schema 5a rappresenta l'ingressione marina del Toarciano, con la deposizione dei Calcari di Jangoa ed equivalenti (nelle aree centrali del bacino) e di facies paraliche nelle regioni settentrionali. Legati alla subsidenza di questo bacino, e forse anche alla fase di drifting che si sta sviluppando (PARTE III), alcuni alti strutturali orientati NE-SO (tra cui il più importante è rappresentato dall'horst di Sahondralava-Ihopy; fig. 35) iniziano a delinarsi verso la fine del Giurassico inferiore.

3.3.6) **GIURASSICO INFERIORE-MEDIO** (schema 6a)

Nel Giurassico medio il bacino di Mahajanga viene anch'esso interessato dalla grande trasgressione marina che invade gran parte dell'Africa orientale (vedi capitolo Somalia, Kenya, Tanzania). Anche se non ci sono dati certi, è probabile che in questo intervallo di tempo inizi la fase di drifting tra Madagascar ed Africa orientale (l'attività vulcanica presente nei bacini costieri della Tanzania e nei bacini della Somalia settentrionale, potrebbe essere un indizio di questo cambiamento geodinamico; vedi PARTE III). La deposizione delle facies marine in questo intervallo di tempo non è sempre continua, ma lo sviluppo, e talvolta l'emersione, degli alti strutturali delineatisi precedentemente (horst di Sahondralava-Ihopy e di Befatika X16°33' Y45°21') condizionano fortemente la deposizione nelle aree centro meridionali del bacino. Nelle aree a NE dell'horst di Sahondralava-Ihopy (fig. 35) si aveva deposizione di facies marine con forte componente terrigena e facies paraliche. Nelle aree ad O di questa struttura, la deposizione era più francamente marina (vedi paragrafo 3.2.2.2.2).

3.3.7) **GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 7a)

Con il progredire della subsidenza di questo margine (con buona probabilità dovuta allo sviluppo del drifting), e probabilmente anche con un ulteriore innalzamento del livello eustatico, l'horst di Sahondralava-Ihopy e di Befatika (X16°33' Y45°21'), a partire dal Giurassico medio, vengono completamente sommersi. In questo periodo si ha lo sviluppo (soprattutto nelle aree centro meridionali del bacino) di facies marine carbonatiche, e le aree continentali e/o paraliche sono limitate principalmente alle regioni settentrionali.

4) BACINO DI MORONDAVA

4.1) INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO E STRUTTURALE

Il bacino di Morondava è il bacino sedimentario più grande del Madagascar. Si estende, sulla costa occidentale (fig 1), da Cap St. André fino a Sud di Tulear. I principali elementi morfologici che lo caratterizzano possono essere riconosciuti nelle cuestas di Bemaraha ($X18^{\circ}30' Y44^{\circ}45'$, inclinata verso OSO) e di Makay ($\sim X21^{\circ}12' Y45^{\circ}18'$, inclinata a ONO).

razie a numerose campagne per la ricerca del petrolio, condotte soprattutto negli anni 60',

questo bacino è stato attraversato da numerose perforazioni (fig. 43), e sono state fatte numerose indagini geofisiche, per cui questo risulta essere il più studiato dei bacini sedimentari malgasci. La struttura di questo bacino è abbastanza complessa. Le indagini geofisiche hanno messo in evidenza la presenza di una struttura ad horst e graben orientata principalmente a NNE-SSO e NNO-SSE, con fosse profonde anche più di 8000 m (fig. 44), riempite principalmente da depositi del Supergruppo del Karroo (Carbonifero-Lias; fig. 46, 47). Tra queste strutture le più importanti sono rappresentate dalla grande faglia di Bongolava (orientata NNO-SSE; fig. 45), la quale delimita il lato settentrionale del bacino, dall'horst di Mandabe (orientato NNE-SSO), e dal grande graben presente tra quest'ultimo ed il bordo orientale del bacino (profondo circa 9000 m; fig. 44).

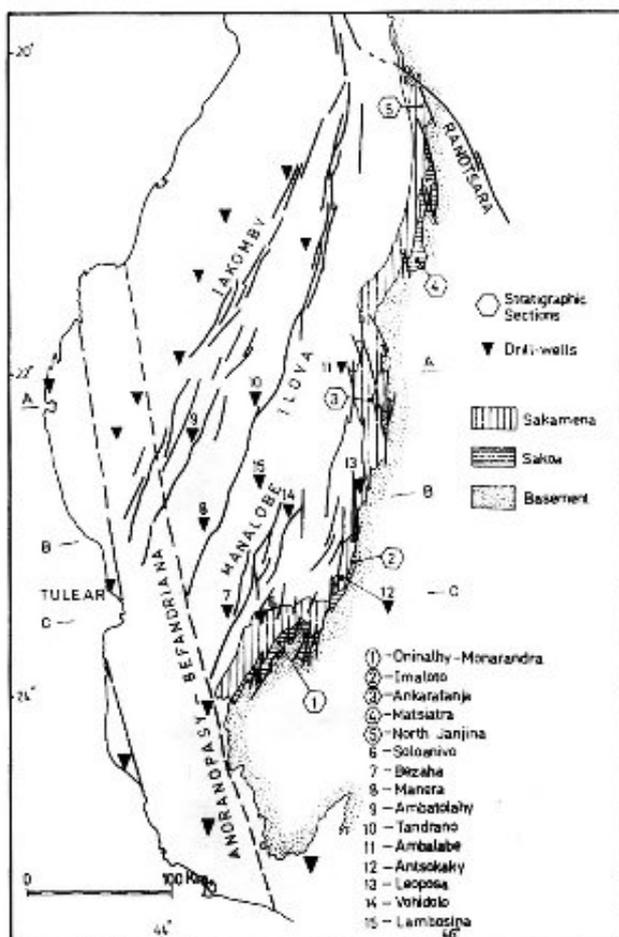


Figura 43. Carta indice dei sondaggi e delle principali sezioni stratigrafiche della parte centro-meridionale del bacino di Morondava (da RADELLI, 1975).

(nella parte meridionale del bacino raggiunge

Le rocce più antiche affioranti nel bacino di Morondava sono quelle appartenenti al **Gruppo del Sakoa** i 2000 m mentre a nord tende a

scomparire; fig. 48). All'interno di esso si possono fare quattro divisioni: l'unità inferiore è composta da una sequenza glaciale di tilliti e argilliti nere, il cui spessore è variabile dai 50 ai 450 m, e sono riferibili al Carbonifero superiore. Superiormente a questa c'è la seconda unità costituita da arenarie e conglomerati a stratificazione incrociata e depositi carboniosi, lo spessore complessivo è di 100-150 m, riferibili al Permiano inferiore. La terza sequenza costituita dai "Red Bed" inferiori, spessa da 20 a 400 m, è composta da sabbie (grossolane e conglomeratiche verso il tetto) e argilliti continentali (ad eccezione di due deboli episodi marini). Il tetto del Gruppo del Sakoa è marcato dai calcari marini del Vohitolia del Permiano medio, spessi dai 20 ai 30 m.

Il più recente **Gruppo del Sakamena** è discordante, con un angolo di circa 12°, sia sul Gruppo del Sakoa che sul basamento cristallino, ed occupava un bacino più grande del

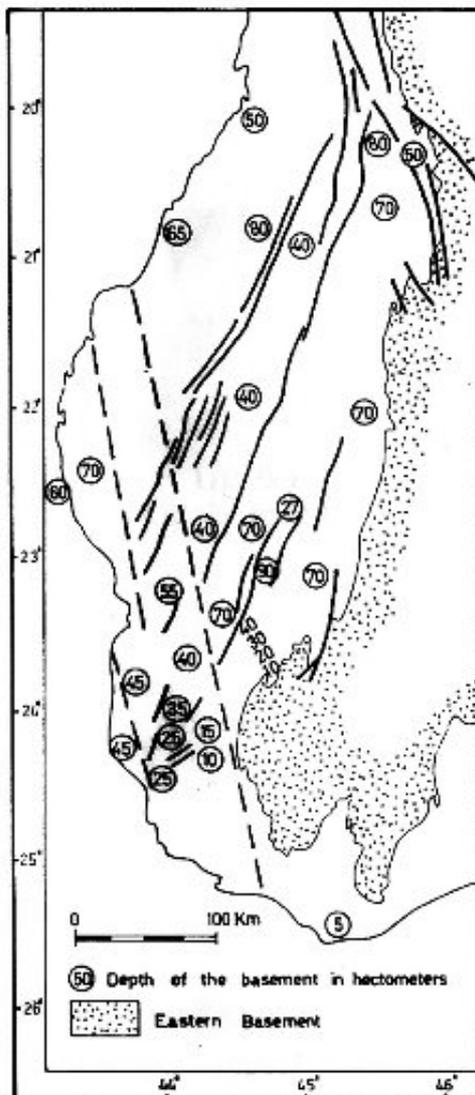


Figura 44. Carta strutturale della parte centro-meridionale del bacino di Morondava (da RADELLI, 1975).

Sakoa. Lo spessore massimo è di circa 4000 m al sud, mentre al nord non supera i 20 m, ed è diviso in tre unità: nella parte inferiore troviamo un'unità prevalentemente continentale, di età Permiano superiore, spessa dai 2000 ai 3000 m, composta da poche decine di metri di conglomerati basali derivati sia dal basamento che dai Calcari di Vohitolia, ricoperti da una successione argillitico-arenacea con alcuni intervalli di calcari marini. La seconda unità di questo gruppo è una sequenza argillitica marina o lagunare spessa circa 200 m, probabilmente correlabile al Triassico inferiore del bacino di Diego. La terza unità è composta da un'alternanza di arenarie bianche a stratificazione incrociata e argilliti rosse per uno spessore di circa 500 m, rappresentante un'alternanza di condizioni continentali e marine.

Una debole discordanza angolare separa il Gruppo del Sakamena dal **Gruppo dell'Isalo**. Questo gruppo, di età Triassico medio Giurassico inferiore, è costituito da depositi continentali di arenarie ocracee finemente graduate con lenti di argilliti variegata, carbone e sabbie catramose, per uno spessore che varia dai 5000-6000 m al sud ai 1700 m al nord. Nell'estremo nord è tuttavia presente un orizzonte di calcari marini toarciani, la cui deposizione è sincrona con il cambiamento

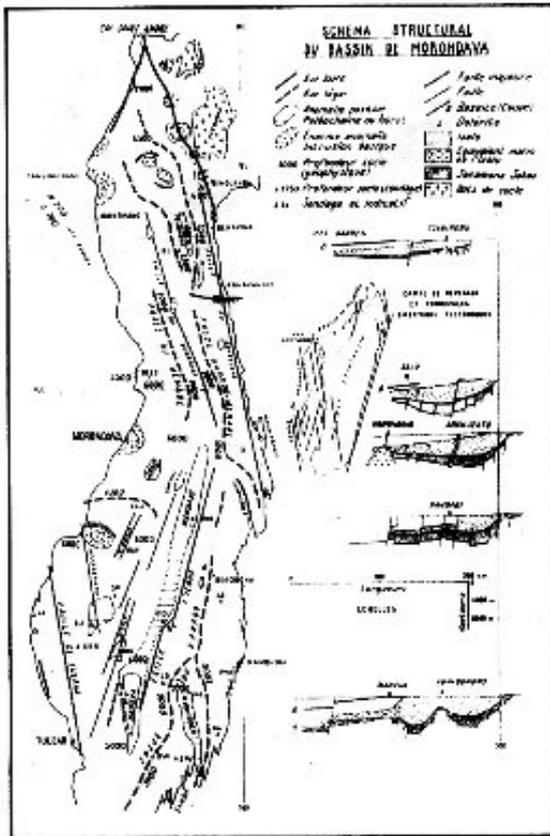


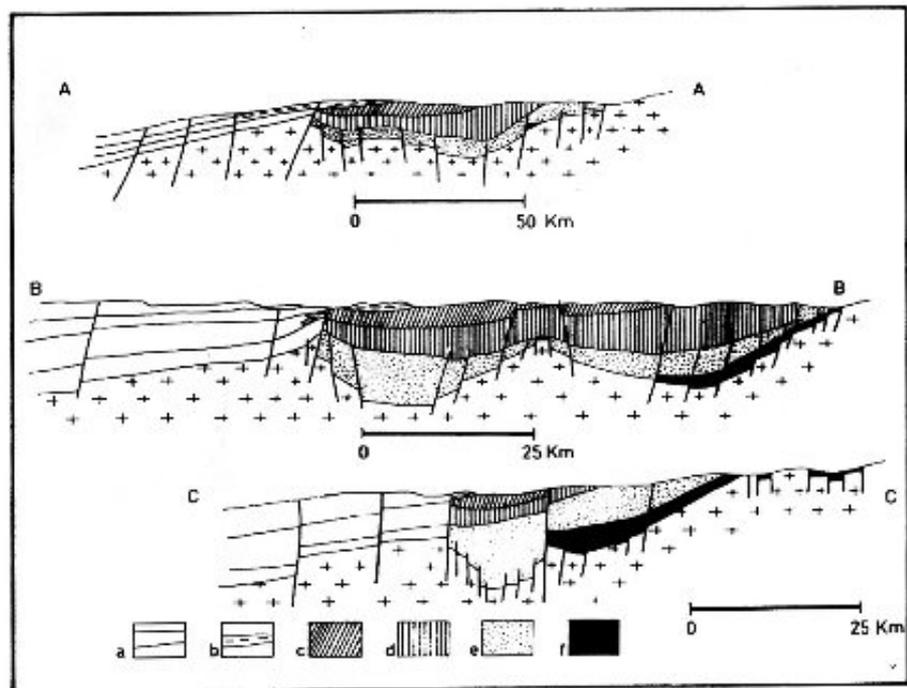
Figura 45. Schema strutturale del bacino di Morondava (da BESAIRIE, 1972).

superiore; al sud, i primi 100 m di questo intervallo sono costituiti da calcari e argilliti ricoperti da 1400 m di arenarie con calcari oolitici nella parte centrale della sezione, e marne e argilliti al tetto.

della facies marina nel bacino di Mahajanga.

La deposizione dell'Isalo termina alla fine del Giurassico inferiore, con lo sviluppo di condizioni marine durante il Giurassico medio (Bajociano e Batoniano). Tali condizioni si svilupparono soprattutto nella parte settentrionale del bacino, mentre più a sud si trovano facies miste con localizzate incursioni marine. Questo periodo fu caratterizzato da notevoli cambiamenti della geometria del bacino e da periodi di non-deposizione. La stratigrafia del bacino può essere così riassunta: Al nord, dal Bajociano al Calloviano si ha deposizione di carbonati (massimo spessore 1200 m); al centro, questo intervallo di tempo è rappresentato da 100 m di calcari sottostanti a 1900 m di arenarie

con alcuni orizzonti argillitici nella parte media e rari orizzonti calcarei nella parte



Anche il Giurassico superiore fu un periodo di estreme variazioni di facies, con condizioni marine prevalentemente a nord e ambienti misti nelle parti centrali e meridionali del bacino. Il nord del bacino è caratterizzato da una deposizione di circa 200 m di calcari; poco più a sud si trova una successione di 200 m di calcari sottostanti a marne e arenarie; al centro è presente una sezione prevalentemente arenacea, con alcune argilliti e marne alla base, spessa circa 500 m; al centro-sud, si trovano 330 m di argilliti e marne, calcari, arenarie, argilliti e marne, e calcari con orizzonti argillitici; nell'estremo sud non è presente nessun sedimento del Giurassico superiore.

Figura 46. Sezioni geologiche semplificate della parte centro-meridionale del bacino di Morondava (la posizione è riportata in fig. 43; da RADELLI, 1975).

- a) Giurassico e Cretaceo marini.*
- b) Sakaraha.*
- c) Isalo II.*
- d) Isalo I.*
- e) Sakamena.*
- f) Sakoa.*

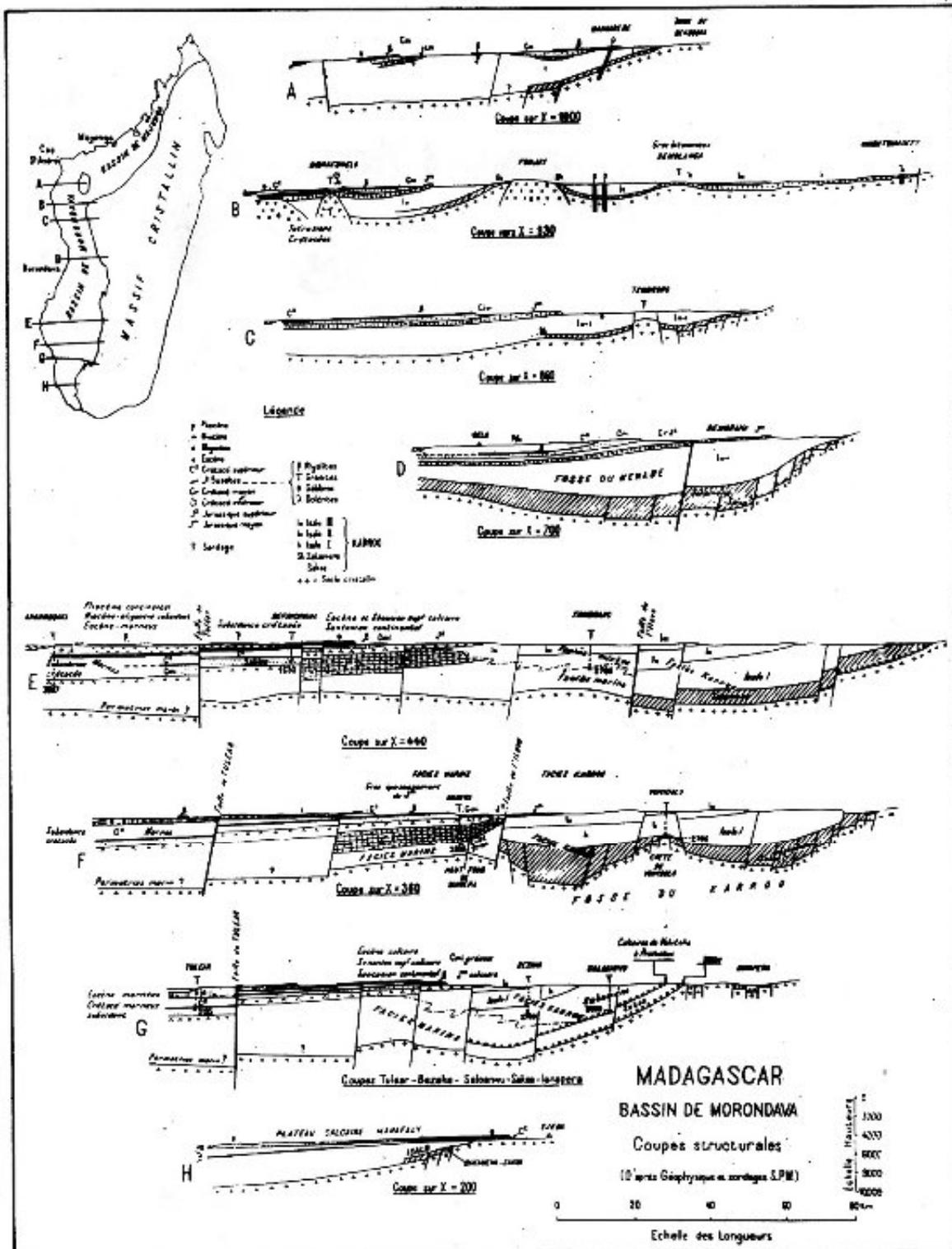


Figura 47. Sezioni geologiche semplificate del bacino di Morondava (da BESAIRIE, 1972).

4.2) STRATIGRAFIA

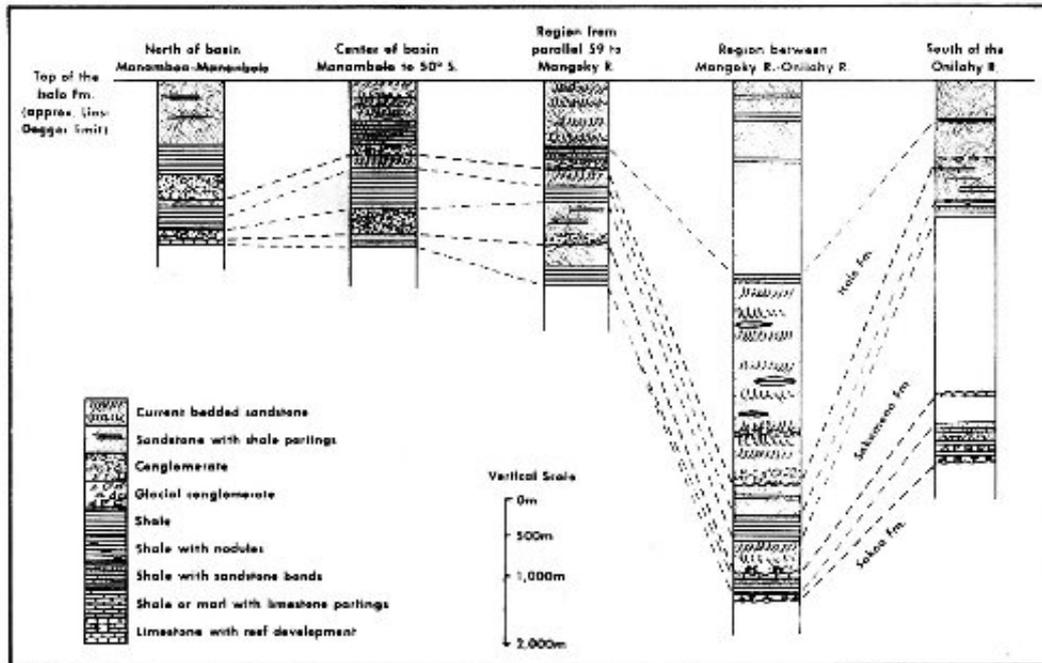


Figura 48. Variazioni degli spessori delle formazioni del Karroo nel bacino di Morondava. I principali orizzonti marini sono rappresentati dai Calcari di Vohtolia presenti al tetto del Sakoa, da un orizzonte con forme eotriassiche nel Sakamena medio, e da un orizzonte Aaleniano equivalente al tetto delle Arenarie dell'Isalo (da BOAST & NARIN, 1982).

4.2.1) GRUPPO DEL SAKOA

Rappresenta l'unità più antica affiorante del Supergruppo del Karroo nei bacini sedimentari del Madagascar (Carbonifero superiore-Permiano medio). Affiora esclusivamente in questo bacino, presentandosi in piccoli lembi poggianti direttamente sul basamento cristallino (fig. 43, 46, 47). Questa unità si veniva a depositare in piccoli graben, che si sviluppavano nel settore orientale di questo bacino (con movimento tipo strike-slip; vedi PARTE III), durante le prime fasi di rifting.

Secondo RADELLI (1975), la successione del Sakoa indica una transizione da un bacino intracratonico ad una piattaforma soggetta a movimenti oscillatori, e non esclude la presenza di depositi marini precedenti l'ingressione marina dei Calcari di Vohtolia.

Le principali aree di affioramento si trovano nelle regioni meridionali del bacino ove, tra l'altro, questa unità presenta anche un maggiore sviluppo. Ottime esposizioni si trovano nella valle del Sakoa (da cui prende il nome e dove la successione è più completa), ma altri affioramenti sono presenti anche più a Nord, nei pressi di Ranotsara (qui il Gruppo del Sakoa è rappresentato solo dai termini più recenti).

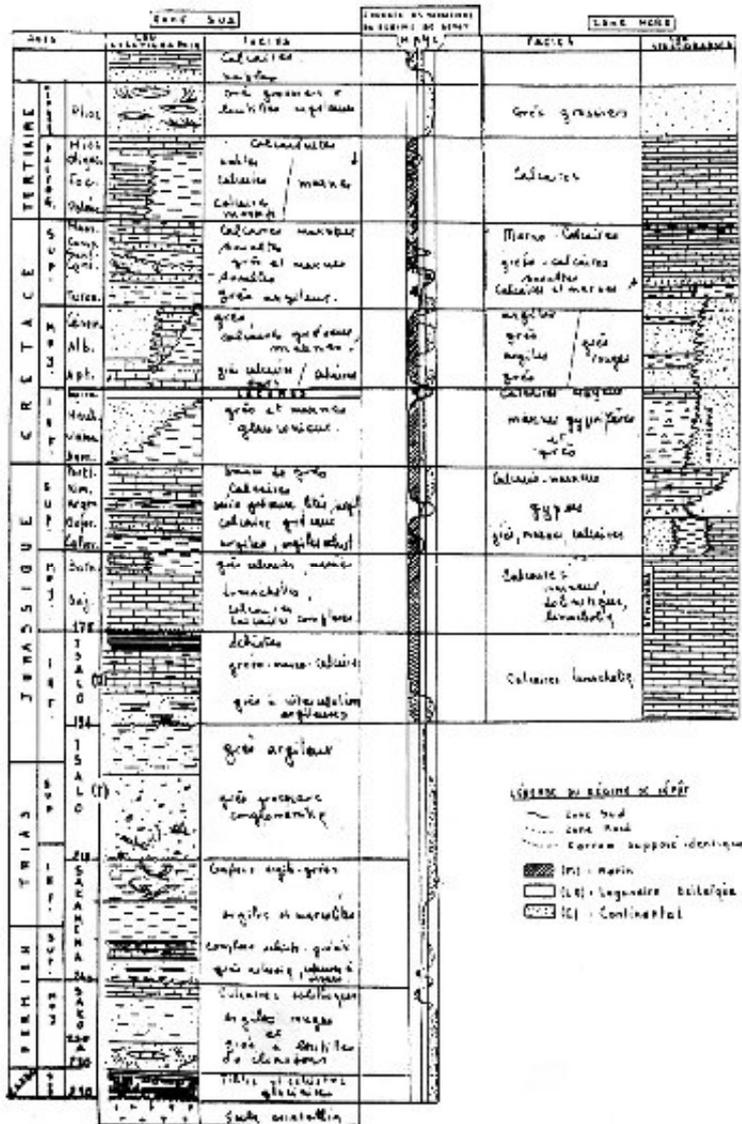


Figura 49. Log stratigrafico sintetico e variazioni del regime di deposizione delle successioni sedimentarie del bacino di Morondava (da RAJAOMAZAVA, 1992).

BESAIRIE (1960)

suddivide questo gruppo in quattro unita:

SCISTI NERI E TILLITI (schistes noirs et tillites)

- Riferimenti bibliografici - LETULLIER (1958); BESAIRIE (1960, 1972); BOAST & NARIN (1982).

- Litologia - Alternanza di tilliti ed argilliti scure. Le tilliti, molto compatte, sono composte da blocchi spigolosi (o poco arrotondati), eterogenei, con elementi di dimensioni notevoli (anche 60 cm), immersi in matrice argillosa, costituiti da rocce ignee e metamorfiche. Ove assenti, le tilliti sono sostituite da depositi periglaciali prevalentemente sabbiosi.

Le argilliti, nettamente prevalenti, sono spesso varvate e contengono frequenti e sottili livelli sabbiosi e calcareo-dolomitici. La stratificazione presenta delle deformazioni dovute, probabilmente, al movimento dei ghiacciai

(BOAST & NARIN, 1982) e strutture tipo dropstone. Il colore è generalmente scuro.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano solo nelle regioni meridionali (valle del Sakoia).
- Spessore - Lo spessore medio è di circa 150 m, ma varia tra i 50 ed i 450 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Appoggiano in discordanza sul basamento cristallino.
- Fossili ed età - I soli fossili ritrovati sono rappresentati da impronte di *Schizoneura*. L'età attribuibile è del Carbonifero inferiore.

- Facies - Ambiente fluvio-glaciale. Le tilliti, probabilmente, rappresentano depositi di morena di fondo (sono segnalate striature e rocce montonate), mentre le argille costituiscono i depositi di laghi periglaciali (BOAST & NARIN, 1982).

STRATI A CARBONE (couches à charbon; coal beds)

- Riferimenti bibliografici - LETULLIER (1958); BESAIRIE (1960, 1972); BOAST & NARIN (1982).

- Litologia - Sono costituiti principalmente da arenarie e conglomerati, con intercalati depositi carboniosi. Le arenarie, variano da medio-fini a grossolane (talvolta conglomeratiche) hanno stratificazione incrociata, e sono di colore bianco o giallastro. Verso la base sono leggermente calcaree.

Alternati a queste sono presenti cinque orizzonti carboniosi (di spessore variabile dai 4 m ai 40 m) molto continui, costituiti da argille carboniose e carbone.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano quasi esclusivamente nel bacino del Sakoa.

- Spessore - Lo spessore varia dai 50 ai 200 m (nei pressi di Sakoa).

- Rapporti con le altre formazioni - Coprono in concordanza le tilliti.

- Fossili ed età - Dai livelli carboniosi proviene una flora a: *Glossopteris indica*, *Gangamopteris major*, *Gangamopteris cyclopteroides*, *Schizoneura gondwanensis*; affine per molti aspetti ad altre associazioni dell'India, del Sud Africa, del Sud America, dell'Australia e dell'Antartide. Questa unità è riferibile al Permiano inferiore.

- Facies - Ambiente fluvio-lacustre e/o palustre.

SERIE ROSSA INFERIORE (série rouge inférieur; lower red beds)

- Riferimenti bibliografici - LETULLIER (1958); BESAIRIE (1960, 1972); BOAST & NARIN (1982); NICHOLS & DALY (1989).

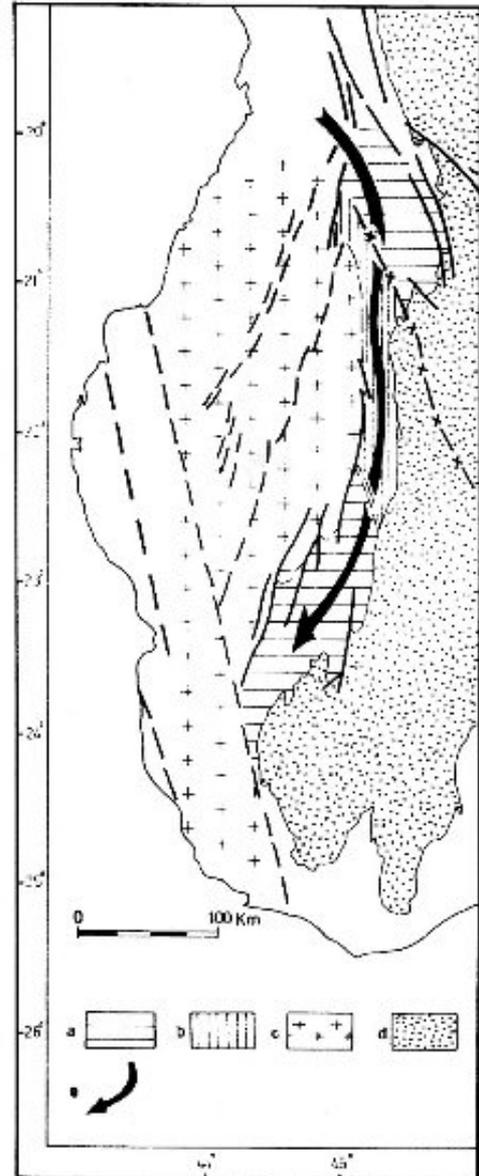


Figura 50. Strutture del bacino del Sakoa; a) bacino del Sakoa; b) soglia intermedia supposta; c-d) basamento cristallino; e) ingressione marina (da RADELLI, 1975).

- Litologia - E' costituita da argilliti rosse, subordinate ad arenarie arcose (talvolta verdastre), che tendono a diventare sempre più grossolane verso l'alto (fino a conglomeratiche alla sommità della successione).

Verso il tetto sono presenti due piccole intercalazioni di calcari, che preannunciano l'ingressione marina dei Calcari di Vohitolia.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Sono più diffusi delle unità precedenti, i migliori affioramenti si trovano nella valle del Sakoa, ma affiora anche nelle aree più settentrionali del bacino (area di Ranotsara).

- Spessore - Nelle regioni meridionali raggiunge i 1200 m (nei pressi di Besatrana X23°17' Y44°46', nella valle del Sakoa), mentre in quelle settentrionali è ridotto a circa 20 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Sono trasgressive sugli Strati a Carbone (BESAIRIE, 1960).

- Fossili ed età - I fossili sono molto rari. Sono stati rinvenuti: frammenti di legno silicizzato, *Glossopteris*, ed un fossile di tetrapside del gruppo dei *Dicynodontidi*. L'età attribuita è del Permiano inferiore-medio.

- Facies - Alternanza di depositi fluviali braided e di piana alluvionale (NICHOLS & DALY, 1989).

CALCARI DI VOHITOLIA

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1960, 1972); BOAST & NARIN (1982).

- Litologia - Sono costituiti da calcari sabbiosi, calcari oolitici, breccie calcaree e calcari stromatolitici

- Sezioni ed affioramenti tipo - Gli affioramenti sono molto continui nelle regioni settentrionali da Vohitolia (X22°40' Y44°16') a Vohibory (X23°36' Y45°56'), mentre a Sud di Sakoa sono più discontinui.

- Spessore - Varia tra i 20 ed i 30 m, ma spesso sono fortemente erosi dal Gruppo del Sakamena

- Rapporti con le altre formazioni - Sono concordanti con le arenarie conglomeratiche della Serie Rossa inferiore.

- Fossili ed età - La fauna non è molto abbondante, ed è caratterizzata da *Productus*, *Spirifer* e da alghe e stromatoliti. L'età attribuita è del Permiano medio.

- Facies - Piattaforma carbonatica.

4.2.2) GRUPPO DEL SAKAMENA

Il Gruppo del Sakamena (Permiano superiore-Triassico inferiore), caratterizzato sia da facies continentali che transizionali e marine, affiora su tutto il bordo orientale del bacino di Morondava tra il basamento cristallino e la faglia di Ilova (fig. 43, 46, 47).

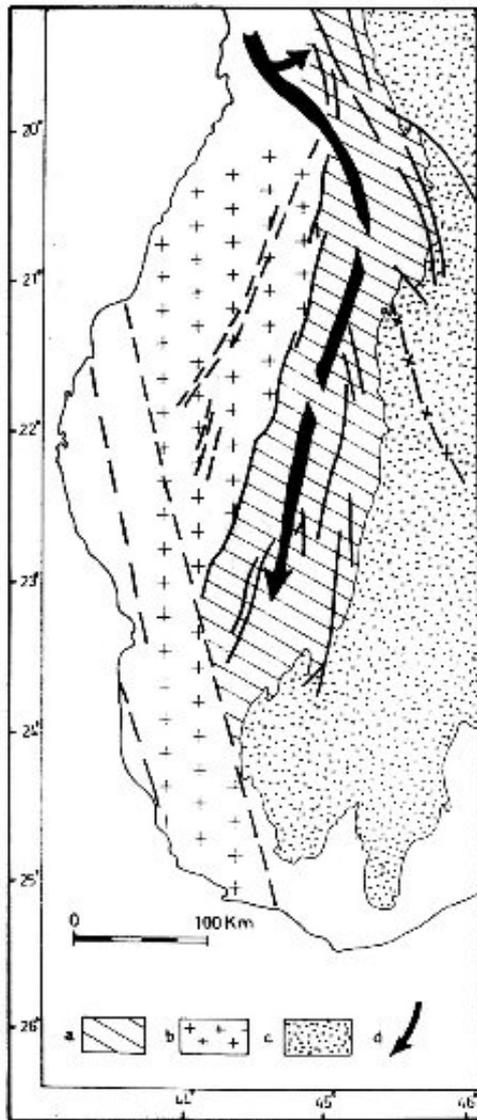


Figura 51. Strutture del bacino del Sakamena; a) bacino del Sakamena; b-c) basamento cristallino; d) ingressioni marine (da RADELLI, 1975).

Questa unità è erosiva e discordante sia sul basamento cristallino che sul sottostante Gruppo del Sakoa. La deposizione del Sakamena inizia con facies continentali e transizionali (rappresentate da un conglomerato basale, con ciottoli derivanti sia dal basamento cristallino che dai Calcari di Vohitolia, e da arenarie ed argille), a cui seguono depositi marini di piattaforma ed infine continentali e lagunari. Nonostante che sia distribuita diffusamente su tutto il bacino, gli spessori variano molto dalle regioni meridionali, dove raggiunge i 4000 m, a quelle settentrionali dove in alcuni punti non supera i 20 m, testimoniando la presenza di aree a tasso di subsidenza diverso.

Il bacino di deposizione del Sakamena rappresentava l'estensione del bacino del Sakoa. Era anch'esso un bacino intracratonico a circolazione ristretta, le cui uniche connessioni con il mare aperto (la paleo-Tetide) erano situate a Nord (RADELLI, 1975; fig. 51).

Questa unità è stata suddivisa in Sakamena inferiore, Sakamena medio e Sakamena superiore (BESAIRIE, 1960).

SAKAMENA INFERIORE

- Riferimenti bibliografici - LETULLIER (1958); BESAIRIE (1960, 1972); RADELLI (1975); BOSTAST & NARIN (1982); NICHOLS & DALY (1988); WESCOT (1988).

- Litologia - Viene a sua volta suddiviso in quattro unità di rango minore (BESAIRIE, 1960), dalla base:

Conglomerati di base - Sono rappresentati da conglomerati poligenici (con elementi provenienti sia dal basamento cristallino che dai Calcari di Vohitolia) ed arenarie grossolane a stratificazione incrociata. Il colore è generalmente verde o grigio, comunque scuro.

Intercalazioni marine (Calcari di Vohipanana-Ambatokapika) - Sono costituiti da siltiti calcaree grigio-verdi, a laminazione generalmente piano-parallela (con frammenti di conchiglie e scaglie di pesci) e calcari stromatolitici con intercalazioni di strati tabulari di

conglomerati ben arrotondati (principalmente costituiti da rocce del basamento cristallino) e rari calcari oolitici.

Scisti a piante - La litologia prevalente è rappresentata da peliti fissili, con piccole intercalazioni di calcari contenenti fossili di piante, brachiopodi di acque salmastre e coralli.

Complesso scisto-sabbioso a rettili - E' composto da argilliti, arenarie con ripple-marks, e calcari micritici.

- Sezioni ed affioramenti tipo - I migliori affioramenti sono nella valle del fiume Onilahy.

- Spessore - Varia dai 600 ai 2600 m (nel sondaggio di Saloanivo X23°27' Y44°42').

- Rapporti con le altre formazioni - E' discordante, con un angolo di circa 10-20°, sul Gruppo del Sakoa e sul basamento cristallino.

- Fossili ed età - Dalle intercalazioni marine provengono fossili di *Anthracoporella*, *Syringopora*, *Cladochonus*, *Gervillia elianae*, *Modiolopsis stockleyi* (alcune di queste forme sono state ritrovate anche nella Formazione di Ruhembe in Tanzania). Gli scisti a piante hanno fornito una flora costituita da: *Schizoneura gondwanensis*, *Phyllothea*, *Pecopteris (Asterotheca)*, *Glossopteris indica*, *Glossopteris aff. indica*, *Thinnfeldia callipteroides*, *Supaia*, *Lepidopteris madagascariensis*, *Lepidopteris stuttgartiensis*, *Brachyphyllum*, *cf. Ulmannia*, *cf. Albertia*, *Naeggerathiopsis cf. lacerata*, *cf. Danaeopsis marantacea*, *Taeniopteris magnifolia*; e dalle intercalazioni calcaree: *Cladochonus* ed *Estheria*. Il complesso scisto-sabbioso ha fornito una fauna a rettili costituita da: *Hovasaurus boulei*, *Tangasaurus menelli*, *Coelurosauravus elivensis*; da un pesce (*Atherstonia*), ed alcune piante: *Glossopteris indica*, *Phyllothea* e brachiopodi di ambiente salmastro (*Estheria*). L'età attribuita è del Permiano superiore.

- Facies - Continentali deltizie e/o costiere, con episodi lagunari e brevi ingressioni marine. La paleogeografia del bacino era molto simile a quella del Sakoa (RADELLI, 1975; NICHOLS & DALY, 1988).

SAKAMENA MEDIO

- Riferimenti bibliografici - LETULLIER (1958); BESAIRIE (1960, 1972); RADELLI (1975); BOAST & NARIN (1982); NICHOLS & DALY (1988).

- Litologia - E' costituito da scisti ed argille grigie a septaria, con alternati sottili livelli di arenarie argillose, e verso il tetto calcari pisolitici con pelecypodi. I noduli di septaria sono costituiti da calcari marnosi, e spesso costituiscono lenti molto continue.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora su tutto il bordo orientale del bacino di Morondava. Le migliori esposizioni si hanno lungo la valle del fiume Onilahy.

- Spessore - Lo spessore medio è di circa 200 m, ma varia tra i 100 ed i 400 m.

- Rapporti con le altre formazioni - E' transizionale con il Sakamena inferiore.

- Fossili ed età - Nei livelli scistosi si trovano frequentemente fossili di *Estheria* e di *Mytilus cf. pisilonoti*. Generalmente sono abbondanti brachiopodi e crostacei, mentre i pesci sono

più rari (è stato rinvenuto un *Boreosomus* ed un grande *Birgeria*). Sono stati rinvenuti anche fossili di Sauroptrygei (Nothosauridi e Plesiosauri). L'età attribuita è Triassico inferiore.

- Facies - Marine salmastre-lagunari e/o lacustri (laghi costieri, NICHOLS & DALY, 1988).

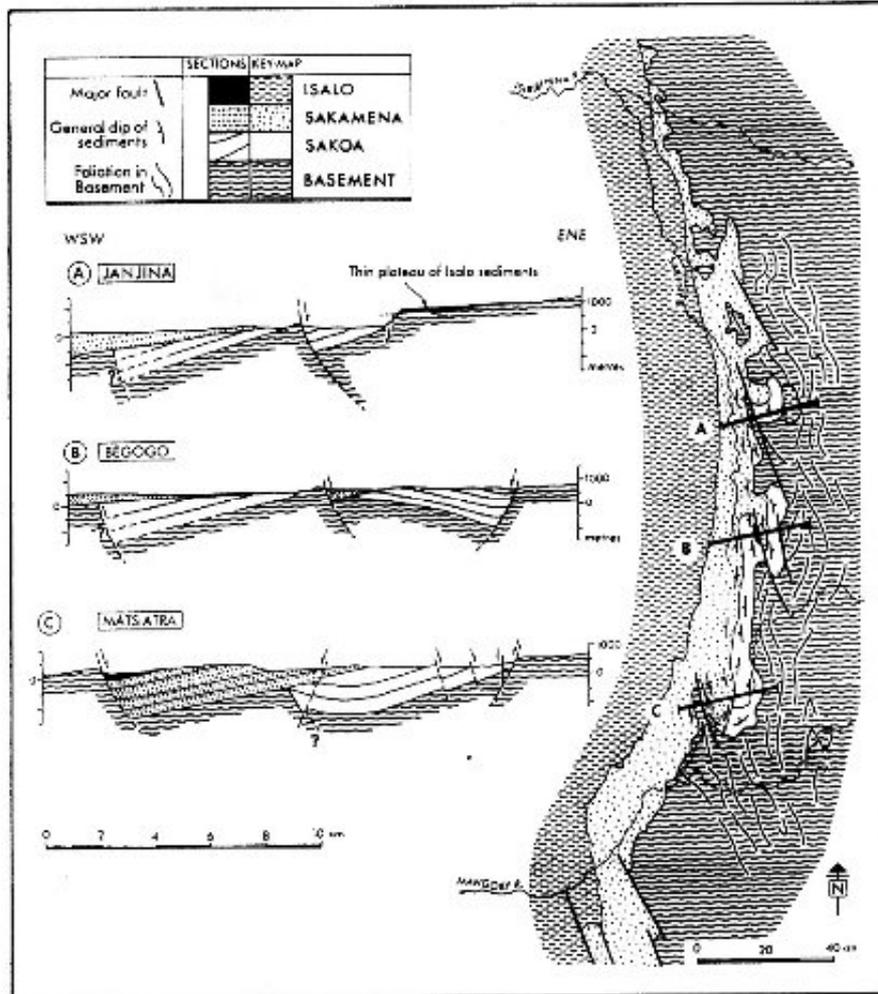


Figura 52. Principali elementi strutturali del basamento cristallino, del Sakoa e del Sakamena della parte centrale del bacino di Morondava (da NICHOLS & DALY, 1989).

SAKAMENA SUPERIORE (Série rouge supérieure)

- Riferimenti bibliografici - LETULLIER (1958); BESAIRIE (1960, 1972); RADELLI (1975); BOAST & NARIN (1982); NICHOLS & DALY (1988).

- Litologia - Alternanza di argilliti rossastro-verdastre con arenarie a stratificazione incrociata fini, friabili, biancastre, con intercalate lenti di arenarie calcaree.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Buone esposizioni sono nella parte meridionale del bacino, tra Ranohira (X22°33' Y45°24') e Saloanivo (X23°27' Y44°42') (fig. 43, 48)

- Spessore - Varia dai 250 ai 600 m.

- Rapporti con le altre formazioni - E' concordante con il Sakamena medio.

- Fossili ed età - Non sono mai stati ritrovati fossili. L'età attribuita (in base alla posizione stratigrafica che occupa) è del Trias inferiore.
- Facies - Continentali e/o lagunari.

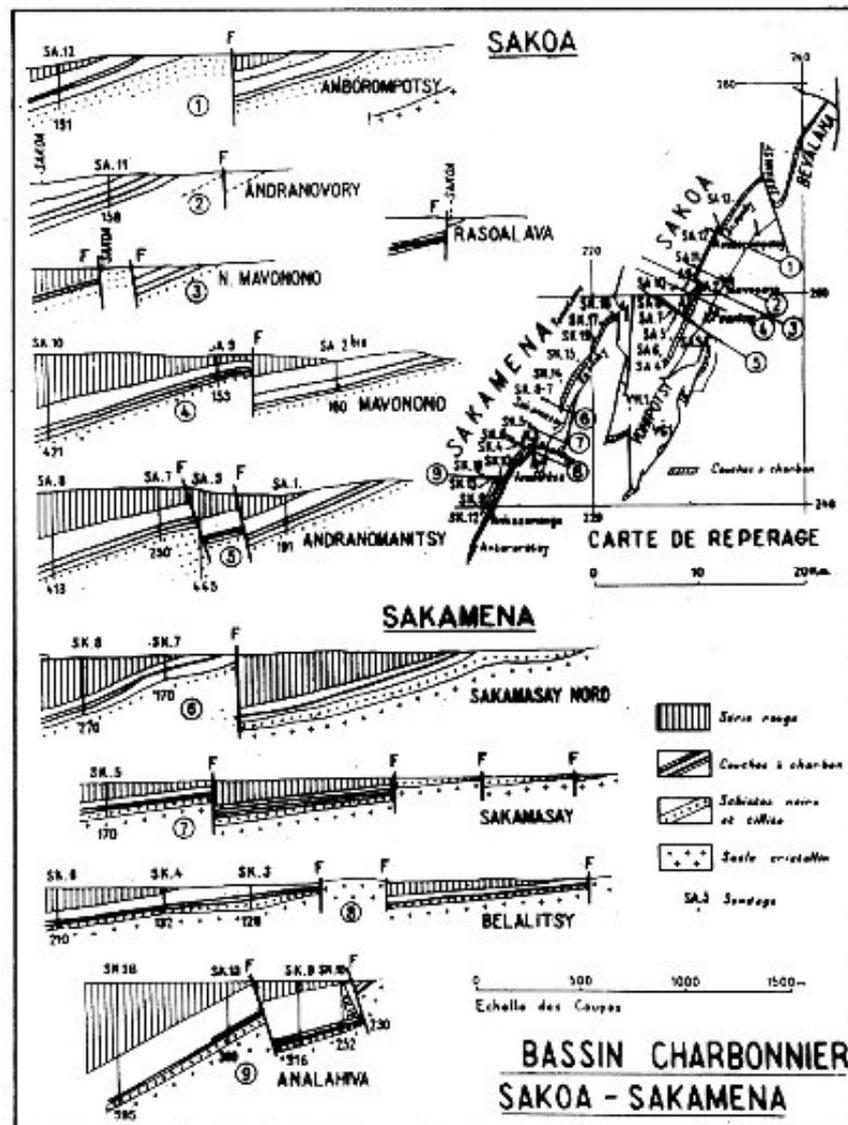


Figura 53. Sezioni geologiche del bacino carbonifero del Sakoa e del Sakamena (da BESAIRIE, 1972).

4.2.3) GRUPPO DELL'ISALO

E' trasgressivo e leggermente discordante sul Gruppo del Sakamena, ed affiora con continuità su tutti i bacini sedimentari del Madagascar occidentale. La successione delle Arenarie dell'Isalo nel bacino di Morondava (Trias inferiore-Lias superiore), inizia generalmente con alcuni livelli conglomeratici, ma è costituita principalmente da arenarie e sabbie biancastre continentali. Verso la parte superiore sono più frequenti intercalazioni

argillose di colore rosso e/o verdastro ed intercalazioni di depositi marini. Lo spessore massimo raggiunto da questa unità nel bacino di Morondava è di circa 6000 m (nelle regioni meridionali).

Il Gruppo dell'Isalo, nel bacino di Morondava, è rappresentato principalmente dalle Arenarie dell'Isalo I e dalle Arenarie dell'Isalo II. L'ingressione marina toarciana che, nel bacino di Mahajanga, marca questo passaggio qui non è presente, ma a volte questo limite è evidenziato da discordanze a carattere locale. L'Isalo III continentale è praticamente assente, ed è sostituito dalle facies marine e/o paraliche del Gruppo di Sakaraha (Lias-Dogger).

ARENARIE DELL'ISALO I

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1960, 1972); RADELLI (1975); BOAST & NARIN (1982); NICHOLS & DALY (1988).

- Litologia - Sono costituite prevalentemente da sabbie ed arenarie arcose poco cementate, di colore bianco, a stratificazione incrociata, con rari livelli di conglomerati (costituiti quasi esclusivamente da ciottoli di quarzo). Le argille sono praticamente assenti, e talvolta costituiscono solo delle rare lenti di spessore decimetrico.

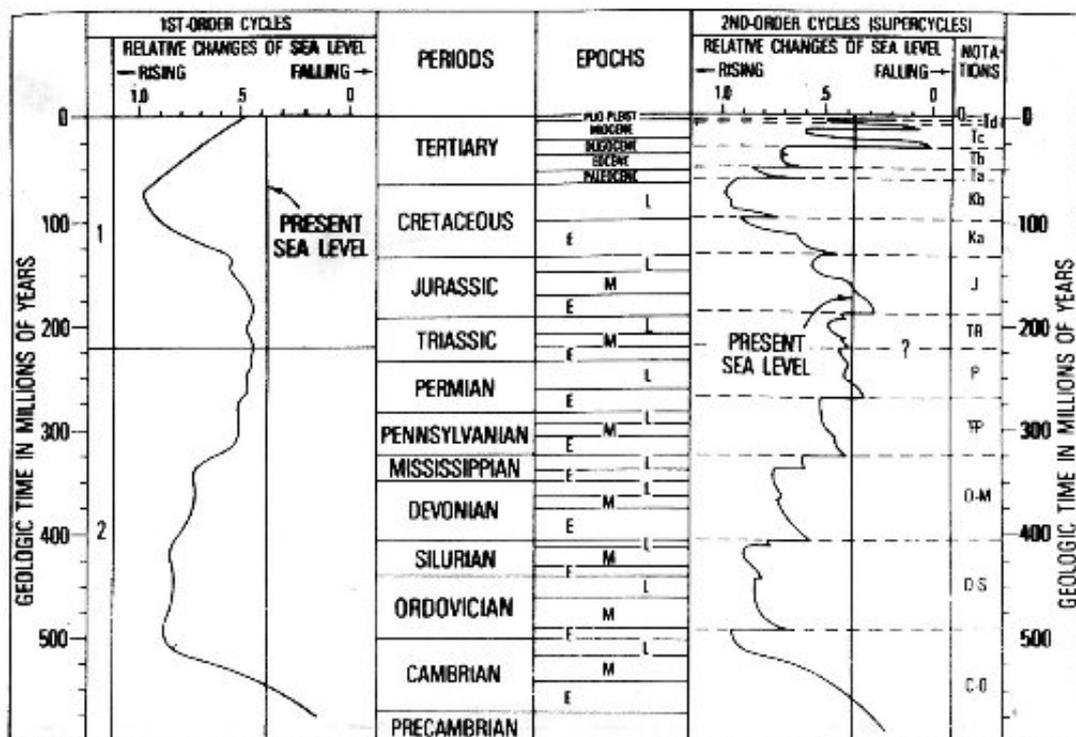


Figura 54. Curva delle variazioni del livello del mare (da VAIL et alii, 1977).

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nella regione dell'Isalo ove costituisce una catena montuosa lunga circa 180 km (dalla valle dell'Onilahy alla valle del Dangovato ~ X22°06' Y45°13').
- Spessore - Varia dai 700 m ai 1600 m. Gli spessori tendono ad aumentare nelle regioni meridionali ed in quelle occidentali.
- Rapporti con le altre formazioni - Sono in leggera discordanza sul Gruppo del Sakamena.
- Fossili ed età - Sono stati rinvenuti solo resti silicizzati di vegetali. Vengono attribuite al Trias medio-superiore Lias inferiore (?).
- Facies - Continentali (fiumi braided ?).

4.2.4) GIURASSICO: GRUPPO DEL SAKARAHHA (FACIES MISTE) ED EQUIVALENTI LATERALI

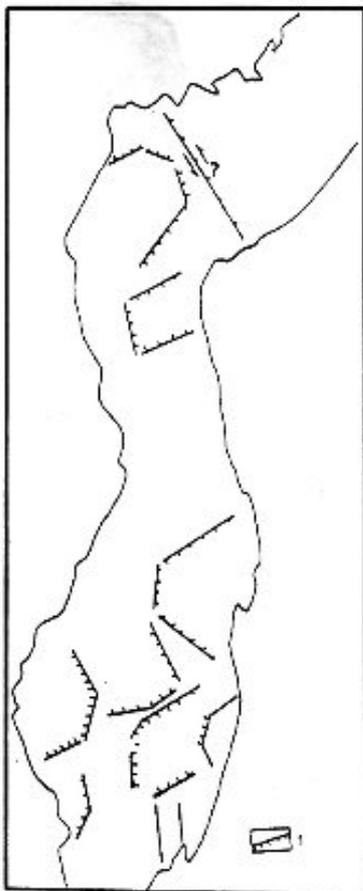


Figura 55. Schema strutturale del Giurassico inferiore (da RAJAO-MAZAVA, 1992). 1) Faglie normali.

Il Giurassico del bacino di Morondava, come quello degli altri bacini malgasci, rappresenta un'intervallo di tempo caratterizzato da notevoli variazioni di facies (fig. 2). La soglia, rappresentata dall'horst di Ilova, che aveva agito durante la deposizione delle Arenarie dell'Isalo I non è più attiva, e le aree ad occidente di questa struttura divengono subsidenti (RADELLI, 1975). Conseguentemente a questo, si ebbe deposizione di facies continentali e/o lacustri nelle aree orientali (Arenarie dell'Isalo II), mentre in quelle occidentali, ed in seguito anche in quelle orientali (con il progredire della subsidenza) si depositavano facies transizionali e/o marine (Gruppo del Sakaraha; Giurassico medio).

Il Gruppo del Sakaraha (sinonimo anche di Isalo III), latero-superiore alle Arenarie dell'Isalo II, è rappresentato principalmente da facies transizionali molto eterogenee (fig. 2), che tendono ad essere sempre più marine verso Ovest (incontrate soprattutto in sondaggi: Sikily X21°52' Y44°10'; Tandrano X22°05' Y44°37'; Ambatolahy X22°24' Y44°12'; Manera X22°54' Y43°16'). Nelle regioni meridionali viene suddiviso in tre formazioni: la Formazione di Sakaraha; la Formazione di Sakanavaka e la Formazione di Ankazoabo (BESAIRIE, 1972).

Dal Calloviano medio al Titoniano, gran parte del

bacino di Morondava è interessato da deposizione prevalentemente marina con episodi continentali e paralici.

ARENARIE DELL'ISALO II

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1960, 1972); RADELLI (1975); BOAST & NARIN (1982); NICHOLS & DALY (1988).

- Litologia - A differenza delle Arenarie dell'Isalo I, queste contengono numerose intercalazioni di argille rosse e verdi (spessi anche 30 m). Le arenarie sono generalmente meno grossolane, ed hanno stratificazione incrociata. Sono presenti anche piccoli episodi evaporitici, carbonatici e depositi di carbone.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Non esistono località dove affiora la successione completa, tuttavia delle buone esposizioni si trovano tra la strada Ranohira-Tuléar e la valle dell'Onilahy.

- Spessore - Varia tra i 1000 ed i 2000 m nelle regioni meridionali.

- Rapporti con le altre formazioni - Sono generalmente concordanti con le arenarie dell'Isalo I, tuttavia discordanze locali sono segnalate nei pressi di Lambosina (X23°40' Y44°37'; RADELLI, 1975). L'Isalo II, nelle regioni occidentali (ad Ovest della faglia di Ilova) è sostituito da facies marine dell'Aaleniano.

- Fossili ed età - Questa unità non ha fornito un'associazione fossile molto abbondante. E' composta principalmente da resti vegetali silicizzati di grandi dimensioni (abbondanti soprattutto nella parte alta della formazione) e da placche dermiche di Phytosauridi. L'età attribuita è Lias superiore (Toarciano-Aaleniano).

- Facies - Continentali (fluviali, lacustri?-palustri?).

FORMAZIONE DI SAKARAHHA (Série de Sakaraha)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972); RADELLI (1975).

- Litologia - All'interno di questa formazione si possono osservare una serie di passaggi laterali (fig. 2), da Nord a Sud:

Calcari sabbiosi di Vohitelo (a Nord di Mangoky); alla loro base è presente un'alternanza di arenarie calcaree con lamellibranchi ed arenarie tipo "Isalo II" con lenti di lignite.

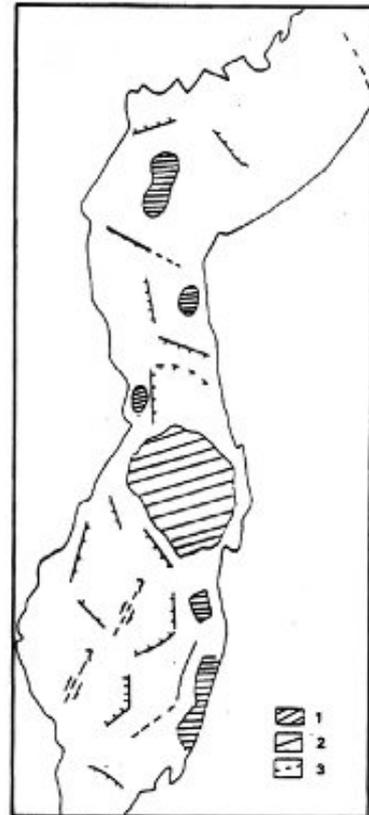


Figura 56. Schema strutturale relativo al Giurassico medio (da RAJAOMAZAVA, 1992). 1) Zone di alto relativo; 2) faglie principali probabili; 3) faglie probabili.

Sovrastanti a queste sono presenti delle arenarie bianche, a stratificazione incrociata con intercalate marne, argille sabbiose ed arenarie calcaree. Infine, chiudono la serie, calcari oolitici a *Girvanelle* e marne a *Rhynchonelle*. Lo spessore totale di circa 200 m.

Arenarie a facies miste di Manandrea-Lambosina; la successione inizia al di sopra delle Arenarie dell'Isalo II con calcari a *Polypiers*, coperti da un'alternanza di sabbie bianche o rossastre a stratificazione incrociata, sabbie a clay chips, arenarie calcaree (talvolta conchigliifere) e rarissime e sottili intercalazioni argillose. Al di sopra di queste c'è una facies tipo "Isalo" ad arenarie friabili, di colore bianco giallastro, a stratificazione incrociata o obliqua, con intercalazioni di arenarie calcaree, di sottili livelli argillosi o marnosi e, più raramente, calcarei, contenente numerosi resti di tronchi silicizzati. Lo spessore totale di circa 200-250 m.

Calcari di Sakaraha; al di sopra delle Arenarie dell'Isalo II si trovano facies marnoso-calcaree (talvolta sabbiose), per uno spessore che varia dai 50 agli 80 m. Superiormente a queste sono presenti calcari oolitici e pisolitici a *Girvanelle* per uno spessore di 20-40 m.

Più a Sud, a circa 20 Km da Sakaraha (X22°53' Y44°31'), questi calcari sono laterali alle **Arenarie di Andranopatsa**.

Calcari di Ivohibe; nei pressi del fiume Onilahy, le Arenarie di Andranopatsa passano nuovamente ad una facies calcarea costituita da un'alternanza di calcari oolitici ed arenarie, calcari oolitici, marne, e calcari oolitici.

-Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano nell'area compresa tra la faglia di Ilova e quella di Iakomby.

- Spessore - Lo spessore medio è di circa 200 m.

- Rapporti con le altre formazioni - E' latero-superiore alle Arenarie dell'Isalo II e, verso Nord, diviene sempre più calcareo-marnosa e viene chiamata Formazione di Bemaraha inferiore (BESAIRIE, 1972). In letteratura, talvolta, ha come sinonimo Isalo III.

- Fossili ed età - Dai livelli calcarei proviene una fauna rappresentata da: Lamellibranchi, Gasteropodi, Trigonie, *Girvanelle*, *Rhynchonelle*, *Polypiers*, *Flabellothyris dichotoma*, *Trigonia tenuicostata*, *Exogyra nana*, *Nerinea*, *Perna*, *Pteroperna*, *Gervilleia*, e denti di *Strophodus*. Dai livelli arenacei provengono resti silicizzati di tronchi. L'età attribuita è Aaleniano(?)-Batoniano inferiore

- Facies - Marine costiere con piccole barriere coralline, transizionali e continentali costiere. A Nord (area di Bemaraha X18°30' Y44°45') ha caratteri più marini.

FORMAZIONE DI ANKAZOABO (Série d'Ankazoabo)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972); RADELLI (1975).

- Litologia - E' una successione monotona di arenarie e sabbie bianco-giallastre, frequentemente carbonatiche, a stratificazione incrociata. Alcune aree (a Nord) presentano intercala-

zioni di calcari marini e rare lenti di calcari dolomitici alla base. A Sud dell'Onilahy, la parte superiore e media della successione presenta dei livelli discontinui di calcari dolomitici

- Sezioni ed affioramenti tipo - La successione affiora tra i fiumi Ampanihy e Tsiafandonaika (affluenti Est del fiume Sakanavaka).

- Spessore - Nelle aree settentrionali (a Sud di Mangoky) lo spessore varia dai 600 agli 800 m, mentre nei pressi della regione del Sakaraha (X22°53' Y44°31') si riduce a circa 300 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Il passaggio tra questa formazione e la sottostante è graduale. Nelle regioni meridionali (area dell'Onilahy) ed in quelle settentrionali (area di Bemaraha ~ X18°30' Y44°45'), la parte medio-superiore di questa unità (prevalentemente continentale) è laterale a facies transizionali conosciute anche con il nome di Formazione di Bemaraha media.

- Fossili ed età - Da questa successione provengono soprattutto resti silicizzati di legno. Nei livelli marini, presenti alla base, si ritrovano fossili di *Polypier*, brachiopodi, lamellibranchi e *Rhynchonelle*. L'età attribuita è del Batoniano.

- Facies - Generalmente continentali-deltizie, con episodi lagunari e brevi ingressioni marine.

FORMAZIONE DI SAKANAVAKA (Série de la Sakanavaka)

- Riferimenti bibliografici - BESAIRIE (1972); RADELLI (1975).

- Litologia - E' composta da un'alternanza di arenarie sabbiose, bianco-giallastre e talvolta rossastre, a stratificazione incrociata, con arenarie a cemento calcareo, argille sabbiose e calcari a lumachelle.

- Sezioni ed affioramenti tipo - La successione completa affiora solo nella valle del Sakanavaka (X22°03' Y44°27').

- Spessore - Nella regione di Sakanavaka (X22°03' Y44°27') raggiunge 500 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Il passaggio con la sottostante Formazione di Ankazoabo è graduale, ed è marcato dalla prima apparizione dei livelli a lumachelle. E' l'equivalente meridionale, a facies paralica, della Formazione di Bemaraha superiore in facies marina.

- Fossili ed età - Dai calcari a lumachelle, presenti nell'area compresa tra il fiume Magonky e il Fiherenana, proviene la seguente fauna: *Corbula pectinata*, *Corbula grandidieri*, *Corbula bouvreti*, *Pseudotrapezium ventricosum*, *Protocardium striatulum*, *Pteroperna costulata*, *Perna latoconvexa*, *Lucina (Phacoides) gr. striatula*, *Astarte baroni*, *Acanthothyris multistriata*, placche dermiche di *Crocodiliens*, denti di *Acrodus* e scaglie di *Lepidotus*. A sud di questa area le facies marine divengono prevalenti, in particolar modo nella parte superiore, nella quale è possibile riconoscere un Batoniano superiore ad echinodermi senza ammoniti da un Calloviano inferiore con ammoniti BESAIRIE (1972). La parte superiore di questa successione ha fornito una fauna del Batoniano superiore rappresentata da: *Sphaerotiaris vivaldii*, *Holectypus depressus*, *Acrosalenia hemicidaroides*,

Acrosalenia spinosa, *Acrosalenia basseae*, *Echinopygus cottreaui*, *Mepygurus depressus*, *Trochodiadema stefanini*, *Heligmus rollandi*, *Lopha gregarea*, *Lopha costata*, *Ceromya concentrica*, *Ceromya plicata*, *Rhynchonella pseudo-incostans*, *Rhynchonella fischeri*, *Flabellothyris dichotoma*, *Sphaera madagascariensis*, *Trigonia hispida*; e del Calloviano inferiore rappresentata da *Macrocephalites*. La parte inferiore, più arenacea, ha fornito solo resti di legno silicizzato.

- Facies - Paraliche con caratteri più marini nelle regioni a Sud di Sakaraha (X22°53' Y44°31') e nell'area di Bemaraha (X18°30' Y44°45').

GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE (Calloviano medio-Titoniano)

I depositi della Formazione di Sakanavaka passano, con una certa gradualità, a facies prevalentemente marine rappresentate dall'intervallo di tempo compreso tra il Calloviano medio ed il Titoniano. Anche i depositi del Giurassico superiore, come quelli del Giurassico medio (di tutti i bacini sedimentari del Madagascar occidentale), presentano numerose variazioni laterali di facies, soprattutto nelle regioni centrali del bacino ove, nella parte medio-superiore di questo intervallo di tempo, sono presenti episodi continentali e/o paralici.

La successione "marina" del Giurassico medio-superiore inizia con depositi di mare sottile riferibili al Calloviano medio-superiore (fig. 2). Questi depositi sono rappresentati da argille, marne, marne calcaree e calcari marnosi per uno spessore complessivo di circa 20-40 m, e sono caratterizzati dalla presenza di una fauna ad ammoniti (*Macrocephalites*).

L'Oxfordiano, nelle aree settentrionali (tra i fiumi Manambolo e Manambao), è spesso assente del tutto o in parte. Ove presente è in facies di mare sottile o costiera. Nelle regioni centrali (tra i fiumi Onilahy e Manambolo) le facies sono marino/paraliche e talvolta, verso la parte alta della successione, divengono continentali. A Sud dell'Onilahy l'Oxfordiano è in facies marina. Le facies marine e paraliche sono rappresentate da marne, argille, calcari oolitici e rare intercalazioni sabbiose glauconitiche. I colori che prevalgono sono il giallastro ed il grigio. Le facies continentali (presenti soprattutto nella valle del Mangoky, nei pressi di Bemarivo X21°42' Y44°45') sono costituite da arenarie grossolane di colore rossastro, a stratificazione incrociata, con resti di legno silicizzato (fig. 2). Lo spessore totale varia dai 50 m ai 250 m (nel massiccio di Manamana X22°30' Y44°30', tra il fiume Onilahy ed il Mangoky).

Anche i depositi del Kimmeridgiano, come quelli dell'Oxfordiano, presentano forti differenze tra le aree centrali del bacino (tra i fiumi Onilahy e Manambolo) e quelle settentrionali e meridionali (fig. 2). In queste ultime si ha deposizione prevalentemente marina, rappresentata soprattutto da marne glauconitiche, calcari marnosi, arenarie, arenarie glauconitiche, arenarie calcaree e calcari a fossili di lamellibranchi e brachiopodi. La deposizione continentale e paralica delle regioni centrali è rappresentata da arenarie rosse

grossolane a stratificazione incrociata, e da alternanze di arenarie calcaree e calcari sabbiosi. Lo spessore totale varia dai 65 ai 400 m (a Nord di Mangoky).

Il Titoniano, praticamente assente nelle aree centrali, è quasi sempre in facies marina, ed è rappresentato da argille gessose-glaucitiche e calcari marnosi, per uno spessore variabile dai 50 ai 120 m (nelle aree settentrionali).

4.3) MODELLI PALEOGEOGRAFICI DEL BACINO DI MORONDAVA

4.3.1) PERMIANO (schema 1a)

Fino dal Carbonifero superiore-Permiano inferiore l'attuali aree costiere dell'Africa orientale (Mozambico, Tanzania, Kenya e probabilmente parte della Somalia) e del Madagascar vengono interessate da una fase di assottigliamento crostale (PARTE III), dando luogo allo sviluppo di bacini sedimentari intracratonici (sviluppatisi principalmente in direzione N-S), tra cui il bacino di Morondava.

Il Gruppo del Sakoa si depositava in una stretta fascia, costituita da una serie di piccoli graben, compresa tra la grande faglia di Manalobe (fig. 50) ed il basamento cristallino. I depositi glaciali si sono conservati solo sul fondo dei graben che si stavano formando durante questa fase tettonica. La deposizione fu prevalentemente continentale con episodi lacustri (Strati a Carbone) e fluviali (Serie Rossa inferiore). Con lo sviluppo del rifting un piccolo braccio di mare, connesso con la Tetide, si insinuò fino a queste regioni (Calcari di Vohitolia).

Lo schema 1a rappresenta il quadro paleogeografico durante la deposizione degli Strati a Carbone.

4.3.2) PERMO-TRIAS (schema 2a)

Continua lo sviluppo del rift tra il margine dell'Africa orientale ed il Madagascar. Le regioni meridionali di questo bacino presentano una subsidenza maggiore di quelle settentrionali. Al termine della deposizione del Gruppo del Sakoa, si ha un periodo di maggior attività tettonica. Ne consegue l'allargamento del bacino di deposizione, il tiltaggio verso Ovest del Gruppo del Sakoa (fig. 52, 53) e la deposizione del Gruppo del Sakamena.

Il Gruppo del Sakamena è un'unità costituita prevalentemente da depositi continentali, tuttavia sono presenti a vari livelli stratigrafici anche episodi marini. Lo schema 2a rappresenta una delle ingressioni nel Sakamena medio.

4.3.3) TRIASICO INFERIORE (schema 3a)

La paleogeografia del bacino di Morondava, durante questo intervallo di tempo, non differisce molto dallo schema precedente. Durante questa fase si ha la deposizione del Sakamena superiore, caratterizzata da un'alternanza di facies continentali costiere e marine.

Le ingressioni marine del Gruppo del Sakamena, avvenute durante un periodo in cui il livello del mare era basso (VAIL, 1977; fig. 54), erano fortemente condizionate dalla morfologia del margine (e quindi dal rifting tra il Madagascar e l'Africa orientale), e probabilmente, anche i brevi periodi di alto relativo del livello del mare (curve di II° ordine) hanno avuto un ruolo importante in queste periodiche ingressioni.

4.3.4) **TRIASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 4a)

Con la deposizione delle Arenarie dell'Isalo I si instaurano nuovamente condizioni continentali su tutto il bacino. La paleogeografia del bacino di deposizione dell'Isalo I non doveva essere molto diversa da quella del Gruppo del Sakamena, ossia si depositava in uno stretto bacino delimitato ad Est dal basamento cristallino, e ad Ovest dall'horst dell'Ilova (fig. 51). La discordanza angolare tra questa unità ed il sottostante Gruppo del Sakamena, testimonia un nuovo periodo di maggior attività tettonica a cui, verosimilmente, corrisponde un generale ringiovanimento dei rilievi, ed un maggiore aumento dell'energia dei sistemi deposizionali.

4.3.5) **TRIASSICO SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE** (schema 5a)

A questo intervallo di tempo corrisponde la deposizione della parte alta delle Arenarie dell'Isalo I, la deposizione delle Arenarie dell'Isalo II e la deposizione degli equivalenti laterali e superiori di quest'ultima. Con la deposizione delle Arenarie dell'Isalo II l'horst di Ilova, che delimitava il bacino ad occidente, non rappresenta più una soglia, ma questo segnava il limite tra un'area occidentale in forte subsidenza, sulla quale si depositavano le facies marine liassiche del Gruppo di Sakaraha, ed un'area orientale in minore subsidenza (dove si aveva ancora la deposizione delle Arenarie dell'Isalo II (RADELLI, 1975).

4.3.6) **GIURASSICO INFERIORE E MEDIO** (schema 6a)

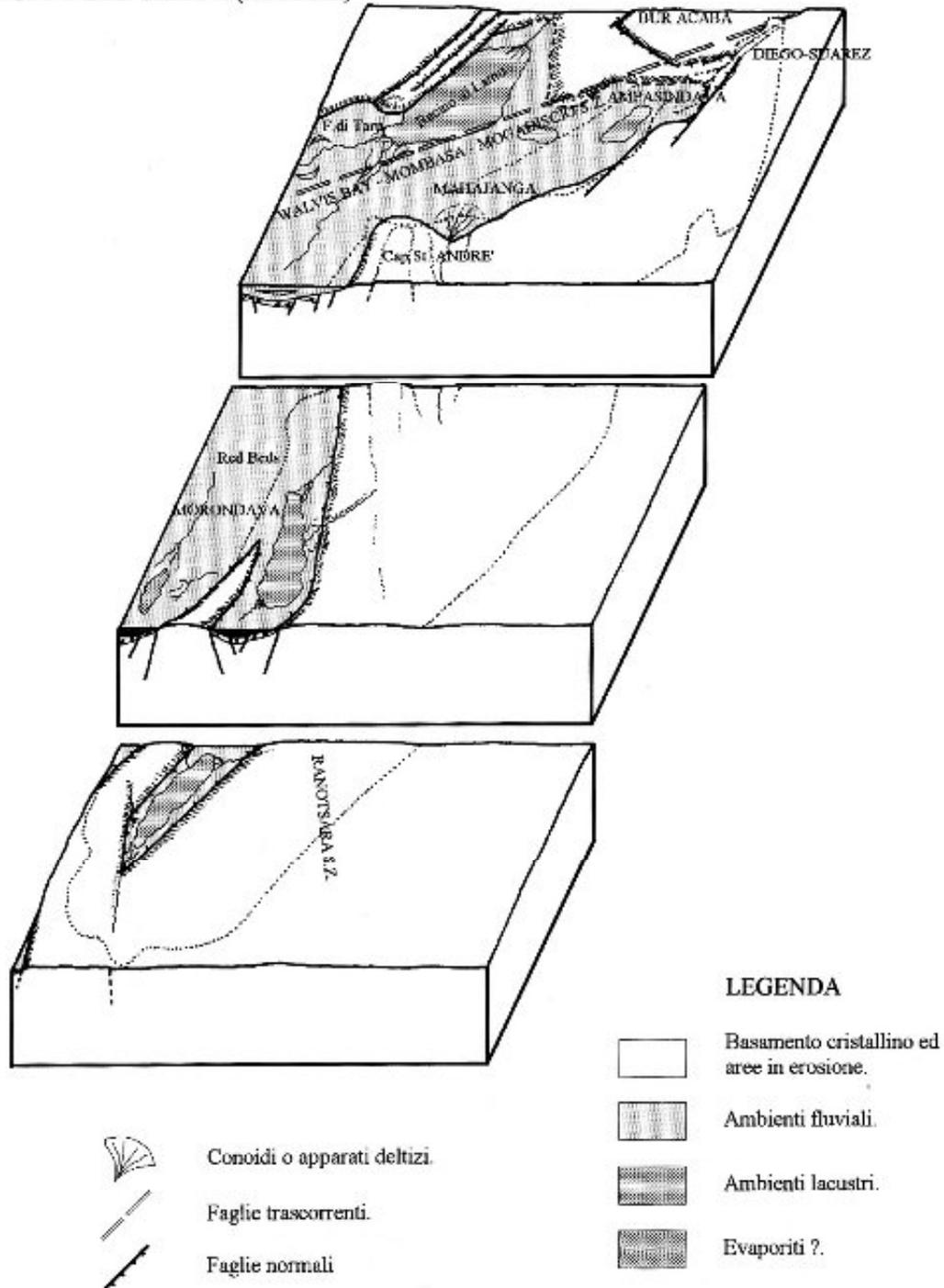
Nel Giurassico inferiore continua la deposizione delle Arenarie dell'Isalo II nelle aree orientali, mentre ad occidente sono presenti ambienti paralici e marini. Dal Giurassico medio in poi si ha un repentino aumento del tasso di subsidenza di questo bacino (RAJAOMAZAVA, 1992), ed alle facies prevalentemente transizionali (Formazione di Sakaraha, Formazione di Ankazoabo e Formazione di Sakanavaka) succedono (dal Calloviano in poi) depositi prevalentemente marini. Lo schema 6a rappresenta la probabile paleogeografia durante la deposizione delle Formazioni di Sakaraha-Ankazoabo.

4.3.7) **GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 7a)

In seguito all'aumento del tasso di subsidenza accennato precedentemente, e ad un innalzamento del livello eustatico (fig. 54), il bacino di Morondava (dal Calloviano in poi) viene interessato da una vasta ingressione marina. La lacuna oxfordiana, generalmente presente negli altri bacini sedimentari malgasci, è limitata solo alle aree settentrionali, mentre nelle aree centro-meridionali, in corrispondenza di questa epoca, talvolta si hanno depositi continentali e/o paralici.

PERMIANO INFERIORE E MEDIO
GRUPPO DEL SAKOA (Red Beds)

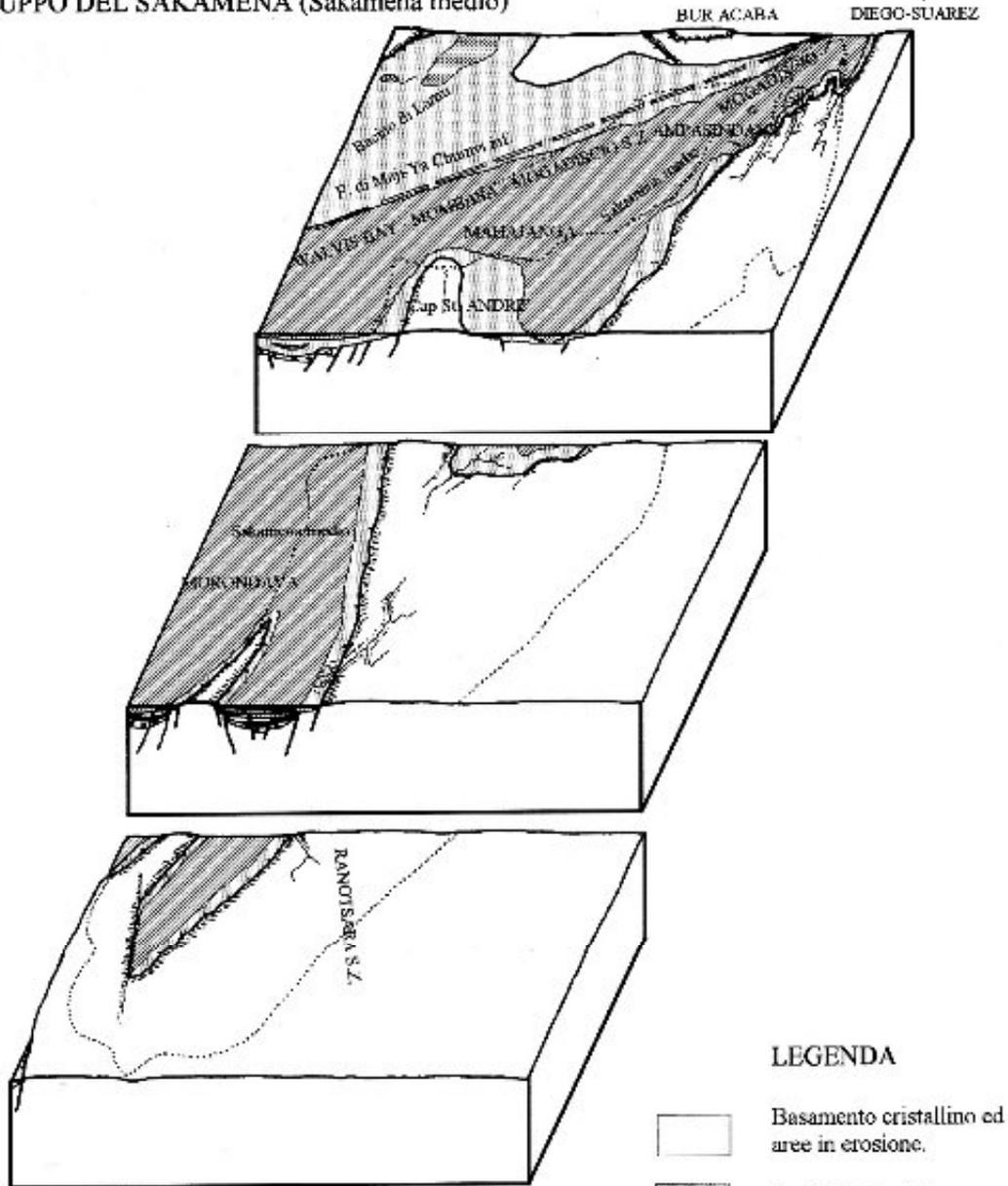
SCHEMA 1a



PERMO-TRIAS

GRUPPO DEL SAKAMENA (Sakamena medio)

SCHEMA 2a



LEGENDA

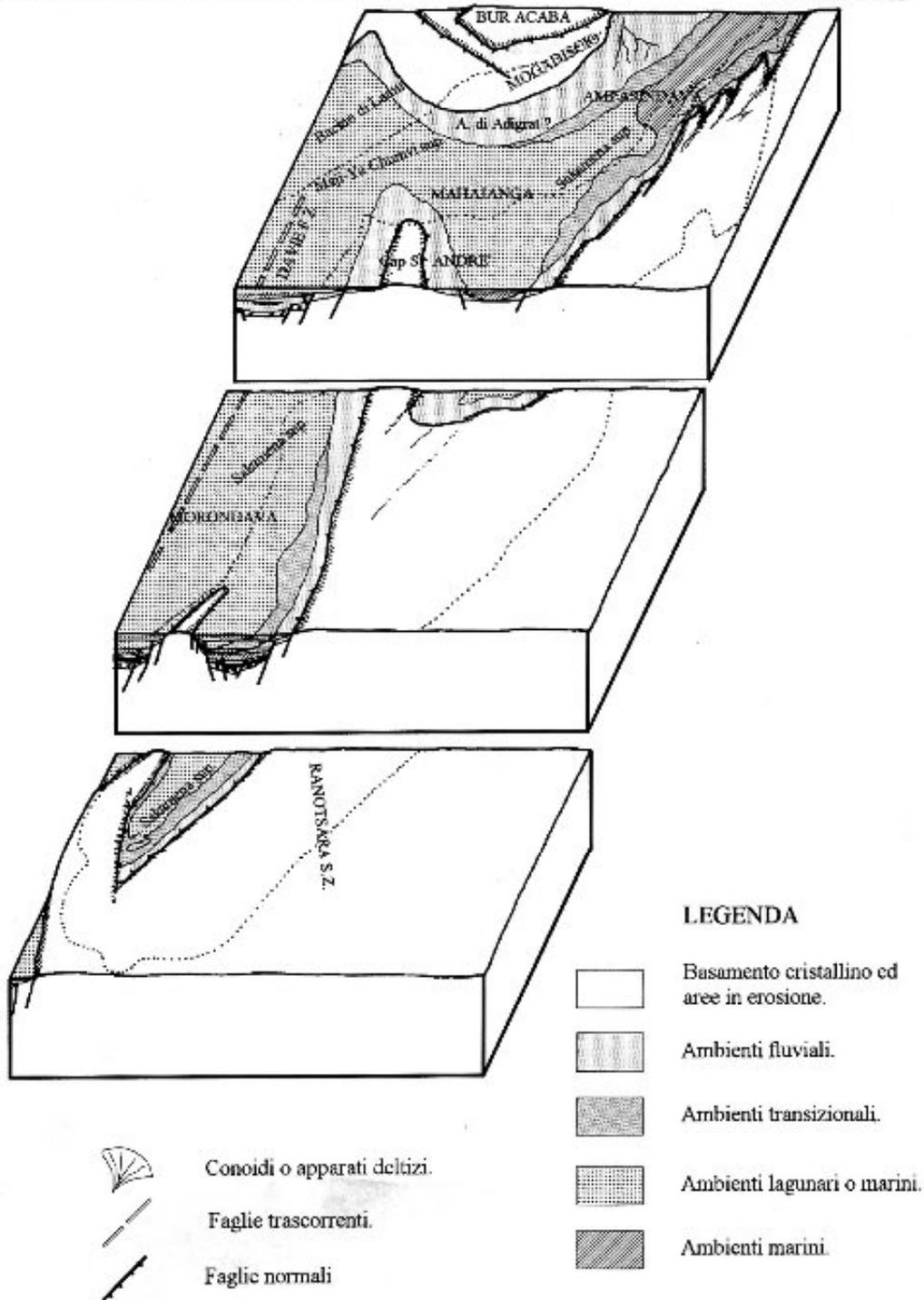
-  Basamento cristallino ed aree in erosione.
-  Ambienti fluviali.
-  Ambienti lacustri.
-  Ambienti marini.

-  Conoidi o apparati deltizi.
-  Faglie trascorrenti.
-  Faglie normali

TRIAS INFERIORE
GRUPPO DEL SAKAMENA (Sakamena superiore)

SCHEMA 3a

DIEGO-SUAREZ

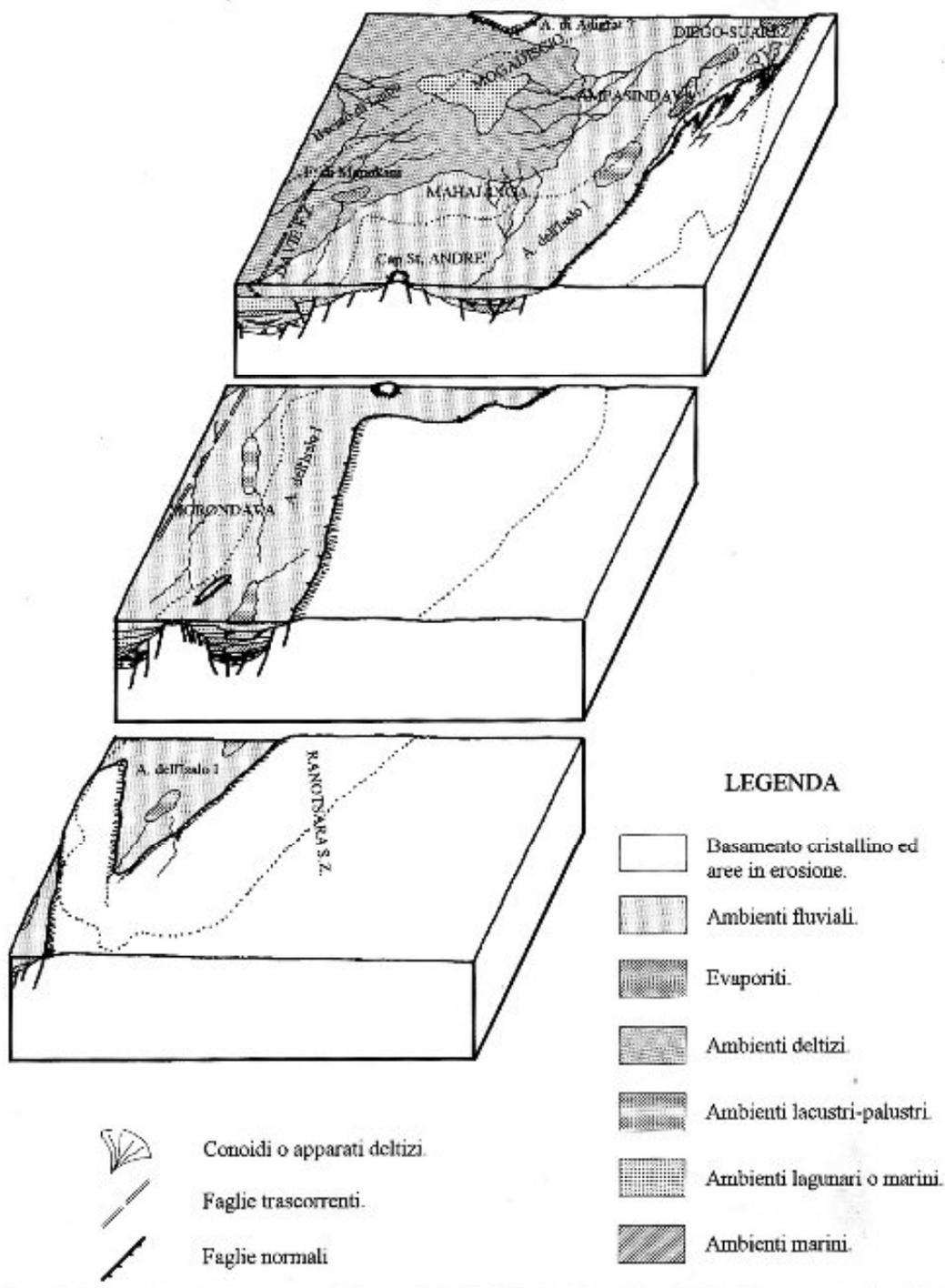


TRIAS MEDIO SUPERIORE

SCHEMA 4a

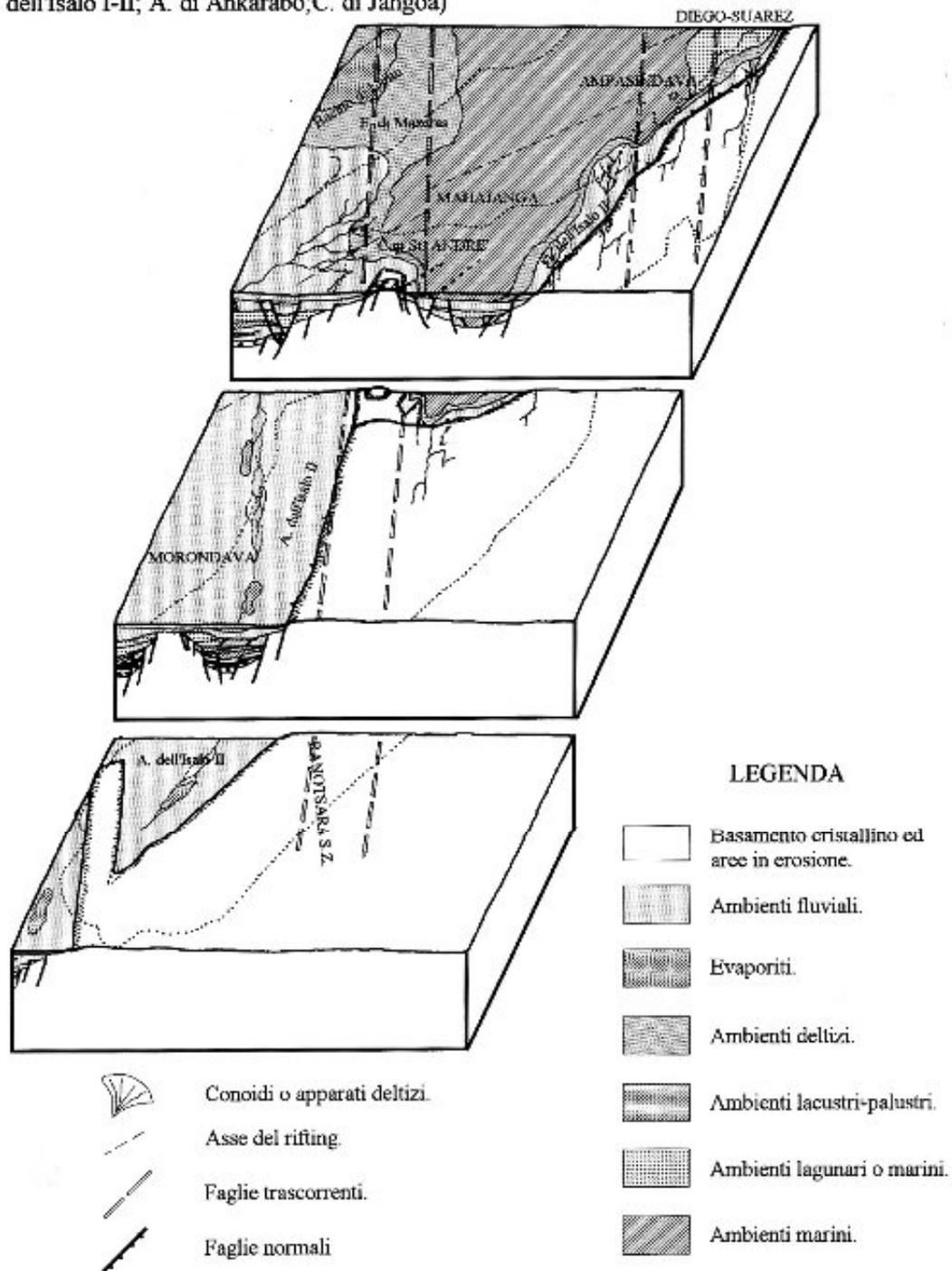
GRUPPO DELL'ISALO (Arenarie dell'Isalo I)

BUR ACABA



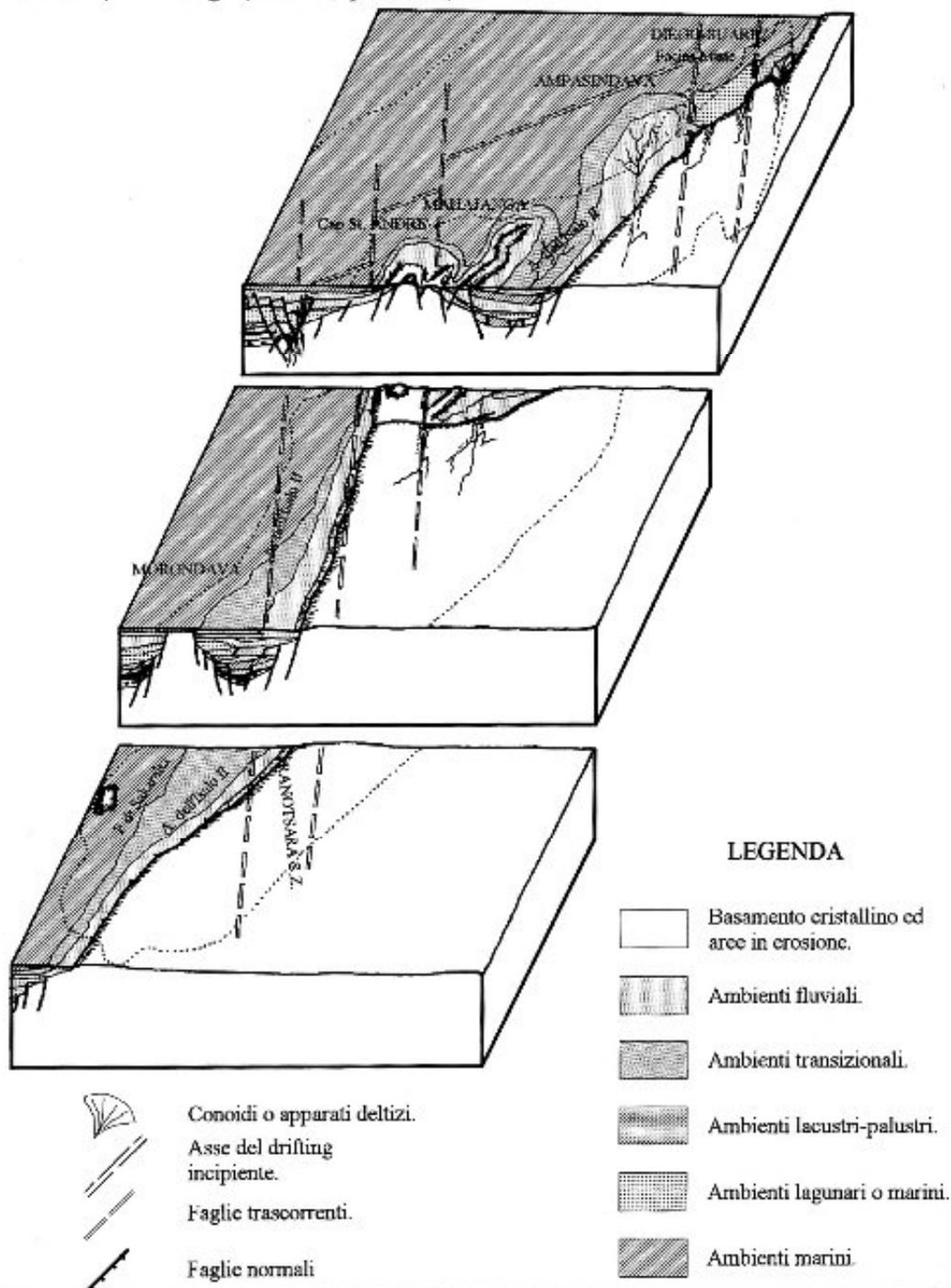
TRIAS SUPERIORE GIURASSICO INFERIORE
 GRUPPO DELL'ISALO - FACIES MISTE
 (A. dell'Isalo I-II; A. di Ankarabo; C. di Jangoa)

SCHEMA 5a



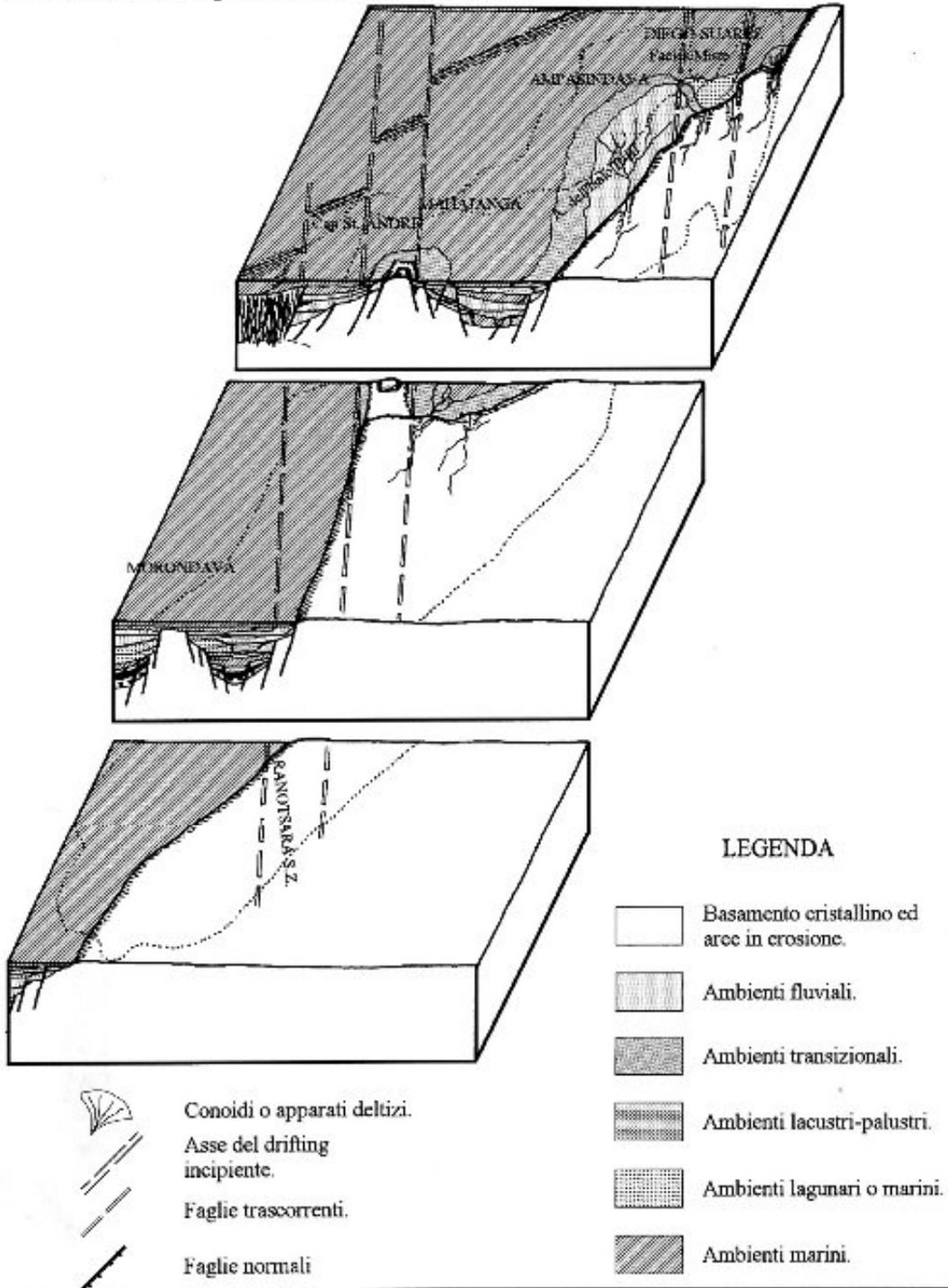
GIURASSICO INFERIORE E MEDIO
 GRUPPO DELL'ISALO - FACIES MISTE
 (A. dell'Isalo II; C. di Jangoa; F. di Ampasimena)

SCHEMA 6a



GIURASSICO MEDIO - SUPERIORE (Batoniano)
 GRUPPO DELL'ISALO - FACIES MISTE
 (A. dell'Isalo III; F. di Ampasimena; Giurassico marino)

SCHEMA 7a



PARTE II

Evoluzione del margine dell'Africa orientale

5) BACINI SOMALI

5.1) EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E STRUTTURALE DELLA SOMALIA DAL PERMIANO AL GIURASSICO SUPERIORE

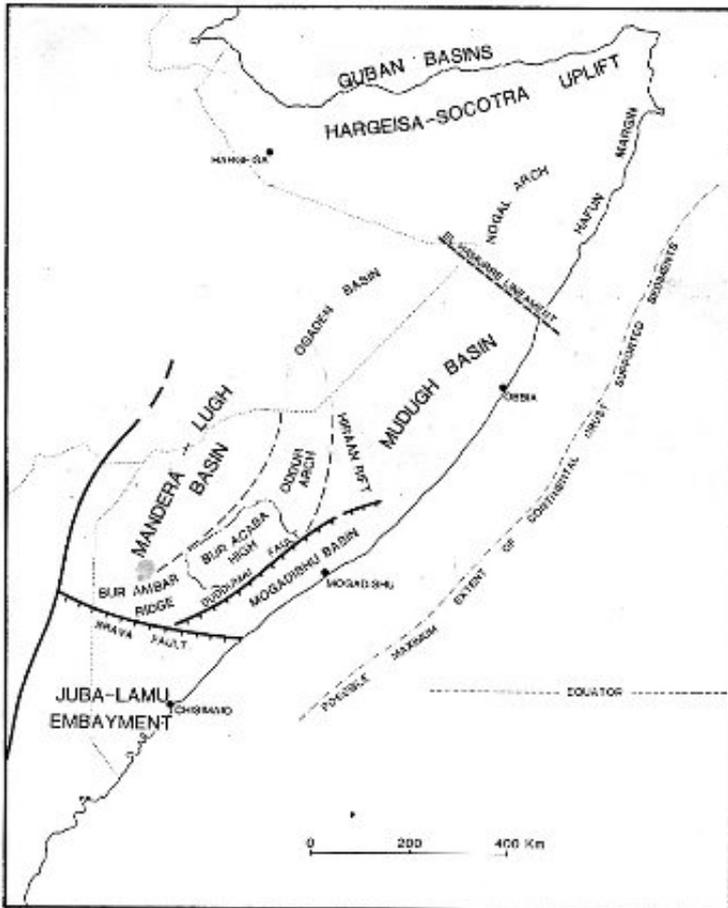


Figura 57. Principali elementi strutturali della Somalia (da BOSELLINI, 1989).

I principali lineamenti strutturali, che hanno caratterizzato la storia geologica della Somalia in questo intervallo di tempo, possono essere individuati in due principali aree di deposizione: il Bacino di Lamu-Mandera-Lugh, e i Bacini costieri Somali (Bacino di Mogadiscio-Hiraan-Mudugh; fig. 57). Ognuna di queste due aree è costituita da elementi strutturali eterogenei, cioè che possono appartenere a fasi tettoniche differenti, ma sono accomunati dal fatto che distinguono due grandi aree di deposizione sviluppatesi prima di un'importante fase trasgressiva avvenuta nel Lias superiore (fig. 58).

Le successioni stratigrafiche presenti in queste grandi aree deposizionali possono essere così riassunte (fig. 59, 60, 61):

5.1.1) AREA DI LAMU E MANDERA-LUGH

I depositi più antichi segnalati in letteratura, si trovano sul lato kenyota del bacino di Lamu. Questo bacino, che si estende per la maggior parte in Kenya, molto probabilmente ha avuto origine in seguito ad una importante fase tettonica avvenuta nel tardo Carbonifero-inizio Permiano e che ha dato origine a tutti i principali bacini di rift del Karroo (COFFIN & RABINOWITZ, 1988; DALY et alii, 1989; fig. 114).

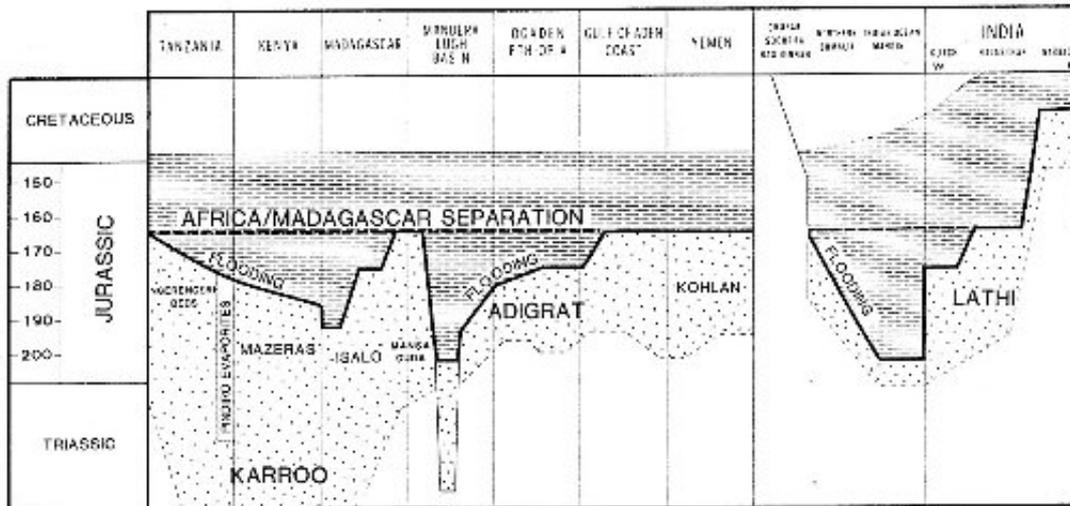


Figura 58. Carta cronostatigrafica dei bacini dell'Africa orientale e delle aree adiacenti, mostrante l'ingressione marina giurassica e la separazione Africa-Madagascar (da BOSELLINI, 1989).

Alla base della sequenza deposizionale che interessa questo bacino sono presenti tilliti di età Carbonifera, confrontabili ad analoghi depositi del bacino di Morondava del Madagascar meridionale. Questi depositi sono coperti dalla sequenza deposizionale del Karroo, il quale è a sua volta ricoperto dai depositi marini della trasgressione liassica superiore. La sequenza deposizionale riconosciuta in questo bacino è la seguente (per maggiori dettagli vedi bacini del Kenya):

FORMAZIONE DI TARU

- Riferimenti bibliografici - MBEDE, 1986; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; RAIS-ASSA, 1988.
- Litologia - Sabbie grossolane feldspatiche a stratificazione incrociata.

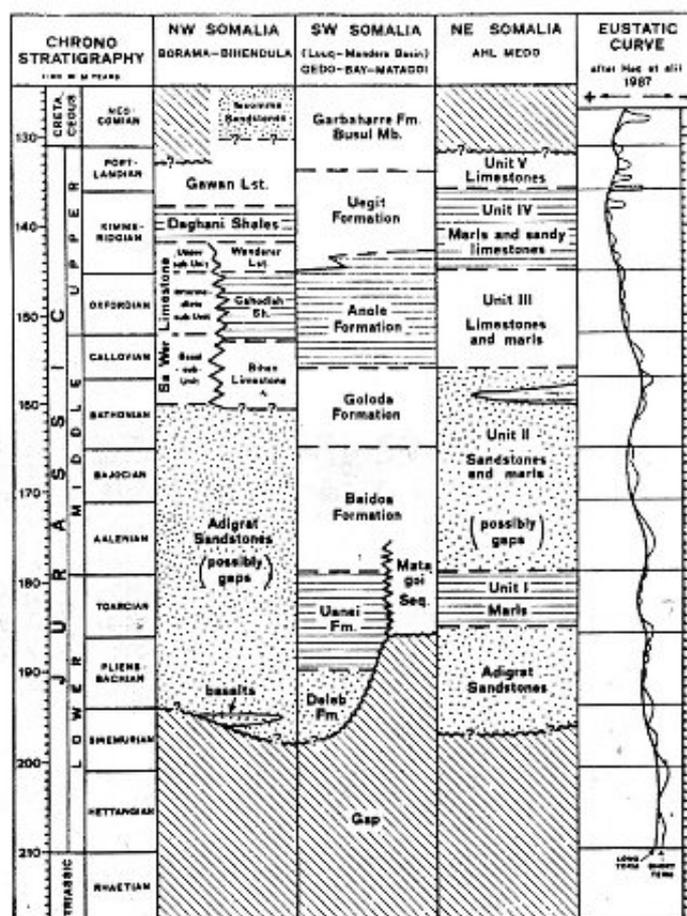


Figura 59. Carta di correlazione delle formazioni giurassiche della Somalia (da BUSCAGLIONE & FAZZUOLI, 1987).

- Sezioni tipo - Affiorano estesamente tra Taru e Samburu (nel Kenya)
- Spessore - Raggiunge lo spessore massimo di 2700 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Appoggia direttamente sul basamento cristallino, e più raramente sui depositi periglaciali del Carbonifero.
- Fossili ed età - Risulta essere del Carbonifero superiore-Permiano inferiore sulla base di datazioni fatte con bivalvi di acque dolci.
- Facies - Ambiente fluviale con fasi lacustri-palustri.

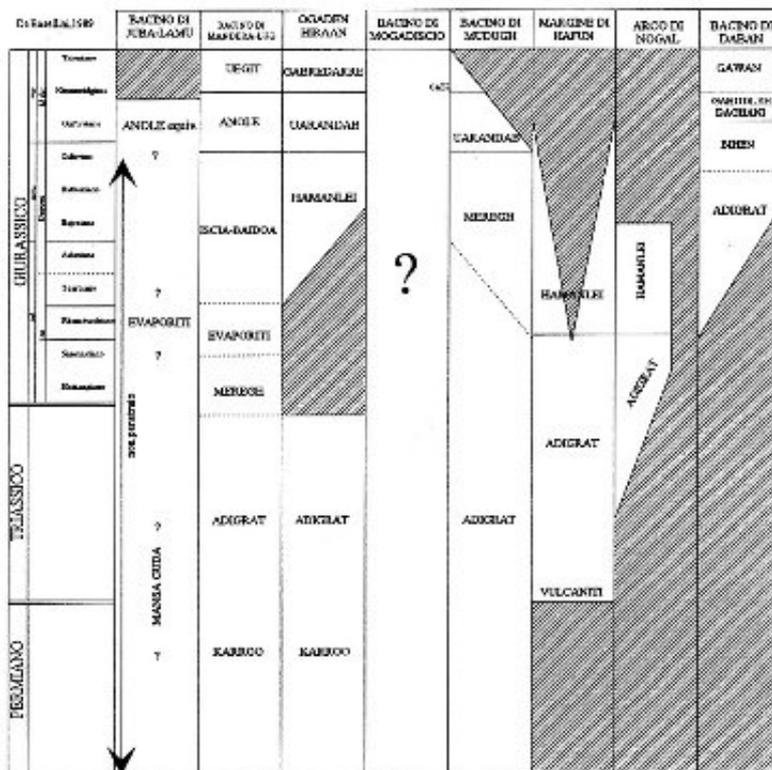


Figura 60. Carta di correlazione delle formazioni permo-giurassiche della somalia (da BOSELLINI, 1989).

FORMAZIONE DI MAJI-YA CHUMVI

- Riferimenti bibliografici - MBEDE, 1986; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; RAIS-ASSA, 1988.
- Litologia - Argilliti siltose, siltiti e arenarie a stratificazione incrociata.
- Sezioni tipo - Affiora nei pressi di Maji-Ya Chumvi (Kenya).
- Spessore - Lo spessore massimo è di 1200 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Copre in leggera discordanza la Formazione di Taru.
- Fossili ed età - La parte inferiore, prevalentemente continentale, contiene abbondanti resti di vegetali, è coperta da argille marine del Trias inferiore (datate con pesci fossili); al di sopra ci sono depositi di ambiente prevalentemente lacustre e/o palustre con brachiopodi di acque dolci.
- Facies - Ambiente di transizione da fluviale a lacustre/palustre con incursioni marine, sono presenti impronte di pioggia e da disseccamento.

ARENARIE DI MARIAKANI

- Riferimenti bibliografici - MBEDE, 1986; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; RAIS-ASSA, 1988.

- Litologia - Sono arenarie fini e medie e friabili, contengono siltiti micacee, siltiti argillose e resti vegetali.

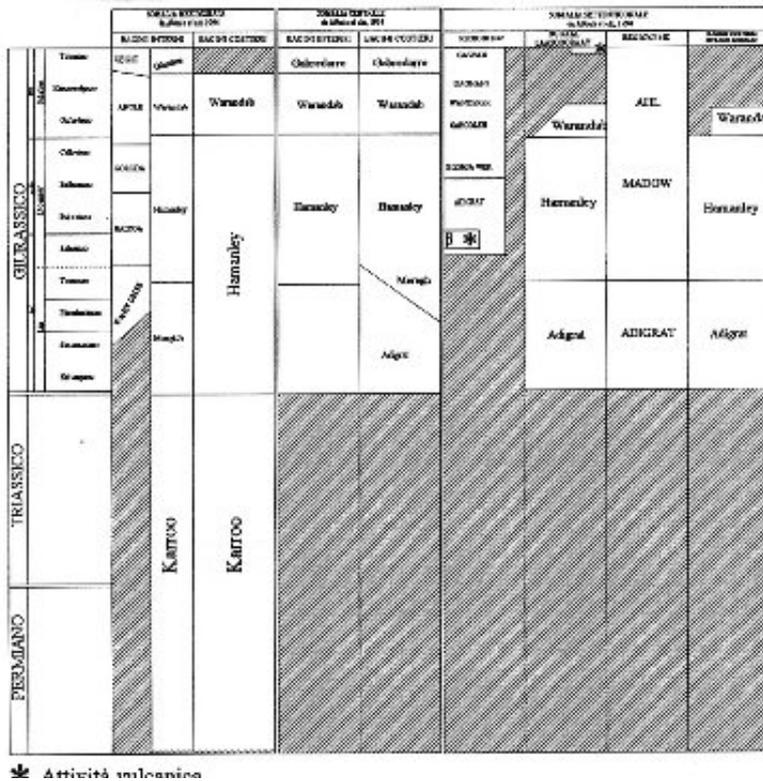


Figura 61. Carta di correlazione delle formazioni permo-giurassiche della Somalia (da ABBATE et alii, 1994).

- Sezioni tipo - Affiorano nei pressi di Mariakani (Kenya).

- Spessore - varia dai 2900 ai 3400 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Sono concordanti con la formazione sottostante. La loro parte superiore corrisponde alle Arenarie di Adigrat presenti nei bacini Somali meridionali e in quelli Etiopi.

- Fossili ed età - E' stata attribuita loro un'età compresa tra il Triassico medio e superiore.

- Facies - Ambiente di deposizione deltizio.

ARENARIE DI MEZERAS

- Riferimenti bibliografici - MBEDE, 1986; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; RAISSA, 1988.

- Litologia - Arenarie pulite grossolanamente gradate a stratificazione incrociata, con interstratificazioni siltose e frammenti vegetali silicizzati.

- Sezioni tipo - Affiorano nei pressi di Mezeras.

- Spessore - Lo spessore massimo raggiunge i 450 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Coprono in discordanza le Arenarie di Mariakani, e sono equivalenti alle Arenarie di Adigrat.

- Fossili ed età - La loro età è compresa tra il Triassico superiore e il Giurassico inferiore:

- Facies - Ambiente di deposizione deltizio.

FORMAZIONE DI KAMBE

- Riferimenti bibliografici - KAMEN-KAYE & BARNES, 1979; MBEDE, 1986; COFFIN & RABINOWITZ, 1988.

- Litologia - Calcari grigi scuri oolitici con argilliti interstratificate.

- Sezioni tipo - Affiora nei pressi del fiume Mwachi (Kenya).
- Spessore - Varia dai 150 ai 600 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Questa formazione, leggermente discordante sulla Formazione di Mezeras, presenta facies di acque più profonde a Sud, mentre a Nord prevalgono facies di mare più sottile.
- Fossili ed età - E' stata rinvenuta un'abbondante fauna costituita soprattutto da coralli e ammoniti, l'età è compresa tra il Bajociano e il Batoniano.
- Facies - Mare sottile.

FORMAZIONE DI KIBONGONI

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1972; COFFIN & RABINOWITZ, 1988.
- Litologia - Argille sabbiose micacee con arenarie sottili finemente gradate.
- Sezioni tipo - Affiorano in piccoli lembi ad Ovest di Mombasa (Port Tudor; Kenya).
- Spessore - 180 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Il passaggio con la sottostante Formazione di Kambe è graduale (alcuni autori la considerano un sinonimo di essa; RAIS-ASSA, 1987). E' l'equivalente meridionale della parte superiore della Formazione di Hamanley.
- Fossili ed età - Sono di età Calloviana, contengono numerose ammoniti.
- Facies - Deposizione di acque basse o ambiente deltizio.

ARGILLITI DI MTOMKUU - GIURASSICO SUPERIORE

- Riferimenti bibliografici - KAMEN-KAYE & BARNES, 1979; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988.
- Litologia - Argilliti grigie scure o marroni, siltitiche o sabbiose con sottili lenti di calcari grigi.
- Sezioni tipo - Affiora lungo la costa del Kenya nei pressi di Mombasa.
- Spessore - 1700 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Sono in contatto stratigrafico con la Formazione di Kibongoni.
- Fossili ed età - Sono presenti 100 m di calcari oxfordiani con brachiopodi.
- Facies - Probabilmente di ambiente deltizio.

L'altro importante bacino è quello di Mandera-Lugh (fig. 57). Anche questo molto probabilmente appartiene allo stesso sistema di rift del Bacino di Lamu, tuttavia l'età non è conosciuta con precisione, in quanto sono stati esplorati solo i primi 4 Km di una successione sedimentaria spessa almeno 9 Km (come risulta da dati geofisici; fig. 64). I depositi più antichi incontrati sono riferibili alla parte alta delle Arenarie di Adigrat, che nel sondaggio HOL1 risulta essere dell'Hettangiano.

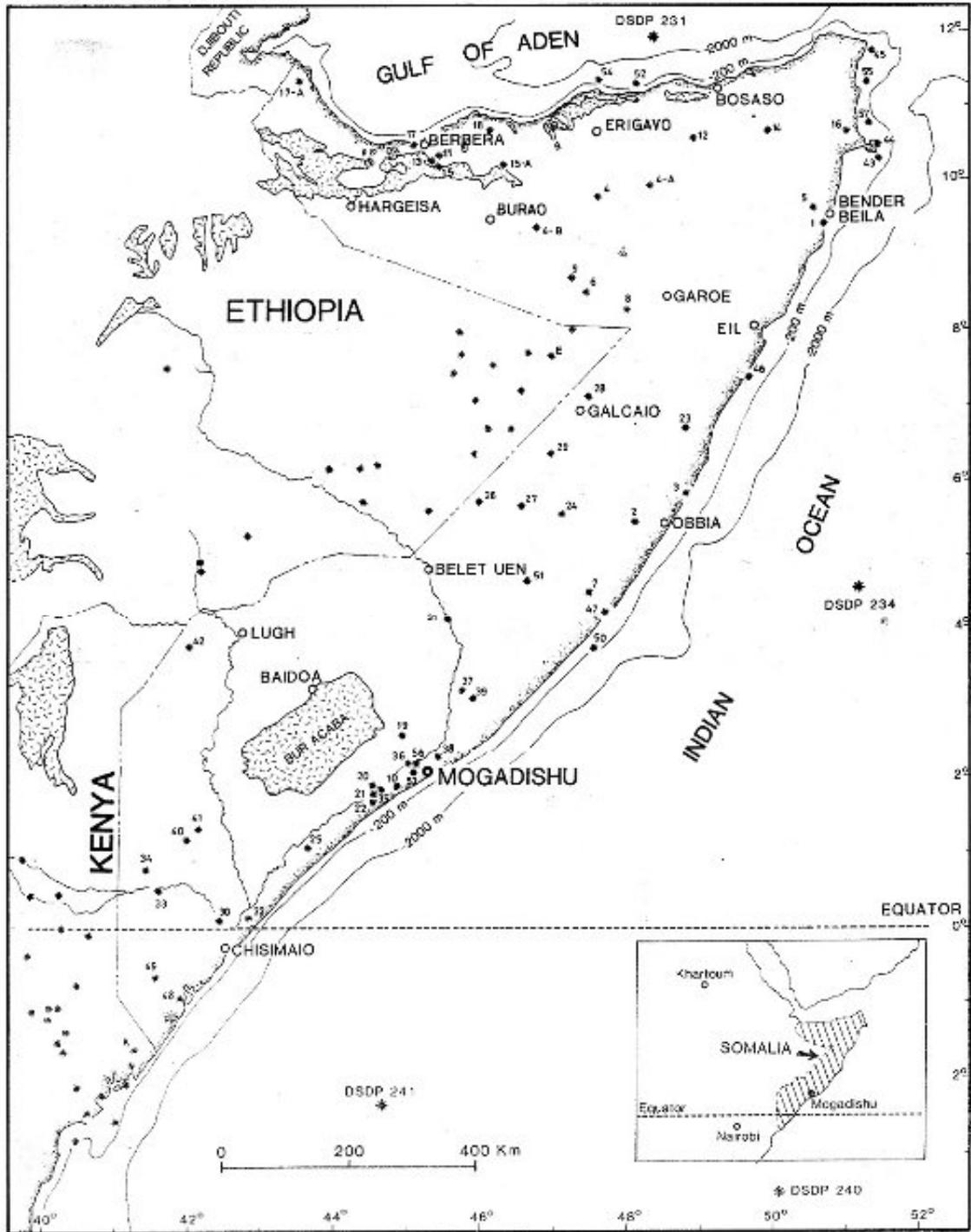


Figura 62. Carta della Somalia e delle regioni circostanti con indicate le posizioni dei sondaggi (asterischi): 1 Sagaleh; 2 Gira; 3 Obbia; 4-B Bur Dab; 5 Cotton; 6 Las Anod; 7 Marai Ascia; 8 Burhisso, 9 Yaguri; 10 Merca; 11 Dagah Shabell-1; 12 Buran; 13 Dagah Shabell-2; 14 Darin; 15 Dagah Shabell-3; 15-A Las Dureh; 16 Hordio; 17 Berbera; 18 Bio Rader; 19 Duddumai; 20 Coriole-1; 21 Dobei-1; 22 Dobei-2; 23 El Hammurre; 24 En Dibirre; 25 Brava; 26 Dusa Mareb-1; 27 Dusa Mareb-2; 28 Galcaio-1-2; 29 Idole; 30 Oddo Alimo; 31 Bulo Burti; 32 Giamana; 33 Lach Dera; 34 Lach Bissigh; 35 Coriole-2; 36 Afgoi-1; 37; Gal Tardo; 38 Uarsciek; 39 Bio Addo; 40 Das Uen; 41 Gheferso; 42 Hol; 43 Hafun; 44 Hafun-T; 45 Guardafui; 46 Garad Mare; 47 El Cabobe; 48 Kudha; 49 Obbe; 50 Meregh; 51 El Bur; 52 Dab Qua; 53 Afgoi-2; 54 Bandar Harshau; 55 Ras Binnah; 56 Afgoi-3; 57 Gumbah; E Bokh; K Maranani. (da BOSELLINI, 1989).

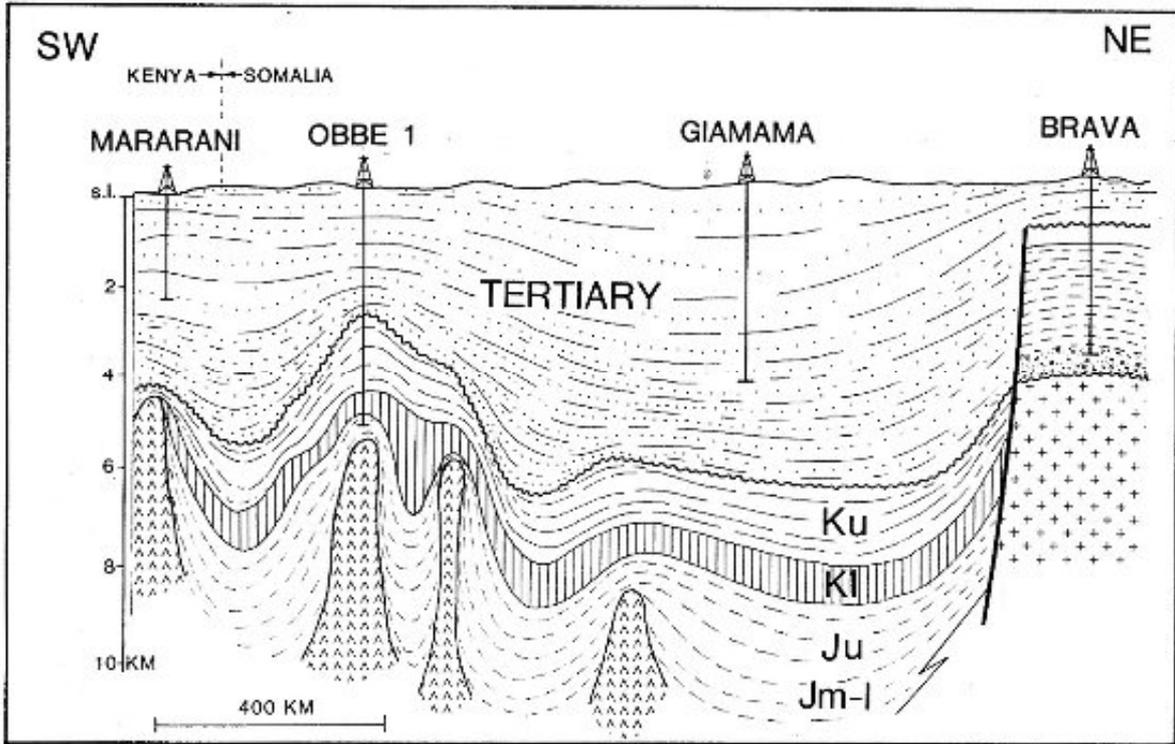


Figura 63. Sezione geologica del bacino di Juba-Lamu, basata su sondaggi ed interpretazioni sismiche, mostrante diapiri di probabili rocce saline del Giurassico (da BOSELLINI, 1989).
 Jm-I Giurassico medio-inferiore; Ju Giurassico superiore; Kl Cretaceo inferiore; Ku Cretaceo superiore.

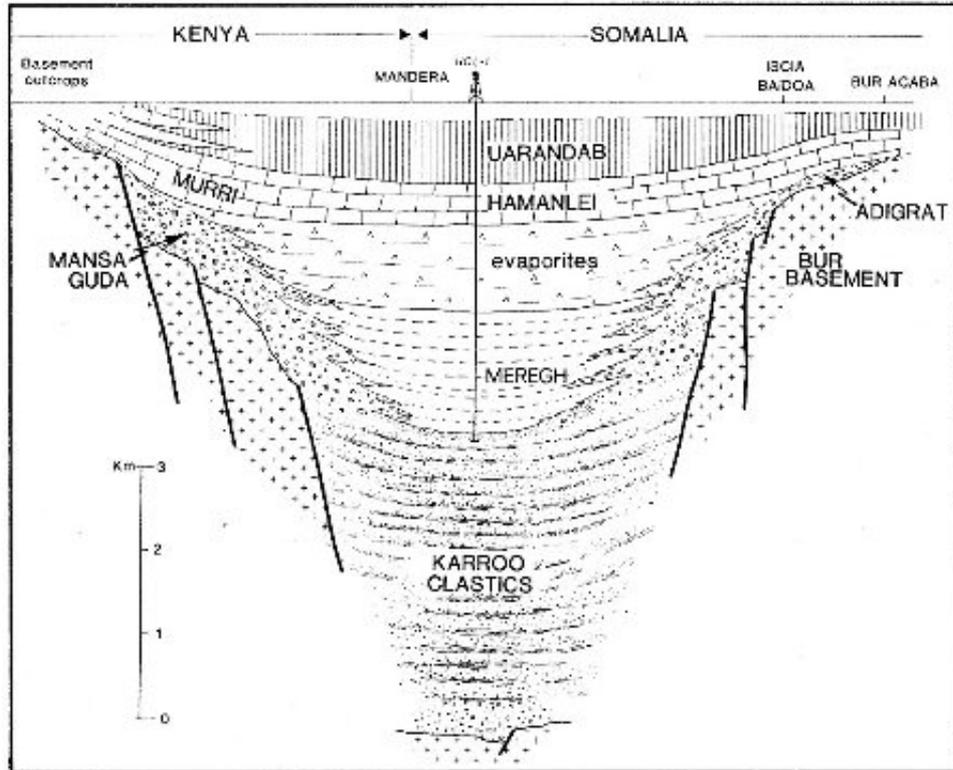


Figura 64. Sezione geologica del bacino di Lugh-Mandera (da BOSELLINI, 1989).

Da quanto detto si può ipotizzare che gran parte del riempimento di questo bacino sia costituito dalle unità del Karroo. La stratigrafia messa in luce dai sondaggi è la seguente:

ARENARIE DI ADIGRAT

- Riferimenti bibliografici - BARNES, 1976; MERLA et alii, 1979; BOSELLINI 1989; BUSCAGLIONE et alii, 1993.
- Litologia - Quarzoareniti ben cementate e ben selezionate; nei pressi di Bur Acaba sono presenti breccie basali e conglomerati. Al tetto si trovano argille varicolori e calcari marnosi.
- Sezioni tipo - Non si conoscono affioramenti in questa regione, sono state riconosciute solo in sondaggi (fig. 64).
- Spessore - La base in questo bacino non è conosciuta
- Rapporti con le altre formazioni - Probabilmente sono la continuazione stratigrafica delle unità del Karroo sottostanti. Equivalgono alle Arenarie di Mezeras.
- Fossili ed età - La parte alta di questa formazione (denominata anche Formazione di Meregh) è attribuita al Giurassico inferiore e medio (fig. 60, 61). I livelli calcareo-marnosi presenti al tetto forniscono una fauna ad ammoniti di età toarciana.
- Facies - Transizionali da continentali costiere a lacustri/palustri e marine.

FORMAZIONE DI ISCIA BAIDOA

- Riferimenti bibliografici - MERLA et alii, 1979; CANUTI et alii, 1983; BOSELLINI 1989; BUSCAGLIONE & FAZZUOLI, 1987; BUSCAGLIONE et alii, 1993.
- Litologia - Arenarie quarzoso-argillose, di colore rosso e verde, con intercalati livelli di calcari fossiliferi. La frequenza dei livelli calcarei aumenta verso l'alto fino a diventare prevalenti. Questi calcari sono compatti, criptocristallini con alcuni livelli oolitici.
- Sezioni tipo - Affiora nei pressi di Baidoa.
- Spessore - 750 m.
- Rapporti con le altre formazioni - La parte basale probabilmente corrisponde alle Arenarie di Adigrat. Nei pressi di Baidoa, questa formazione appoggia direttamente sul basamento cristallino. Corrisponde in parte alle Arenarie di Adigrat.
- Fossili ed età - Nei livelli calcarei sono presenti bivalvi, coralli, ammoniti, brachiopodi e gasteropodi del genere *Nerinee* e *Itieria*. Sono presenti anche: *Coprolithus (Favreina)*, *Cylindroporella*, *Clypeina*, *Valvulinidae*, *Verneuulinidae*. Questa fauna suggerisce un'età Calloviana.
- Facies - Transizionale da continentale a marino.

FORMAZIONE DI ANOLE

- Riferimenti bibliografici - MERLA et alii, 1979; KAMEN-KAYE & BARNES, 1979; BUSCAGLIONE & FAZZUOLI, 1987; BOSELLINI 1989.

- Litologia - marne e argilliti con intercalati calcari e orizzonti a lumachelle.
- Sezioni tipo - Affiora nell'area di Bur Anole.
- Spessore - 400 m.
- Rapporti con le altre formazioni - questa formazione è concordante con la Formazione di Ischia-Baidoa. Equivale alla Formazione di Uarandab.
- Fossili ed età - Questa formazione ha fornito ammoniti del genere *Macrocephalites* e *Naeticoceras*. Tra le microfacies sono presenti *Ammobaculites spp.*, *Lenticulina*, *Tricarinnella*, *Epistomia aff. parastelligera*; l'età attribuita è oxfordiana.
- Facies - Ambiente neritico.

FORMAZIONE DI UEGIT

- Riferimenti bibliografici - MERLA et alii, 1979; KAMEN-KAYE & BARNES, 1979; BUSCAGLIONE & FAZZUOLI, 1987; BOSELLINI 1989.
- Litologia - Calcari prevalenti con arenarie e marne nella parte alta.
- Sezioni tipo - Affiora estesamente nella valle del Jubba.
- Spessore - 350 m.
- Rapporti con le altre formazioni - E' latero-superiore alla Formazione di Anole, ed equivale alla Formazione di Gabredarre.
- Fossili ed età - Sono state trovate ammoniti del genere *Idoceras durangene* e *rufanum*, e microfacies con *Pseudocyclammina jaccardi* e *app.*, *Chara sp.*, *Serpula sp.* e gasteropodi. L'età attribuita è del Kimmeridgiano.
- Facies - Marina di piattaforma con lagune e facies litorali.

5.1.2) AREA DI MOGADISCIO, HIRAAAN, MUDUGH

Questa area corrisponde ad una zona di deposizione composta da tre bacini di età diversa e che hanno trend strutturali differenti.

Il Bacino dell'Hiraan, si estende dalla costa fino alla regione dell'Ogaden con direzione NNO-SSE (fig. 57). Attualmente questo bacino è coperto completamente da una spessa coltre sedimentaria, per cui tutti i dati concernenti il suo assetto strutturale e la stratigrafia pre-Cretacea provengono da sondaggi o da indagini geofisiche. In alcune perforazioni fatte in Ogaden sono stati incontrati alcune centinaia di metri di depositi del Karroo; datazioni effettuate con i pollini ritrovati in argille della parte medio-superiore di questa unità hanno dato un'età Permo-Triassica. Depositi del Karroo nella regione dell'Hiraan non sono mai stati perforati, tuttavia, considerando anche il notevole spessore dei sedimenti in questa regione (dati sismici indicano almeno 14 Km), la loro presenza può essere ipotizzata confrontando i dati dei pozzi dell'Ogaden con i dati sismici della regione

dell'Hiraan, dove è stato riconosciuto un'orizzonte di riflessione che potrebbe corrispondere al tetto del Karroo.

Altrettanto incerta, in quanto le uniche informazioni sulla stratigrafia e sulla struttura derivano da sondaggi e da dati geofisici (fig. 65, 66), è l'età di formazione dei bacini di Mudugh e di Mogadiscio (fig. 57), il cui asse si estende in direzione NE-SO parallelamente alla linea di costa. Le unità più antiche che sono state perforate (senza però raggiungere il basamento cristallino) appartengono alla parte alta delle Arenarie di Adigrat, e risultano essere del Trias medio nel Bacino di Mogadiscio (sondaggio BRAVA1; fig. 63) e del Trias superiore nel Bacino di Mudugh (sondaggio EL CABOBE1). Dalla deposizione delle Arenarie di Adigrat in poi, i tre bacini hanno un'evoluzione stratigrafica comune. In questa area sono state riconosciute le seguenti Formazioni:

ARENARIE DI ADIGRAT

- Riferimenti bibliografici - BARNES, 1976; MERLA et alii, 1979; KAMEN-KAYE, 1978; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; BOSELLINI 1989.

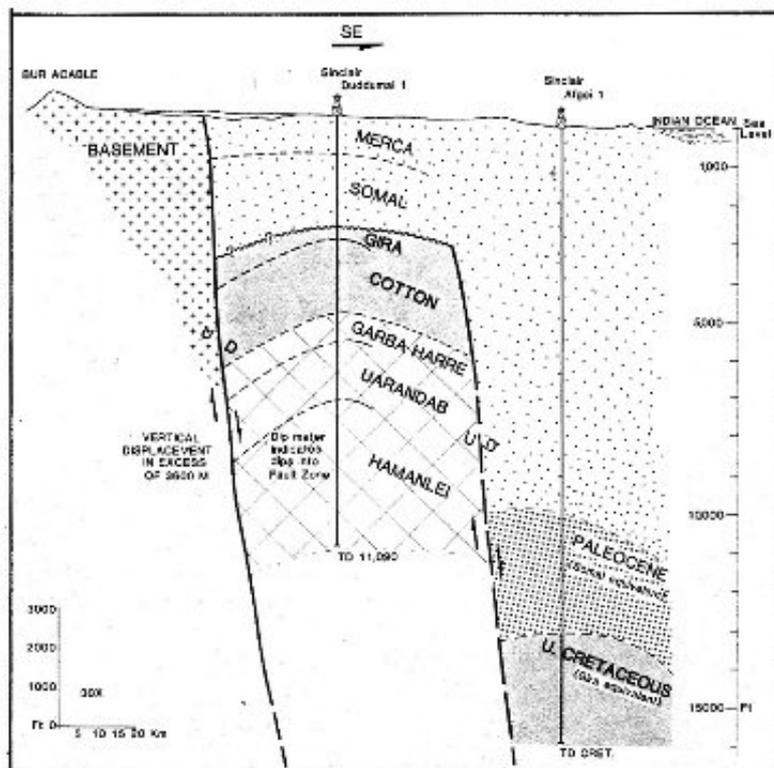


Figura 65. Faglia di Duddumai (da BOSELLINI, 1989).

probabilmente costituiscono in parte la continuazione verticale della deposizione del Karroo. Superiormente questa formazione è anche eteropica con la sovrastante Formazione

- Litologia - Arenarie quarzose grossolane a stratificazione incrociata, con argilliti verdi e rosse nella parte superiore; calcari fossiliferi, dolomie e marne nerastre sono presenti al tetto.

- Sezioni tipo - Sono state incontrate solo nei sondaggi (fig. 63).

- Spessore - Lo spessore dipende dalla loro posizione nel bacino, varia dai 150 m al migliaio di metri.

- Rapporti con le altre formazioni - Queste arenarie sono parzialmente trasgressive sul basamento cristallino,

di Hamanley. La parte alta di questa formazione viene denominata anche Formazione di Meregh.

- Fossili ed età - Questa unità è scarsamente fossilifera, alcune indicazioni sul contenuto paleontologico sono fornite dalle intercalazioni argillose e calcaree. Una fauna ad ammoniti indica un'età non più giovane del Toarciano, ma probabilmente è molto più antica, come risulta da datazioni effettuate con palinomorfi (KAMEN-KAYE & BARNES, 1979) nei sondaggi BRAVA1 e EL CABOBE1 (fig. 63, 67).

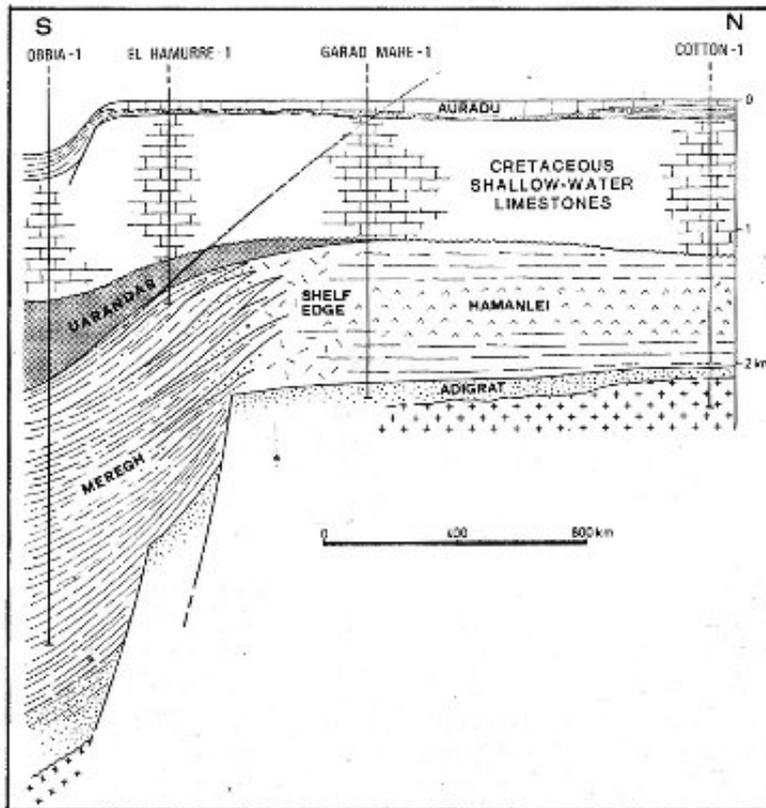


Figura 66. Sezione geologica attraverso la faglia di El Hamurre (da BOSELLINI, 1989).

- Facies - Ambiente di transizione da litorale a marino, con episodi fluviali, deltizi e lagunari. In generale si osserva un cambiamento di facies dalle zone interne della Somalia andando verso la costa; in Etiopia si trovano facies tipicamente continentali, mentre vicino alla costa Somala aumentano progressivamente le facies di transizione e marine (Formazione di Meregh).

La deposizione delle successive formazioni, dovuta alla grande trasgressione marina del Lias superiore, avviene, anche se

in modo diacrono, dalle aree costiere verso l'interno, su tutto il territorio Somalo.

FORMAZIONE DI HAMANLEI

- Riferimenti bibliografici - BARNES, 1976; MERLA et alii, 1979; KAMEN-KAYE & BARNES, 1979; BOSELLINI 1989.

- Litologia - Calcarei oolitici chiari, organogeni e criptocristallini di colore grigio nerastro.

- Sezioni tipo - In questo bacino è stata incontrata solo in sondaggi (fig. 62, 66, 67).

- Spessore - Varia dai 200-300 m ai 2000 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Corrispondono in parte alla porzione superiore delle Arenarie di Adigrat (Formazione di Meregh).

- Fossili ed età - La base di questa unità non è isocrona, vicino alla costa sono stati incontrati depositi con microfaune del Pleinsbachiano, mentre nelle aree più interne a questa unità è attribuita un'età calloviana-oxfordiana.
- Facies - Nell'area dell'Ogaden e nella Somalia settentrionale sono stati riconosciuti ambienti tipici di retroscogliera, con ooliti, dolomie e anidriti; più a Sud invece si riconoscono ambienti tipici di avanscogliera con marne nerastre e calcari microcristallini.

FORMAZIONE DI UARANDAB

- Riferimenti bibliografici - BARNES, 1976; MERLA et alii, 1979; BOSELLINI 1989.
- Litologia - Argille gessifere, marne, marne calcaree di colore grigio verdastro; alla base sono presenti orizzonti di calcareniti con glauconite a laminazione incrociata.
- Sezioni tipo - In questi bacini non è affiorante, ma è stata incontrata nei sondaggi.
- Spessore - Varia da 130 a più di 700 m nella fascia costiera.
- Rapporti con le altre formazioni - E' molto continua lateralmente e concordante con la sottostante Formazione di Hamanley. Corrisponde alla Formazione di Anole.
- Fossili ed età - L'età attribuita è Oxfordiano-Kimmeridgiano inferiore, dettata da macrofaune ad ammoniti e a blemniti, e da una microfauna ad *Epistomina stellata*, *Epistomina ornata*, *Cristellaria nodosa* e *Pseudocyclamina sequania*.

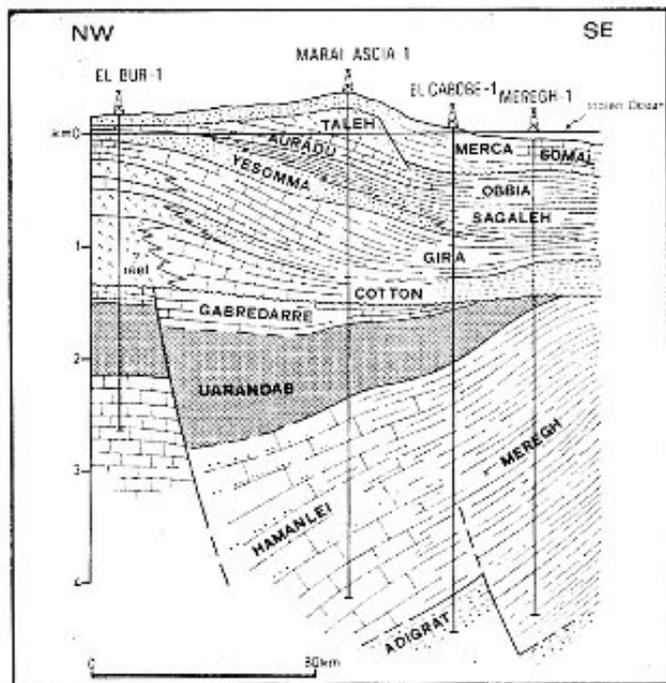


Figura 67. Sezione geologica del bacino di Mudugh (da BOSELLINI, 1989).

- Facies - Sono di ambiente neritico con episodi a più alta energia, nella Somalia centro-meridionale il mare era sensibilmente più profondo.

FORMAZIONE DI GABREDARRE

- Riferimenti bibliografici - BARNES, 1976; MERLA et alii, 1979; KAMEN-KAYE & BARNES, 1979; BOSELLINI 1989.
- Litologia - Calcari da grigio chiari a grigio verdi in strati duri e spessi, con intercalazioni di argille e occasionali noduli di anidride; sono presenti calcari arenacei scuri, rari banchi oolitici e orizzonti marnosi.

- Sezioni tipo - Nei bacini costieri non è affiorante, è stata individuata solo nei sondaggi (fig. 65, 67).
- Spessore - Varia dai 200 ai 600 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Il passaggio con la sottostante Formazione di Uarandab è graduale, ed è in discordanza con la sovrastante Formazione Selenitosa Principale-Garbarre-Ambar (fig. 68).
- Fossili ed età - questa unità è molto ricca in fossili, si trovano echinodermi, gasteropodi e cefalopodi; tra la microfauna sono presenti *Gumbelina*, *Ticinella*, *Pseudocyclamina* e *Choffatella*. L'età attribuita va dal Kimmeridgiano al Portlandiano.
- Facies - Sono presenti facies di scogliera nella regione di Bur, mentre altrove sono comuni facies di avanscogliera o comunque di mare sensibilmente più profondo.

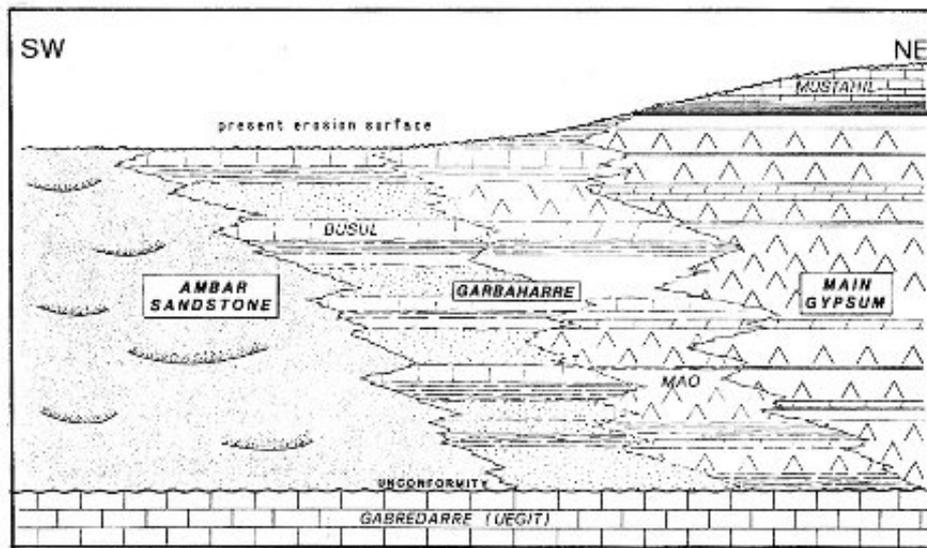


Figura 68. Schema delle relazioni di facies della Sequenza Deposizionale di Main Gypsum nella Somalia centro-occidentale (da BOSELLINI, 1989).

5.1.3) BACINI DELLA SOMALIA SETTENTRIONALE

Una terza area deposizionale è collocata nell'estremo Nord della Somalia. E' costituita essenzialmente da due bacini minori: il Bacino di Al Mado (più orientale, fig. 69, 70, 71) molto probabilmente costituisce una derivazione settentrionale del bacino di Mudugh, si è sviluppato in epoca pre-giurassica ed è interessato dalla trasgressione del Lias superiore. I depositi più antichi incontrati nei sondaggi appartengono alle Arenarie di Adigrat in facies tipicamente fluviale con depositi lagunari nella parte superiore di questa formazione. Queste passano gradualmente ai Calcari di Bihen di età batoniana-calloviana.

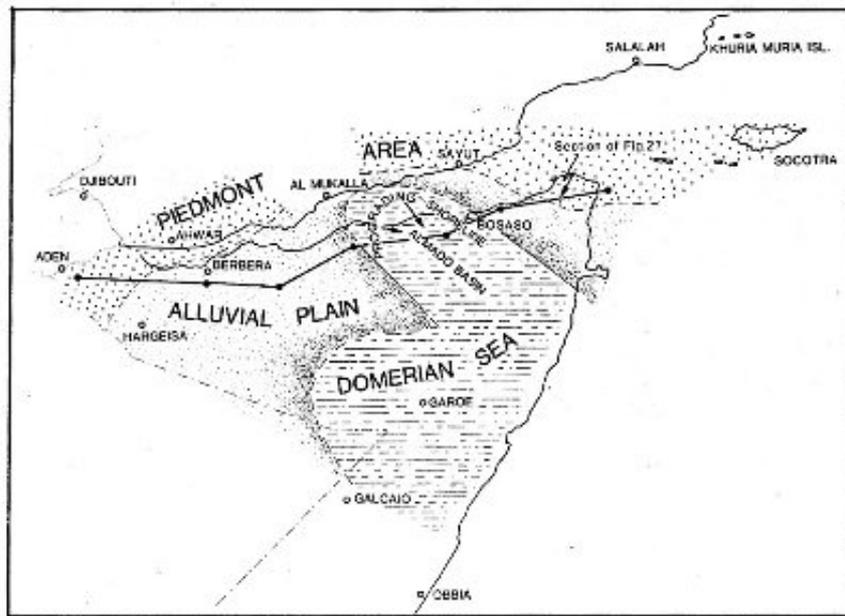


Figura 69. Paleogeografia della Somalia settentrionale nel Lias superiore (secondo BOSELLINI, 1989).

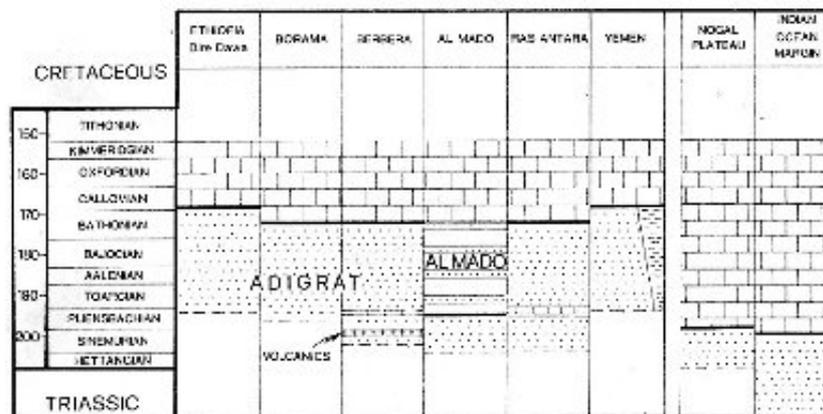


Figura 70. Cronostratigrafia del Giurassico della Somalia settentrionale. Le linee nere indicano le prime ingressioni marine (da BOSELLINI, 1989).

Il Bacino di Berbera (più occidentale, fig. 69, 70) è stato raggiunto dalla trasgressione giurassica solo più tardi, nel Calloviano. La formazione di questo bacino è probabilmente legata o agli stadi iniziali della fase di rifting, che più tardi darà origine alla formazione del Mar Rosso, o al drifting responsabile della deriva del Madagascar (PARTE III). I termini stratigrafici più antichi riconosciuti in questo bacino appartengono alle Arenarie di Adigrat, anche qui in facies tipicamente fluviale, con paleocorrenti che indicano una provenienza settentrionale, verso l'alto passano gradualmente a depositi marini (Calcari di Sa Wer) di acque basse a cui seguono depositi di mare sempre più profondo (Argilliti di Daghani e Calcari di Gawan).

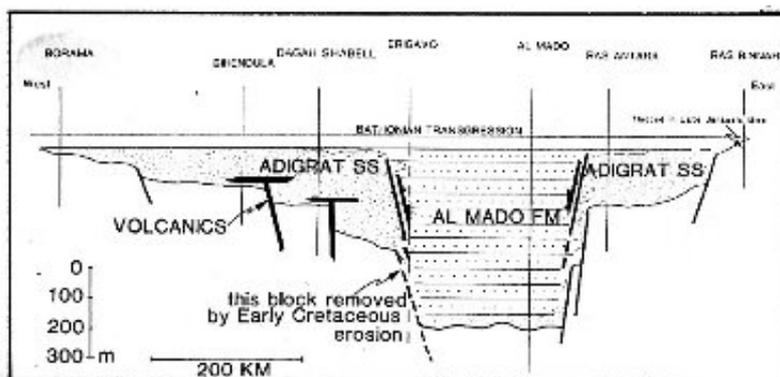


Figura 71. Sezione stratigrafica della Somalia settentrionale durante il Lias (da BOSELLINI, 1989).

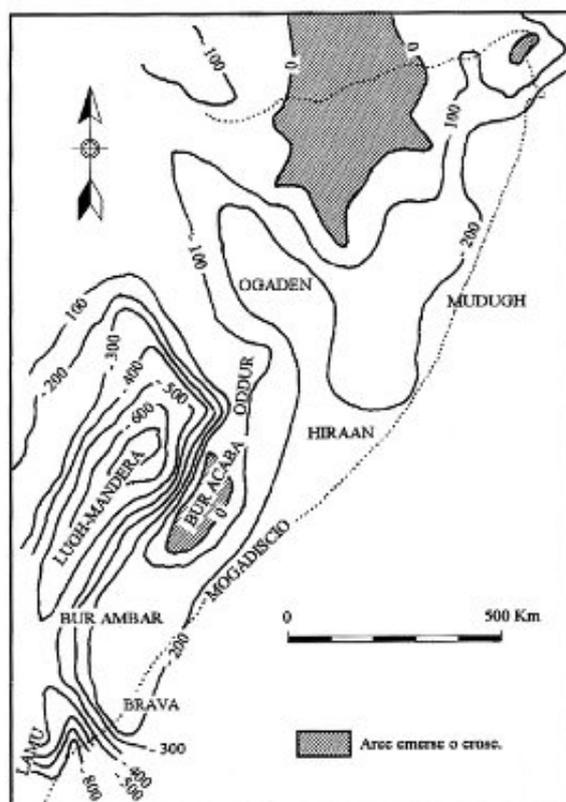


Figura 72. Battimetria (in m) della base dei bacini del Trias ricostruita mediante l'ausilio di dati di sondaggi.

5.2) EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DELLA SOMALIA

5.2.1) PERMIANO (schema 1b)

In questo periodo, la Somalia e le regioni adiacenti sono interessate da una fase di assottigliamento crostale e/o rifting che probabilmente è iniziata alla fine del Carbonifero e che ha dato origine a strutture con asse N-S e NO-SE. Questo rifting ha causato il ringiovanimento di una morfologia prevalentemente piatta, dovuta alla intensa azione erosiva che aveva precedentemente peneplanizzato tutto il Corno d'Africa (DAINELLI, 1943; MOHR, 1971). A questa fase potrebbero verosimilmente appartenere i depositi glaciali carboniferi, che si ritrovano comunemente conservati sul fondo dei rift, alla base delle successioni sedimentarie del Karroo. A questo periodo è legata la formazione del Bacino di Lamu (sul confine Somalia-Kenya) e probabilmente anche la sua prosecuzione a Nord, cioè il Bacino di Mandera-Lugh. Nello stesso intervallo di tempo, sono attive le faglie che bordano il versante occidentale del rift. Probabilmente anche l'horst di Bur Acaba è già un'importante elemento strutturale, ed il rift dell'Hiraan comincia a delinearsi.

Informazioni sulla stratigrafia del Permiano di questi bacini sono molto scarse. Gli unici dati che abbiamo provengono da affioramenti presenti sul lato keniota del Bacino di Lamu. A questo periodo corrisponde la deposizione della Formazione di Taru, costituita da arenarie in facies fluvio-lacustre. Un tipo di ambiente simile a questo è ipotizzabile anche per il Bacino di Mandera-Lugh, anche se probabilmente era molto meno sviluppato (schema 1b).

5.2.2) PERMO-TRIAS (schema 2b)

In questa fase si sviluppano ulteriormente i Bacini di Lamu e di Mandera-Lugh, inoltre si forma il Rift dell'Hiraan, che si estende in direzione NNO-SSE verso l'Ogaden, contemporaneamente iniziarono a formarsi i Bacini di Mogadiscio e di Mudugh.

In questo sistema di rift si ha una deposizione di facies prevalentemente fluviali (Formazione di Maji-Ya Chumvi inferiore, presente nel Bacino di Lamu) con episodi lacustri o palustri. Questi ambienti sono in parte dedotti, in quanto, soprattutto per quello che riguarda il territorio somalo, non esistono affioramenti o pozzi che interessino questa unità. Le uniche informazioni provengono da perforazioni fatte in Ogaden, i cui dati sono stati estrapolati (con l'aiuto della geofisica) a tutto il Rift dell'Hiraan. La formazione e il riempimento dei Bacini di Mogadiscio e di Mudugh in questo periodo, sono puramente ipotetici.

5.2.3) TRIAS INFERIORE (schema 3b)

La storia non differisce molto dallo schema precedente: continua la subsidenza nei principali bacini, probabilmente la grande faglia di Brava costituisce già un importante

elemento geomorfologico (fig. 72), e la faglia di El Hamurre inizia a delinearsi. Una piccola ingressione marina (proveniente da nord) segna l'inizio della deposizione della parte superiore della Formazione di Maji-Ya Chumvi nel Bacino di Lamu, che prosegue con facies di acque dolci o di bassa salinità. Nelle regioni più settentrionali, continuano a depositarsi sedimenti di ambiente fluviale e/o lacustre, e sono presenti zone più rilevate soggette ad erosione legate con molta probabilità alla formazione o allo sviluppo dei bacini di rift che le delimitano. La mancanza di depositi in queste aree potrebbe essere dovuta anche a sollevamenti successivi alla loro deposizione, avvenuti in epoche più tarde e che ne hanno favorito la loro erosione.

5.2.4) **TRIAS MEDIO-SUPERIORE** (schema 4b)

Le regioni meridionali continuano ad essere in lenta subsidenza: una maggiore attività tettonica è eventualmente localizzata nei bacini costieri. Il rifting tra Somalia e Madagascar in questa fase probabilmente è già sviluppato, anche se in fase non molto avanzata e addirittura i primi indizi di assottigliamento crostale si potrebbero avere fino dalla fase precedente, come testimoniato dalle piccole ingressioni marine. In questa fase, probabilmente il tasso di subsidenza è minore o eguale alla velocità di sedimentazione e si hanno potenti accumuli di sedimenti (talvolta maggiori di 3000 m) di ambiente fluviale (soprattutto a N con le Arenarie di Adigrat) e deltizie e/o lagunari (nei bacini meridionali con la Formazione di Mariakani).

5.2.5) **TRIAS SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE** (schema 5b)

All'inizio di questo periodo c'è un'intensa fase tettonica, probabilmente legata al rifting tra la Somalia e il Madagascar, seguita da un sollevamento relativo dei bordi dei rift, e alla conseguente deposizione delle Arenarie di Mezeras (prevalentemente deltizie) nei bacini meridionali, e la continuazione (più a Nord) della deposizione delle arenarie fluviali di Adigrat. Latero-superiormente a queste, inizia a depositarsi la Formazione di Meregh (equivalente della Formazione di Ischia-Baidoa) che rappresenta ambienti di transizione dal continentale al marino. In questa fase il Bacino di Mudugh è interessato da una precoce ingressione marina, mentre più a Sud, e nel Bacino di Mandera-Lugh, si ha la formazione di depositi evaporitici legati ad ambienti di playa.

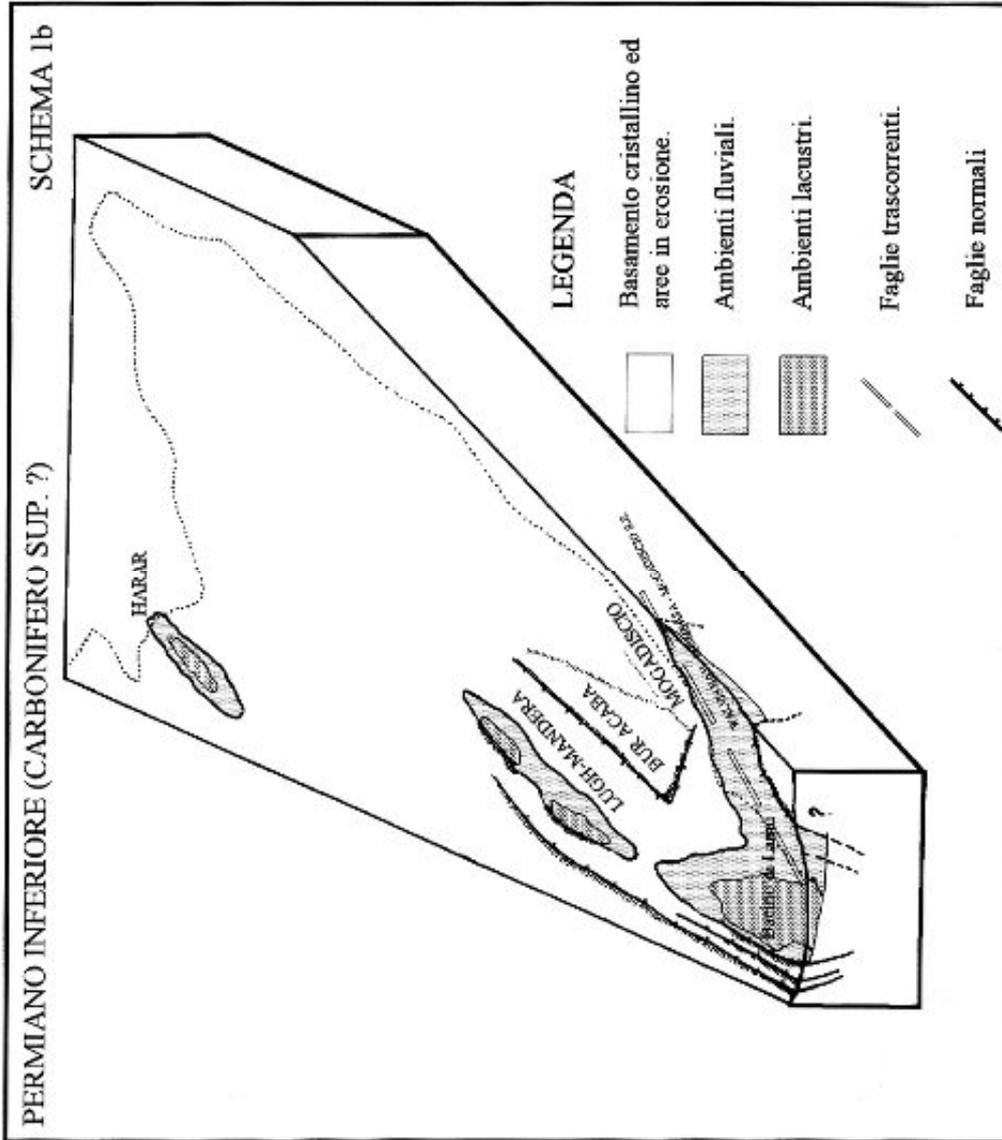
5.2.6) **GIURASSICO INFERIORE-MEDIO** (schema 6b)

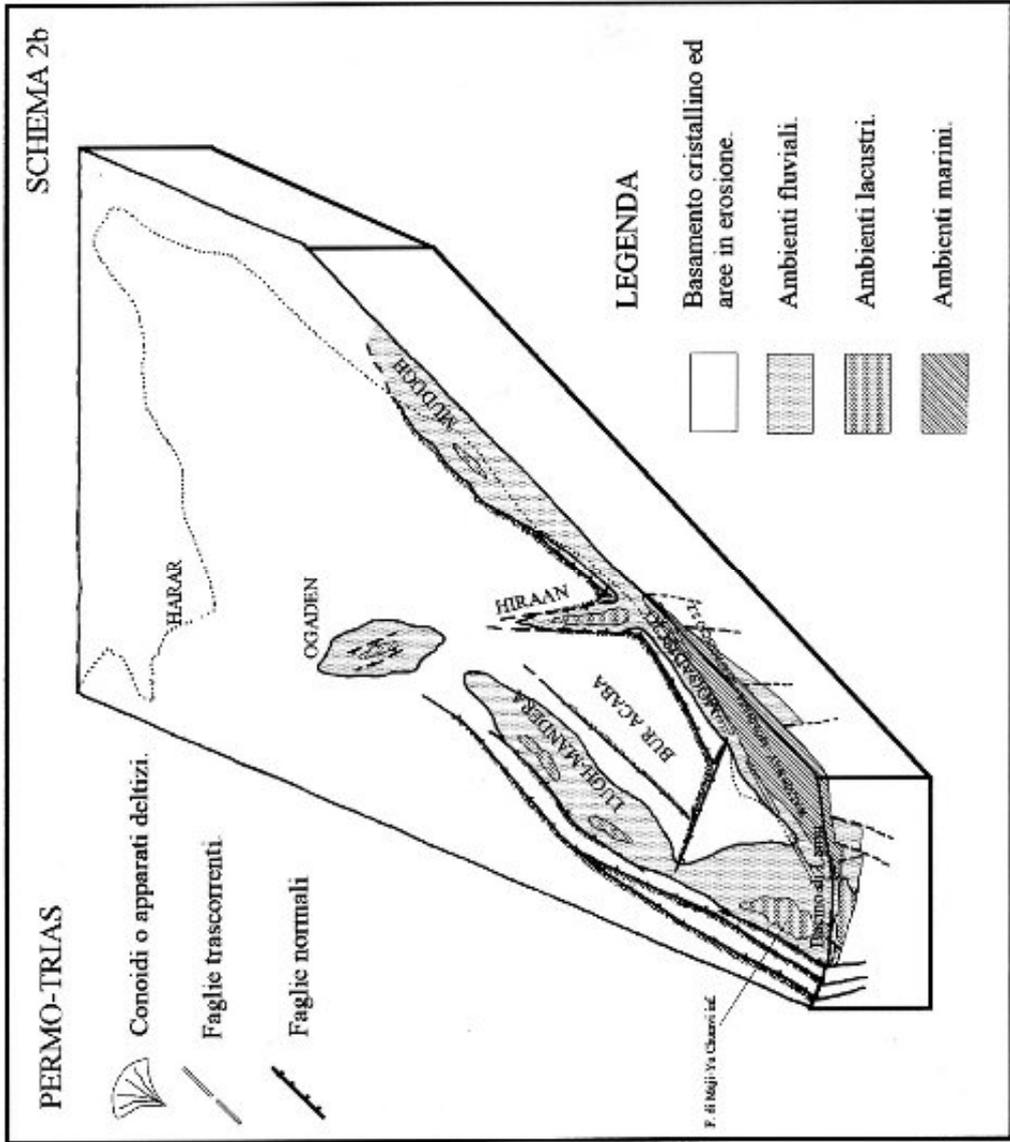
La grande trasgressione marina del Giurassico interessa, in questo intervallo di tempo, gran parte del territorio somalo. Il mare molto probabilmente proveniva da Nord, insinuandosi attraverso i vari bacini di rift che andavano delineandosi tra l'Africa orientale e il blocco Madagascar-Seychelles-India. Questa trasgressione è probabilmente legata sia a fattori tettonici che eustatici. Infatti, in concomitanza della forte subsidenza tettonica dei

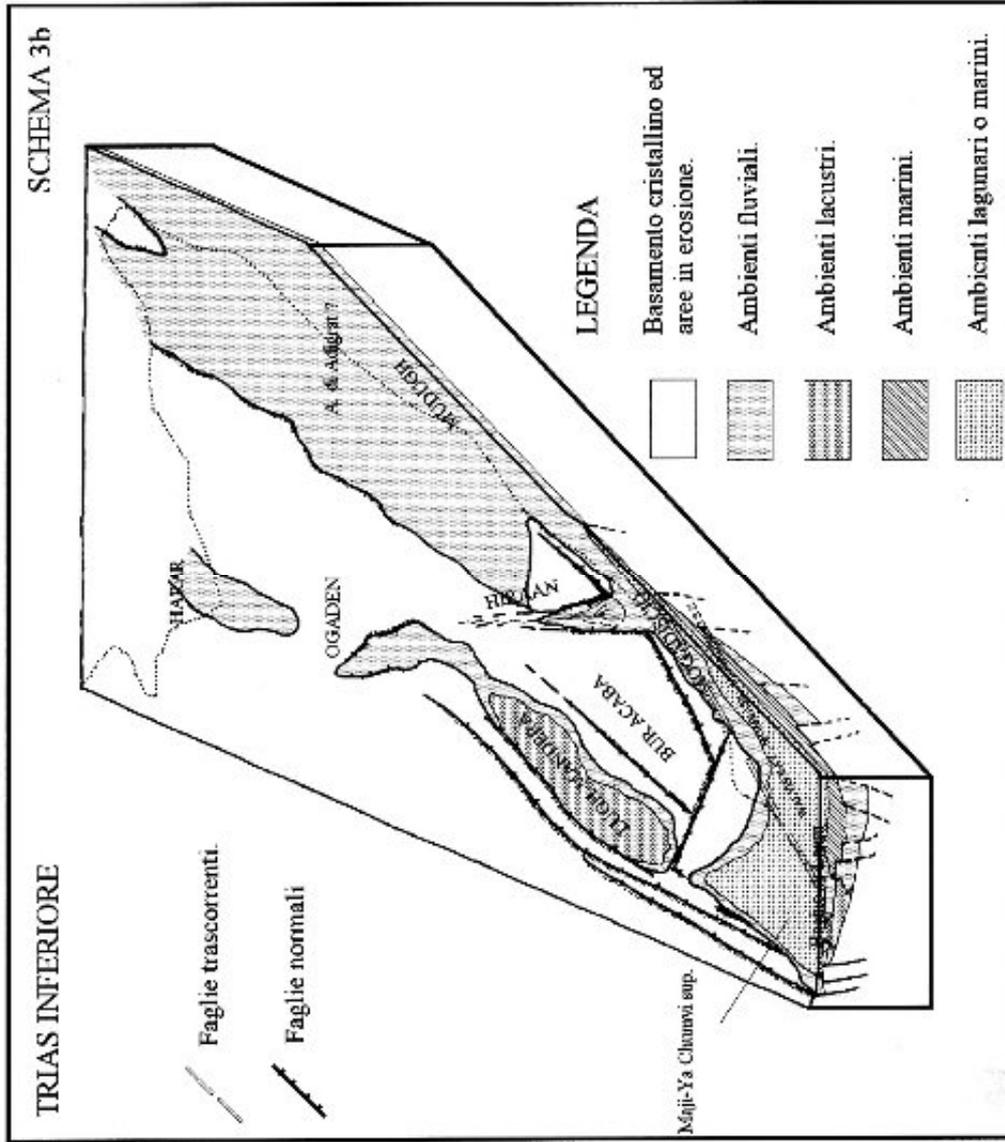
bacini, dovuta all'incipiente drifting tra la Somalia e il Madagascar, nel Mesozoico c'è anche un sollevamento generale del livello del mare. In questa fase si ha una grande diffusione di depositi carbonatici. Il mare, generalmente poco profondo, interessava tutto il settore SE della Somalia, lasciando solo poche aree emerse nelle regioni settentrionali e nella regione di Bur Acaba. Estesi ambienti di retroscogliera erano più diffusi nelle regioni centro-settentrionali (calcarei di Bihen nel Bacino di Al Mado e facies di retroscogliera dei calcari di Hamanley nell'Ogaden), mentre nelle regioni meridionali prevalevano depositi di ambiente sensibilmente più profondo (Formazione di Kambe, Formazione di Hamanley e parte alta della Formazione di Ischia-Baidoa). In alcune aree emerse continua la deposizione delle Arenarie di Adigrat in facies prevalentemente fluviali verso NO e con episodi lagunari e/o costieri verso SE.

5.2.7) **GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 7b)

Questa fase è caratterizzata dall'inizio del drift della Somalia dal Madagascar. A causa di questo evento c'è un aumento del tasso di subsidenza, soprattutto del margine somalo a S della scarpata di El Hamurre, con conseguente rapido approfondimento dei bacini e lo sviluppo di nuovi (Fossa Berbera). La risposta sedimentaria a questa nuova ed improvvisa risalita del livello del mare avvenuta dal Calloviano all'Oxfordiano, è l'annegamento delle precedenti piattaforme carbonatiche, e la deposizione di argille di ambiente bacinale (F di Uarandab e di Anole). A questa breve fase di rapida subsidenza, segue un periodo caratterizzato da una lentissima subsidenza, durante la quale c'è una nuova progradazione delle piattaforme carbonatiche (schema 7). I Calcari di Uegit si depositano nel Bacino di Mandera-Lugh, mentre i Calcari di Garbaharre si formano sull'alto di Bur Acaba. Nella parte meridionale del Bacino di Lamu, probabilmente era presente un apparato deltizio (non raffigurato nello schema proposto) rappresentato dalla Formazione di Kibongoni (Calloviano) in Kenya.

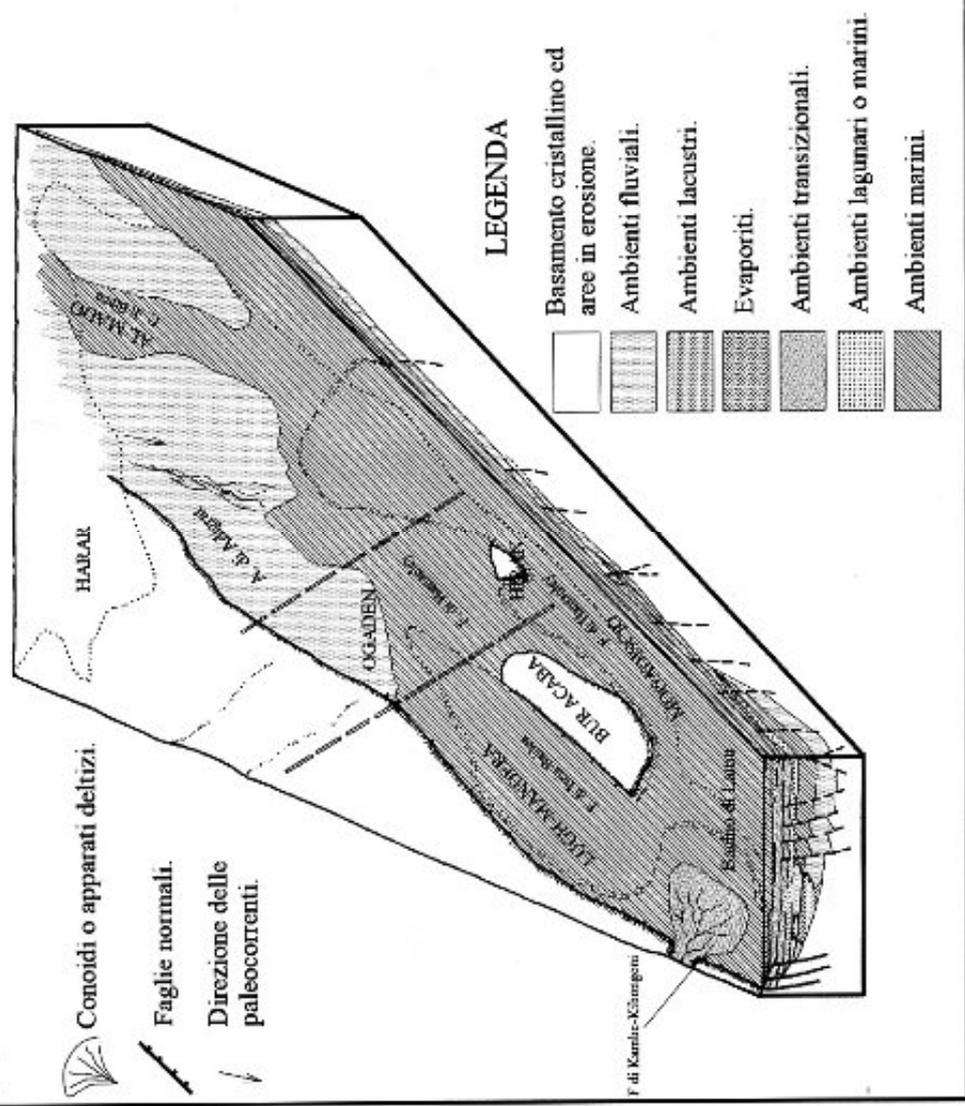






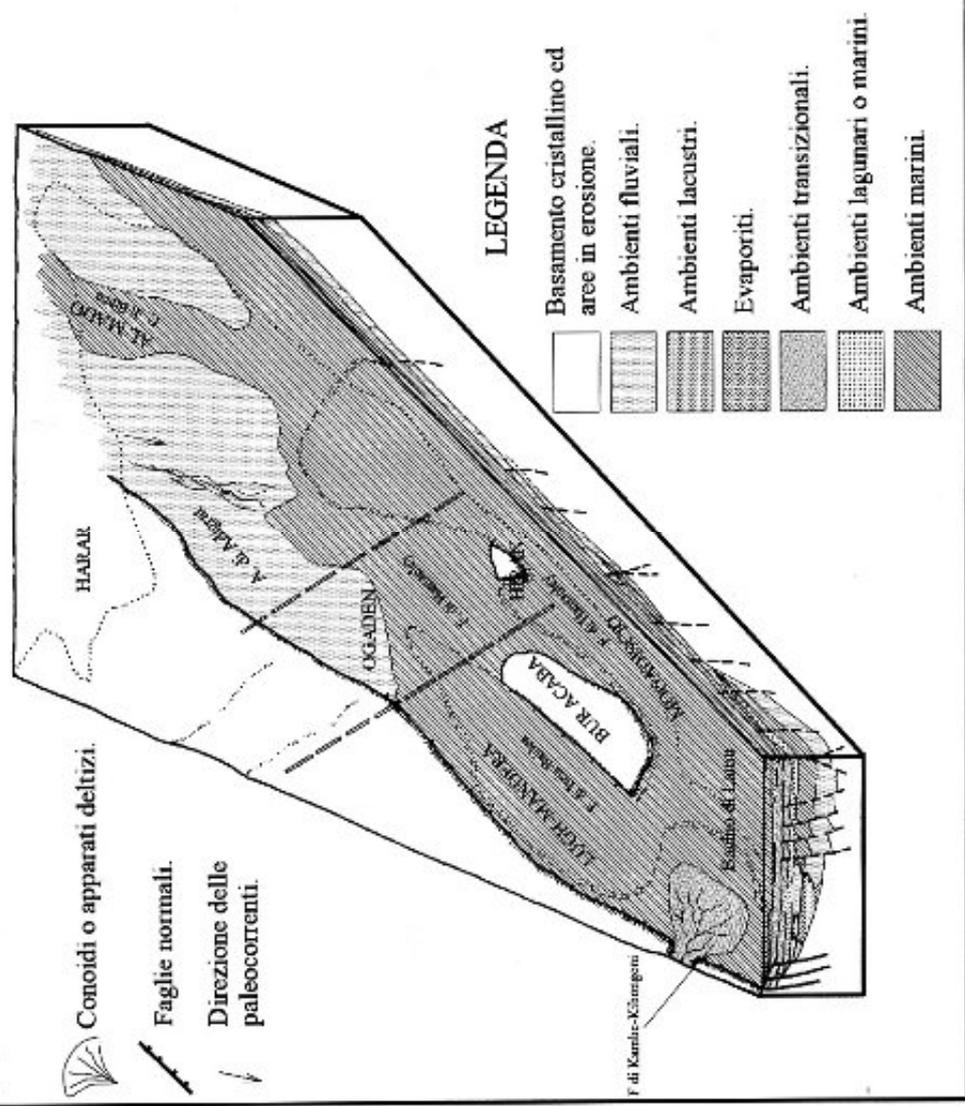
SCHEMA 6b

GIURASSICO INFERIORE E MEDIO



SCHEMA 6b

GIURASSICO INFERIORE E MEDIO



LEGENDA

- Basamento cristallino ed aree in erosione.
- Ambienti fluviali.
- Ambienti lacustri.
- Evaporiti.
- Ambienti transizionali.
- Ambienti lagunari o marini.
- Ambienti marini.

6) BACINI DEL KENYA

6.1) EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E STRUTTURALE DEL KENYA DAL PERMIANO AL GIURASSICO SUPERIORE

Nel Kenya sono presenti due grandi bacini (fig. 73, 74) che si sono sviluppati in questo intervallo di tempo. Il più antico, ed il più conosciuto, il Bacino di Lamu (fig. 73, 77), riempito da più di 15 Km di sedimenti e orientato in direzione N-S (fig. 73), interessa tutta la costa del Kenya, parte della Somalia meridionale e parte della Tanzania. La sua apertura è

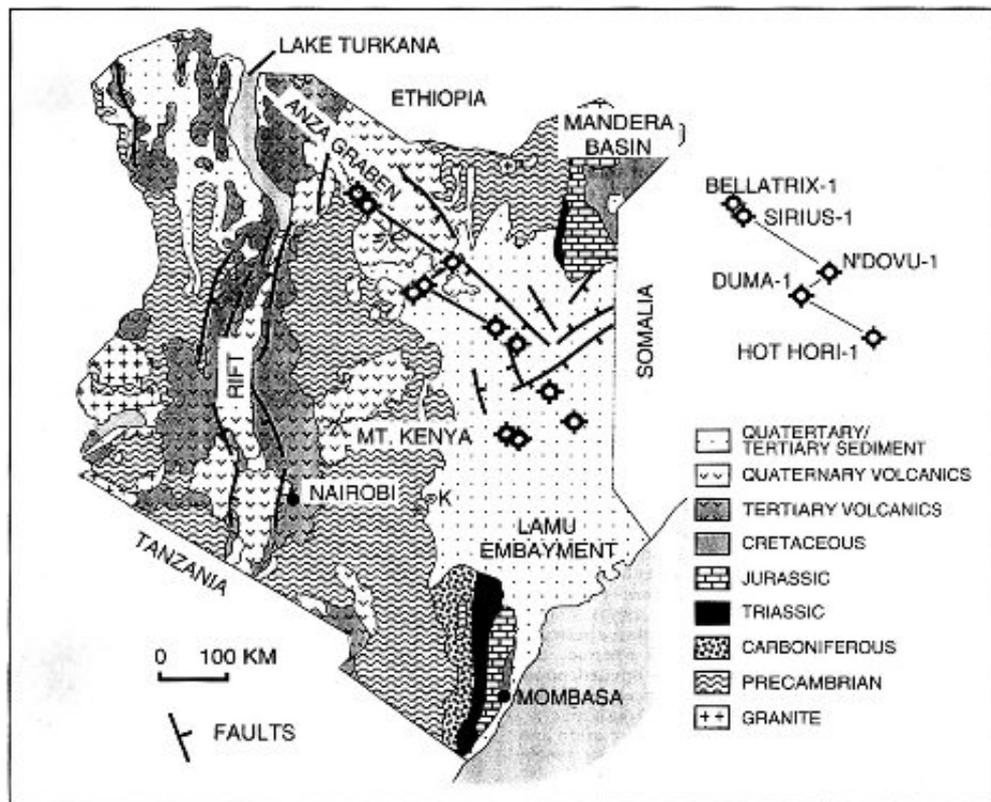


Figura 73. Carta geologica semplificata del Kenya (da WINN et alii, 1993).

iniziata nel Carbonifero-Permiano e, dal Giurassico medio-superiore si sviluppa come margine continentale passivo (fig. 79). L'altro bacino, il Graben di Anza, si estende in direzione NO-SE verso il Lago Rodolfo (fig. 73). Dati geofisici indicano che è coperto da almeno 10 Km di sedimenti (nel suo settore meridionale), dei quali solo i primi 5 Km sono stati esplorati da sondaggi (fig. 82). L'età di formazione, e la tipologia del bacino non sono ancora del tutto chiare. Fino ad ora i sedimenti più antichi raggiunti dai sondaggi sono risultati di età cenomaniana ma, considerando il notevole spessore dei sedimenti che non sono stati ancora perforati, non è da escludere un'età giurassica o forse più antica (WINN et

alii, 1993; REEVES et alii, 1986). Secondo alcuni autori (MBEDE, 1986; REEVES et alii, 1986) questo bacino rappresenterebbe un braccio abortito di una giunzione tripla formatasi nel Giurassico.

6.1.1) BACINO DI LAMU

La successione sedimentaria presente in questo bacino affiora solo nel settore SE del

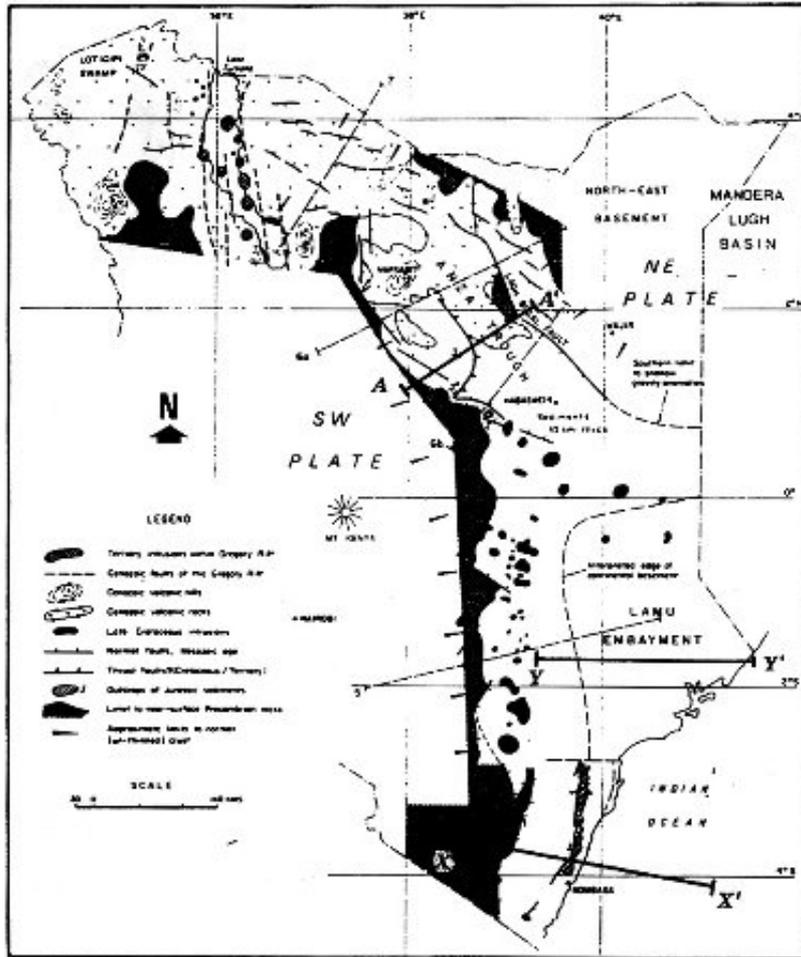


Figura 74. Carta strutturale semplificata dei bacini del Kenya basata sull'interpretazione di dati geofisici (da REEVES et alii, 1986).

Kenya, nei pressi di Mombasa (fig. 76), e si presenta con giacitura monoclinale inclinata di pochi gradi verso E (fig. 77, 80, 81), ed è dislocata da faglie normali con direzione NNE-SSO e NNO- SSE (REEVES et alii, 1986). Il depocentro di questo bacino sembra essere localizzato nella parte settentrionale del Kenya, nei pressi del confine con la Somalia (come indicato dalla direzione delle paleocorrenti del Supergruppo del Karroo; SAKA & MIYATA, 1979; CANNON et alii, 1980). Nel settore settentrionale si hanno esclusivamente dati di sondaggi, che però raggiungono soprattutto

depositi del Cretaceo e in un solo caso (GARISSA1) il Giurassico medio, e dati geofisici (MBEDE 1986; REEVES et alii, 1986) che sembrano confermare la continuazione dei depositi del Karroo anche in questa area. La deposizione continentale continua fino al Giurassico inferiore (fatta eccezione per una piccola ingressione marina avvenuta nel Triassico inferiore), in seguito la grande trasgressione giurassica invade la maggior parte del

bacino di Lamu. La successione stratigrafica riconosciuta nel settore SE del Kenya è la seguente:

| Geodynamical frame-work | | | Paleo-environment | | | | |
|-------------------------|-----------|-------------------------|--|---|---|--|---|
| System | Age | CASWELL (1953 and 1956) | CANNON et al. (1981) | RAISASSA | Lithostratigraphy | | |
| POST-KAROO | POST-RIFT | Cretaceous | Changamwe shales Rabai shales Miriini shales | Miomkuu Formation Upper Middle Lower | Miomkuu Formation Upper Lower | Shales, sandstones and limestones Silty clays | Transgressit marine |
| | | Jurassic | Kibiangoni beds Kambe limestones | Kambe Formation Upper Lower | Kambe Formation Upper Lower | Major unconformity Shales, sandstones and limestones Conglomerates and limestones | |
| KAROO | SYN-RIFT | Lower ? | Shimba Grits Mazeras sandstones | Mazeras Formation Upper Middle Lower | Mazeras Formation Upper Lower Matolani Formation | Major unconformity Grits sandstones Coarse sandstones (silicified woods) Major unconformity Feldspathic sandstones | Deltaic to eolian |
| | | Tilas | | Mariakani sandstones | Mariakani Formation Upper Middle Lower | | Sandstones and shales Sandstones and shales lens Mottle sandstones |
| | Permian | | | Maji ya Chumvi Beds | Maji ya Chumvi Formation Upper Middle Lower | | Argillaceous sandstones Sandy shales (fish-bed) Sandstones and carboniferous shales |
| | | Upper Carboniferous | | Taru Grits | Taru Formation Upper Middle Lower | | Arkose and conglomerates Arkasic sandstones Minor unconformity Tillite |
| | | | | Basement | Basement | | |

Figura 75. Tavola di comparazione delle unita litostatigrafiche del bacino di Mom-basa (Lamu) secondo diversi autori. Sono indicate anche le litologie e gli ambienti (da RAIS-ASSA, 1988).

FORMAZIONE DI TARU

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1973; SAKA & MIYATA, 1979; CANNON et alii, 1980; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988.

- Litologia - Dal basso: depositi tilloidi (secondo KREUSER et alii, 1990, sarebbero solo colate di fango) ricoperti da: alternanze di argilliti, arenarie arcose e conglomerati; arenarie arcose massive; arenarie arcose fini a stratificazione incrociata con intercalate lenti di carbone; arenarie fini e argille; nella parte superiore compaiono facies grossolane con ciottoli intercalati, alternanze di strati arenacei arcose-feldspatici e sabbie, lo spessore degli strati aumenta verso l'alto. Le arenarie contengono feldspati, grafite, mica bianca e nera, orneblenda e zirconi, che riflettono la composizione degli gneiss da cui sono derivate e testimoniano una certa "freschezza" di queste arenarie.

- Sezioni tipo - Affiorano estesamente tra Taru e Samburu ad ONO di Mombasa.

- Spessore - Ad O di Mombasa raggiunge i 2700 m.

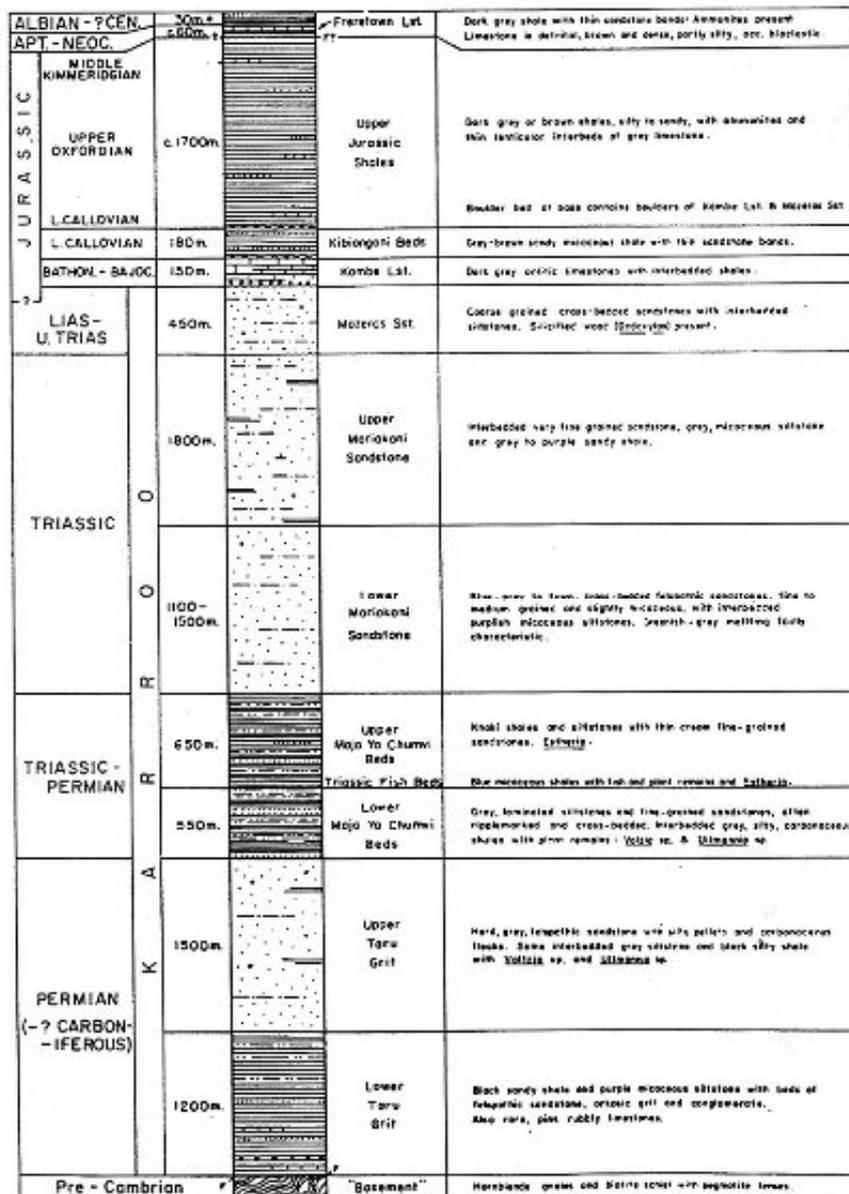


Figura 76. Successione Paleozoica-Mesozoica del bacino di Lamu (Mombasa), ad Ovest di Mombasa (da WALTERS & LINTON, 1973).

- Rapporti con le altre formazioni - Questa formazione appoggia sul basamento cristallino con dei conglomerati basali (quando non copre in debole discordanza i depositi tilloidi presenti solo in piccoli affioramenti).
- Fossili ed età - In questa formazione sono stati rinvenuti molti resti di vegetali tra cui: *Schizoneura* sp., *Equisetum* sp., steli di licopodi ed altre specie non identificabili, tuttavia, il ritrovamento di bivalvi di acque dolci (*Palaeonodonta fischeri* Amal.) tipici del Permiano

superiore della Russia centrale, e la presenza di depositi periglaciali alla sua base, permette di attribuire a questa formazione un'età approssimativa che va dal Carbonifero superiore alla parte bassa del Permiano superiore

- Facies - L'ambiente varia da periglaciale a fluviale immaturo, fluvio-lacustre (con laghi e paludi molto diffusi) e fluviale maturo.

FORMAZIONE DI MAJI-YA CHUMVI

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1973; SAKA & MIYATA, 1979; CANNON et alii, 1980; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988.

- Litologia - Questa formazione è comunemente divisa in due parti: la parte inferiore è prevalentemente argillosa, mentre la parte superiore viene distinta da una incursione marina ed è caratterizzata dalla presenza di numerose intercalazioni arenacee. Partendo dal basso troviamo: facies prevalentemente fini di colore nero o scure, sottilmente stratificate con intercalate lenticelle di carbone, arenarie argillose in strati tabulari, argille sabbiose con ripple marks e impronte da disseccamento e di pioggia; la parte superiore inizia con: argilliti micacee bluastre (in queste è presente un livello a pesci); arenarie silicee bluastre e calcari siltosi bianchi con brachiopodi di acque salmastre.

- Sezione tipo - Area di Maji-Ya Chumvi.

- Spessore - Circa 1200 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Sono in debole discordanza angolare con la Formazione di Taru (secondo altri autori sarebbero invece transizionali; Temperley, 1952). Equivalgono alla Formazione di Tanga superiore in Tanzania.

- Fossili ed età - Nella metà inferiore sono stati ritrovati numerosi resti vegetali, tra cui: *Voltzia*, *Ullmannia* e *Conites*, inoltre sono presenti alcuni brachiopodi non identificati e molluschi del genere *Palaeodonta fischeri*; alla base della parte superiore è presente un livello caratterizzato dalla presenza di numerosi resti di pesci, tra cui il *Boreosomus gillioti*, l'*Australosomus sp.*, ed altri resti di pesci "Eotriassici", oltre che resti di piante, di insetti e di vermi. Negli strati superiori a questi sono presenti brachiopodi del genere *Estheria grey Jones*, *Estheria mangaliensis*, *Estheria sp.*, *Estheriella sp.*, *Apus sp.* (del Trias inferiore). L'età attribuita a questa formazione è del Permiano superiore per la parte inferiore, e Trias inferiore per la parte superiore.

- Facies - Rappresenta un passaggio da ambienti di deposizione fluvio-lacustri di acque basse, con vegetazione abbondante, in cui il tasso di sedimentazione e subsidenza erano in equilibrio, a condizioni lagunari e/o palustri di acque salmastre come, indicato dai brachiopodi del genere *Estheria* (tipici di ambienti di acque dolci o poco salate) mediante una breve incursione marina (il tasso di subsidenza era minore di quello di sedimentazione).

ARENARIE DI MARIAKANI

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1973; SAKA & MIYATA, 1979; CANNON et alii, 1980; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; HANKEL 1990.

- Litologia - Dal basso: 1500 m di alternanza di siltiti silicee, argilliti e arenarie da fini a medie, di colore grigio-bluastro, a stratificazione incrociata, micacee, con macule grigio-verdastre, in strati potenti ed irregolari che aumentano verso l'alto; sono transizionali a 1800 m di un'alternanza ritmica di arenarie feldspatiche fini di colore grigio, siltiti micacee e argille sabbiose di colore grigio e rossastro. Le facies grossolane aumentano verso l'alto, a quest'ultime alcuni autori attribuiscono il nome di Formazione di Matolani (RAIS-ASSA, 1987; HANKEL, 1990). Le arenarie contengono quarzo abbondante, feldspati alcalini leggermente alterati, mica bianca e nera, granuli di apatite, di zircone e tormalina.

- Sezioni tipo - Affiorano nei pressi di Mariakani.

- Spessore - Lo spessore totale è di circa 3300 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Sono concordanti con la sottostante Formazione di Maji-Ya Chumvi, della quale rappresentano una continuazione in condizioni di più alta energia. Corrispondono in parte alle Arenarie di Adigrat.

- Fossili ed età - Indicazioni di un'età triassica media-superiore sono date quasi esclusivamente da una flora con *Protohaploxypinus* e *Samoilovichii* presente alla base. Nella

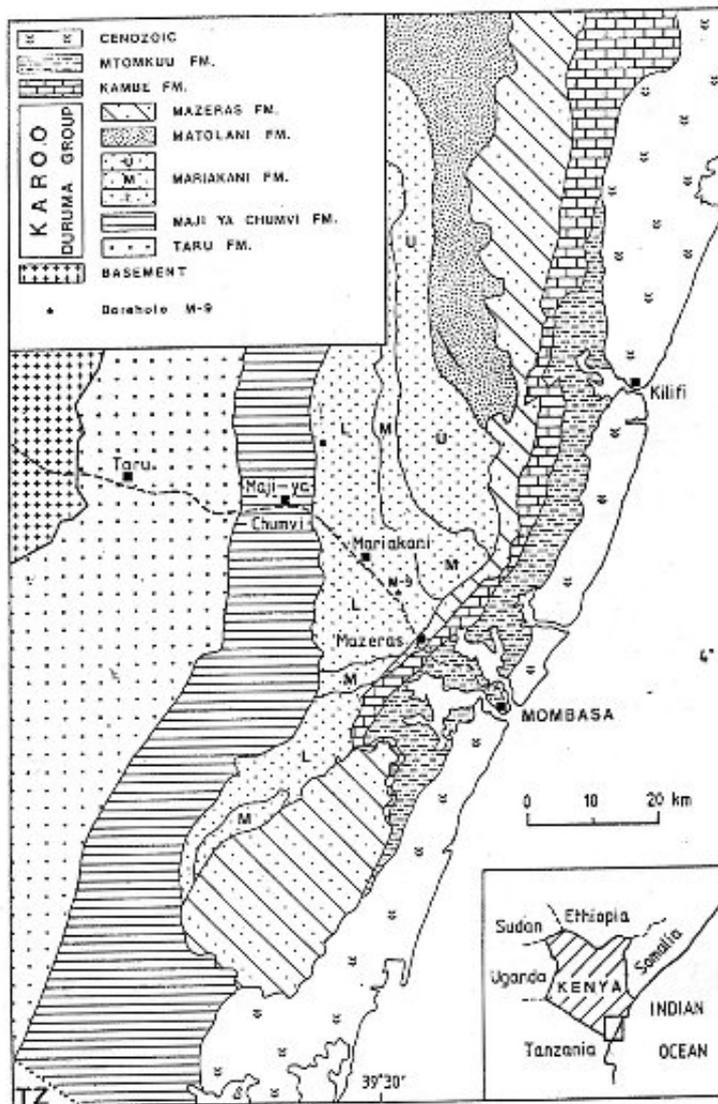


Figura 77. Carta geologica semplificata del bacino di Mombasa (Lamu; da RAIS-ASSA 1988).

parte mediana sono stati rinvenuti dei brachiopodi del genere *Estheria sp.*, mentre al tetto è presente una flora indeterminabile.

- Facies - L'ambiente di deposizione è deltizio-lacustre con facies lagunari salmastre alla base (con subsidenza e sedimentazione in equilibrio), che evolvono a facies fluvio-lacustri (Formazione di Matolani).

FORMAZIONE DI MAZERAS

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1973; SAKA & MIYATA, 1979; CANNON et alii, 1980; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; HANKEL 1990.

- Litologia - Arenarie massive grossolanamente gradate, a stratificazione incrociata contenenti frammenti di legno silicizzato, con intercalati livelli di argille e livelletti calcarei. Nella parte superiore della formazione sono presenti sabbie eoliche e ciottoli con tracce di erosione eolica. Le arenarie sono prevalentemente quarzose e leggermente feldspatiche, sono presenti anche minuti granuli di miche.

- Sezioni tipo - Sono situate nei pressi di Mazeras.

- Spessore - Circa 450 m.

- Rapporti con le altre formazioni -

A S di Mombasa sono in debole discordanza angolare con la sottostante Formazione di Mariakani, mentre a Nord di Mombasa sono concordanti. Comunque, in generale, il passaggio tra queste due unità è concordante e graduale. Equivalgono alle Arenarie di Adigrat.

- Fossili ed età - Nella parte inferiore sono stati rinvenuti numerosi tronchi silicizzati, tra cui sono stati identificati: *Dadoxylon sclerosum*, *Dadoxylom sp.* e *Cedroxylon sp.*. Anche se il range di età di questa associazione va dal Trias al Cenozoico, i sovrastanti depositi della Formazione di Kambe sono stati datati al Giurassico medio, per cui si può ipotizzare un'età compresa tra il Trias superiore e il Giurassico inferiore.

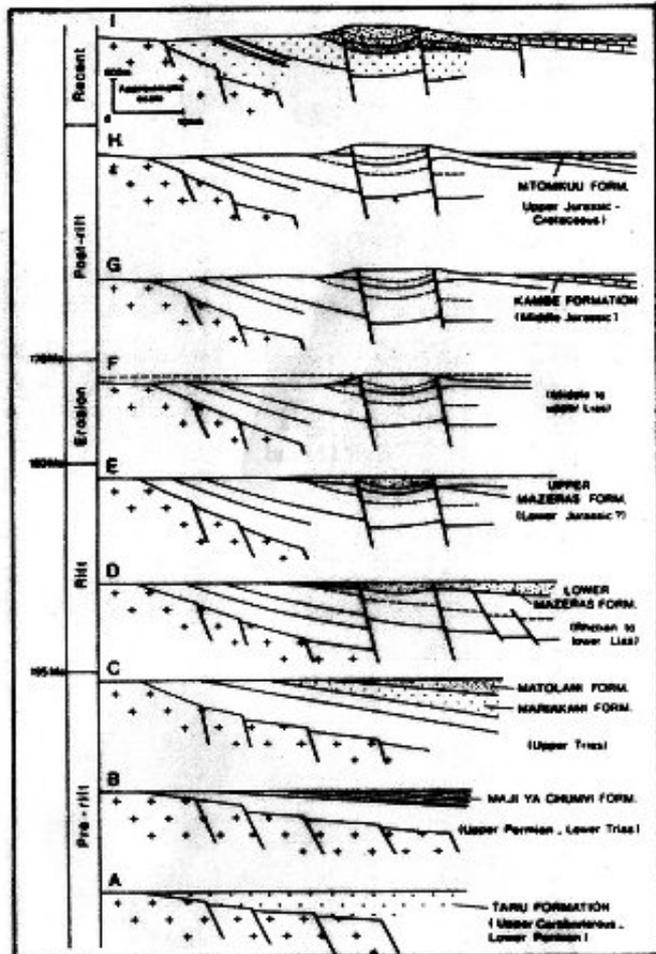


Figura 78. Evoluzione geodinamica del bacino di Mombasa (Lamu; da RAIS-ASSA, 1988).

- Facies - La parte inferiore probabilmente rappresenta i depositi di un grande apparato deltizio con numerosi laghi e/o paludi che venivano gradualmente colmate dal progredire del delta. La parte superiore rappresenta la deposizione da parte del vento di dune (probabilmente costiere) formatesi durante condizioni più aride. Il tasso di sedimentazione in questa fase è maggiore di quello di subsidenza.

FORMAZIONE DI KAMBE

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1973; CANNON et alii, 1980; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; HANKEL 1990.

- Litologia - Alla base sono presenti circa 20 m di conglomerati costituiti da ciottoli provenienti dalla Formazione di Mazeras e dai calcari giurassici. Al di sopra di essi c'è un'alternanza di calcari grigi-nerastri, scarsamente fossiliferi (sono solo presenti dei calchi di ammoniti), compatti, spesso sabbiosi e con noduli di pirite; subordinatamente a questi ci sono calcari grigio chiari coralliferi, calcari oolitici e pisolitici con strutture algali, ed infine sono presenti sottili interstratificazioni di argilliti finemente laminate (più abbondanti nella parte inferiore della formazione).

- Sezioni tipo - La base è ben visibile in alcune sezioni del fiume Mwachi, nei pressi di Mombasa.

- Spessore - Varia dai 150 ai 600 m nelle aree più settentrionali.

- Rapporti con le altre formazioni - Frequentemente sono in contatto tettonico con il sottostante Supergruppo del Karroo, tuttavia, nei pochi affioramenti dove la base è visibile, questi calcari sono in debole discordanza angolare con le sottostanti Arenarie di Mazeras. La presenza di conglomerati di base composti da ciottoli di Arenarie di Mazeras e calcari giurassici, sembra testimoniare una fase erosiva che marca la fine della deposizione del Karroo in questa regione. Equivale alla Formazione di Hamanley; RAIS-ASSA (1987) include in questa formazione anche la Formazione di Kibongoni.

- Fossili ed età - E' stata riconosciuta una fauna ad ammoniti nella quale è presente la *Cymatorhynchia* (?) quadruplicata che indica un'età batoniana-bajociana.

- Facies - L'ambiente di deposizione passa da facies deltizie o costiere (conglomerati basali) a facies lagunari con argilliti e calcari laminati, ed infine a facies epicontinentali con calcari

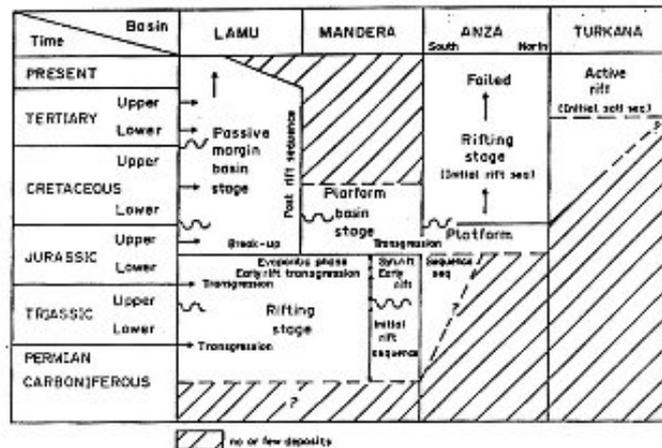


Figura 79. Evoluzione dei bacini sedimentari del Kenya (da BEICIP, 1984).

massivi, oolitici e di scogliera corallina. Questo mare probabilmente non si estendeva molto più ad Ovest degli attuali affioramenti, a causa di alti strutturali che erano attivi in questo lato del bacino Giurassico.

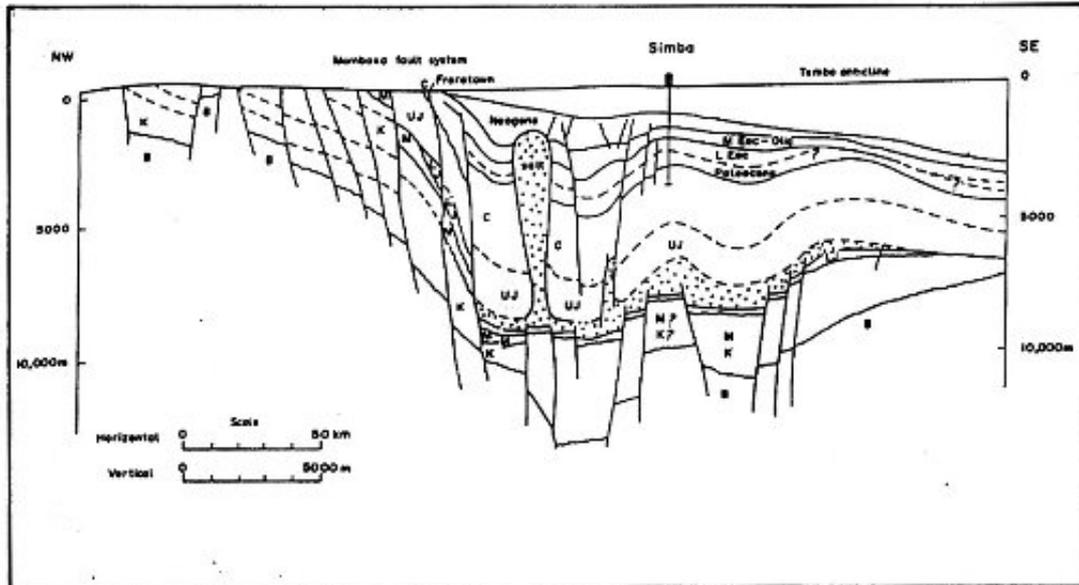


Figura 80. Sezione X-X', nell'area Mombasa-Tembo (da BEICIP, 1984). Per la localizzazione vedi fig 74.

FORMAZIONE DI KIBONGONI

- Riferimenti bibliografici - TEMPERLEY, 1952; WALTERS & LINTON, 1973; COFFIN & RABINOWITZ, 1988.
- Litologia - Argilliti sabbiose micacee giallastre con intercalate arenarie fini, calcari micritici selciferi e arenarie conchigliifere. Le arenarie mostrano frequentemente flaser bed, e nelle argille sono presenti impronte di corrente, slump e impronte di pioggia e da disseccamento.
- Sezione tipo - Affiora in una stretta fascia ad Ovest di Mombasa (Port Tudor).
- Spessore - Circa 180 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Sembrano essere concordanti con la Formazione di Kambe, e molto probabilmente costituiscono in parte un equivalente laterale di questa formazione. Equivale alla parte alta della Formazione di Kambe (secondo CANNON et alii, 1980 e RAIS-ASSA, 1987) e di Hamanley.
- Fossili ed età - Molto probabilmente è di età calloviana, sebbene non ci siano sicure conferme paleontologiche.
- Facies - Questa formazione probabilmente rappresenta la deposizione di un delta che si gettava nel mare epicontinentale del Giurassico medio.

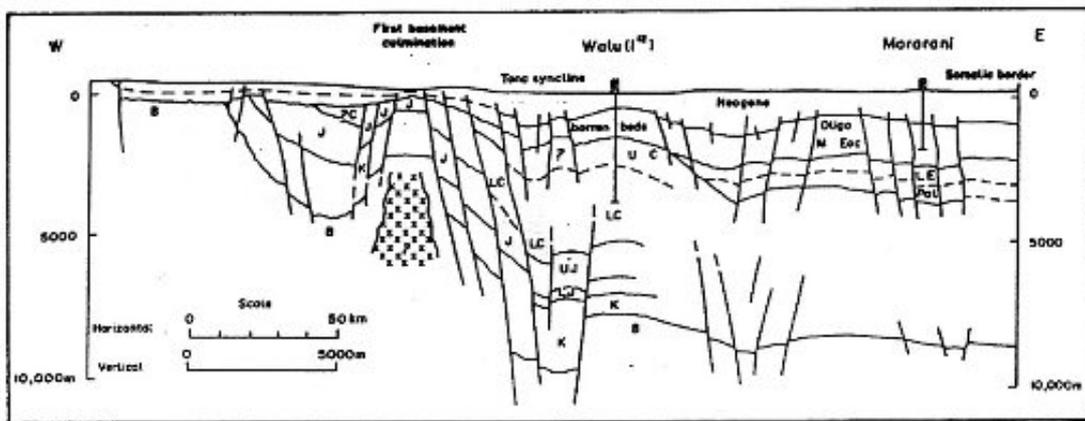


Figura 81. Sezione Y-Y' nell'area Tana-Lamu (da BEICIP, 1984). Per la localizzazione vedi fig. 74.

FORMAZIONE DI MTOMKUU

- Riferimenti bibliografici - CANNON et alii, 1980; RAIS-ASSA, 1987; COFFIN & RABINOWITZ, 1988; HANKEL 1990.

- Litologia - Alla base sono presenti ciottoli derivanti dalle Formazioni di Kambe e Mazeras; superiormente c'è un'alternanza di argilliti grigio-nerastre e nere con noduli calcarei, rari strati di calcari sabbiosi conchigliiferi.

- Sezione tipo - Affiora estesamente lungo la costa del Kenya tra Mombasa e Kilifi.

- Spessore - Circa 1700 m.

- Rapporti con le altre formazioni - E' discordante sulla Formazione di Kambe (e su quella di Kibongoni ad essa equivalente; fig. 75), e la sua base è fortemente erosiva, come testimoniato dalla presenza di conglomerati basali costituiti da elementi appartenenti alle formazioni sottostanti. Equivale alle Argille del Giurassico superiore (Formazione di Uarandab).

- Fossili ed età - Il ritrovamento di numerose ammoniti, spesso in noduli di septaria, attribuiscono a questa unità un'età compresa tra il Calloviano inferiore e il Kimmeridgiano medio. La sedimentazione non sembra però essere continua, in quanto è apparentemente assente la fauna ad ammoniti del Calloviano superiore-Oxfordiano inferiore.

- Facies - La parte inferiore di questa formazione è probabilmente deltizia, mentre superiormente si trovano facies tipiche di mare sottile. La lacuna del Calloviano superiore-Oxfordiano inferiore potrebbe essere dovuta ad una regressione marina.

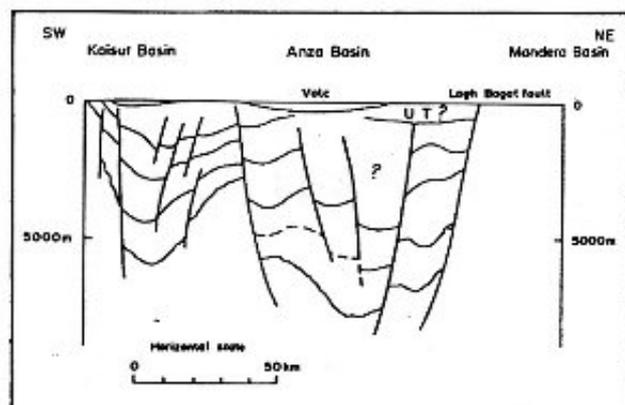
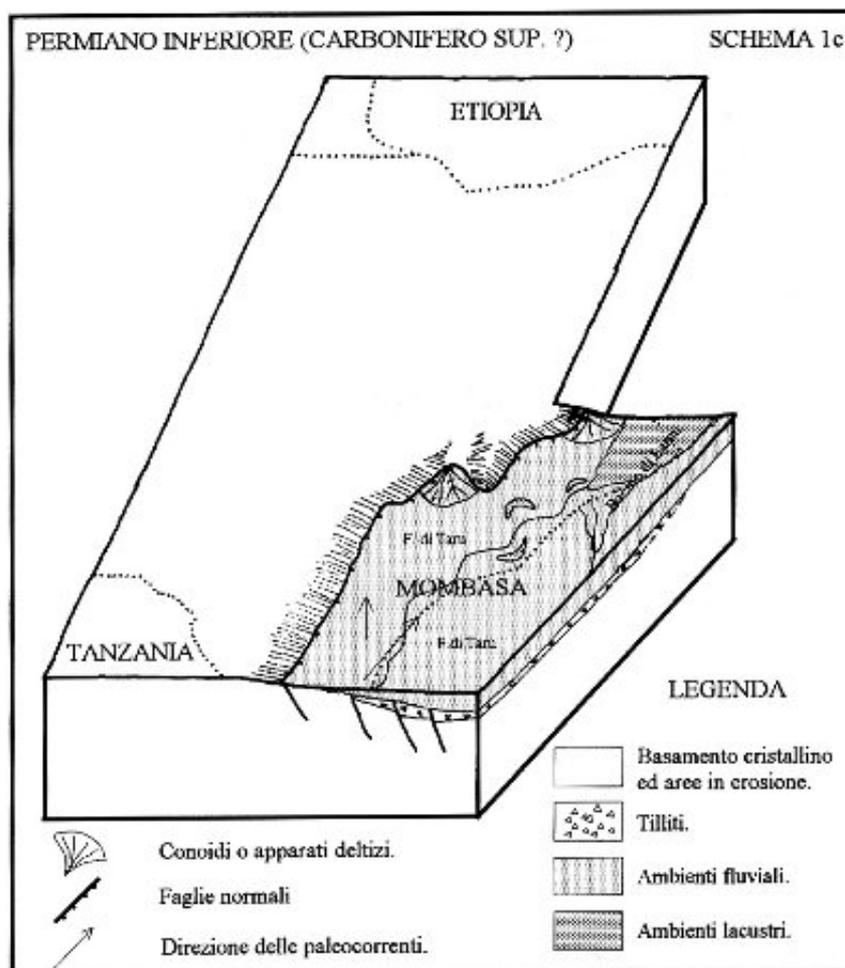


Figura 82. Sezione A-A', nel bacino Anza-Kisuti (da BEICIP, 1984). Per la localizzazione vedi fig. 74.

6.2) EVOLUZIONE PALEO GEOGRAFICA DEI BACINI DEL KENYA

6.2.1) PERMIANO (schema 1c)

Come accennato nel capitolo sull'evoluzione paleogeografica della Somalia, a questo periodo corrisponde una fase di assottigliamento crostale che interessa gran parte della costa E Africana, e che da origine a gran parte dei bacini del Karroo di questa regione. In questo stadio di "pre- rift" (fig. 78; RAIS-ASSA, 1987) si ha la formazione di bacini in lenta subsidenza, all'interno dei quali vengono conservati resti di depositi periglaciali del tardo Carbonifero.

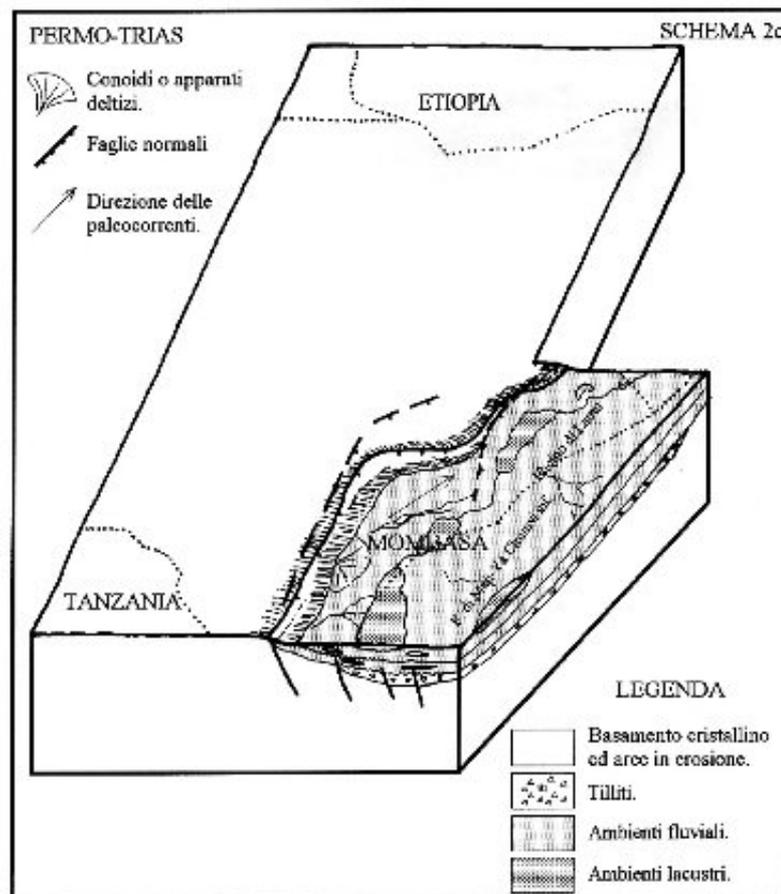


In questo bacino si sviluppano dei sistemi deposizionali fluvio-lacustri (Formazione di Taru) che coprono in leggera discordanza i depositi periglaciali. Le paleocorrenti di questo sistema danno provenienze dai quadranti meridionali, indicando che il paleoreticolo idrografico si sviluppava in un bacino con depocentro situato a Nord, probabilmente in prossimità dell'attuale confine con la Somalia. La vegetazione, come testimoniato dalla presenza di numerosi livelli di carbone, doveva essere abbondante.

6.2.2) **PERMO-TRIAS** (schema 2c)

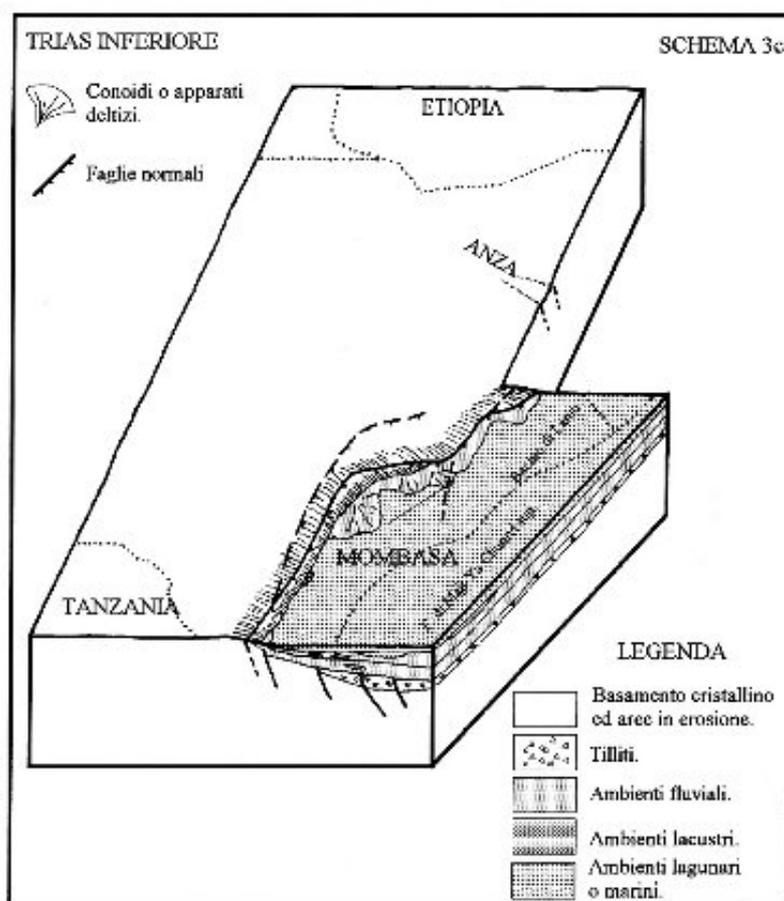
Nel bacino di Lamu continua ancora la fase di pre-rift, con ulteriore assottigliamento crostale e subsidenza. Probabilmente inizia anche a delinearsi il graben di Anza.

La deposizione è in continuità con la sottostante Formazione di Taru, e si vengono a depositare sedimenti di ambiente prevalentemente lacustre o palustre con vegetazione abbondante. Questa facies corrisponde alla parte inferiore della Formazione di Maji-Ya Chumvi. La paleogeografia del bacino presentava ancora le aree più depresse nella sua parte settentrionale (schema 2c).



6.2.3) **TRIAS INFERIORE** (schema 3c)

Un'improvvisa e breve incursione marina proveniente dalle regioni settentrionali, interessava gran parte del bacino di Lamu, ed era probabilmente dovuta ad un repentino aumento della velocità di subsidenza di questa area. A questo episodio segue un periodo di minore subsidenza, durante il quale si vengono a formare ambienti lagunari e palustri (Formazione di Maji-Ya Chumvi superiore).

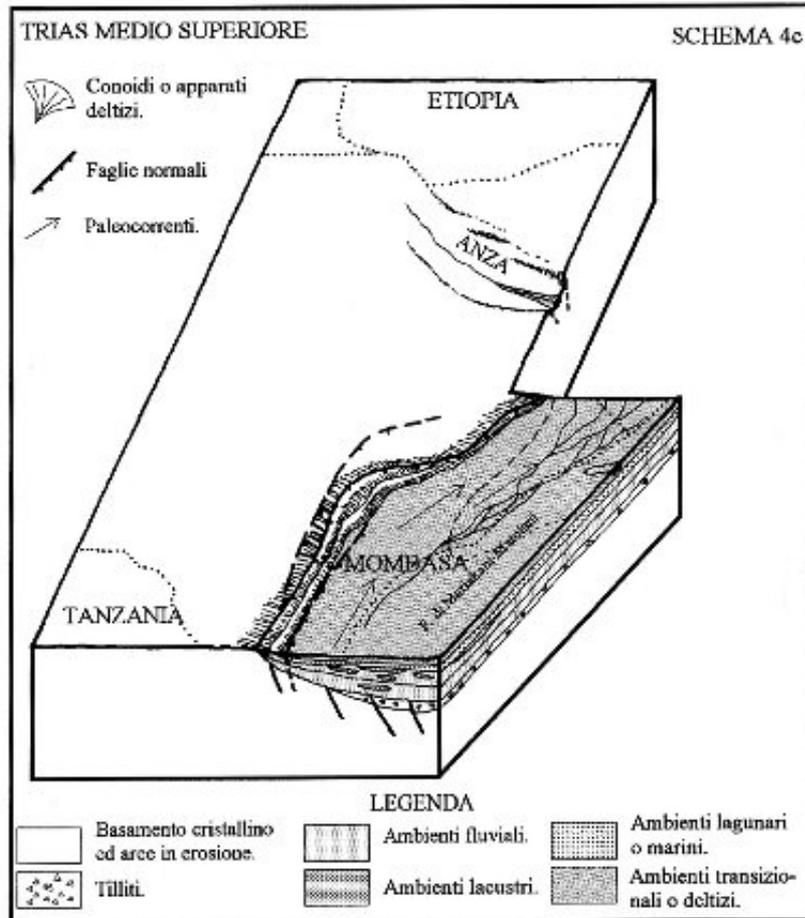


6.2.4) **TRIAS MEDIO-SUPERIORE** (schema 4c)

Al termine di questo periodo inizia la vera e propria fase di rift, con lo sviluppo di alcuni elementi strutturali che condizioneranno, in seguito, anche la deposizione nel settore occidentale del bacino. Molto probabilmente anche il graben di Anza comincia ad assumere le caratteristiche di un importante elemento paleogeografico e strutturale.

La risposta sedimentaria a questa fase di maggiore attività tettonica è testimoniata da un generale aumento di energia dell'ambiente. Si passa da condizioni prevalentemente lacustri/palustri (della parte superiore della Formazione di Maji-Ya Chumvi), a facies deltizie con zone lacustri, palustri e fluviali.

Da quanto detto, non è da escludere un inizio di sollevamento relativo delle spalle del rift che si sta formando. Questo potrebbe inoltre essere testimoniato dalla regressione marina del Trias medio, dalla diminuzione del tasso di subsidenza, e dal generale aumento di energia presente nei sistemi deposizionali.



6.2.5) TRIAS SUPERIORE-GIURASSICO INFERIORE (schema 5c)

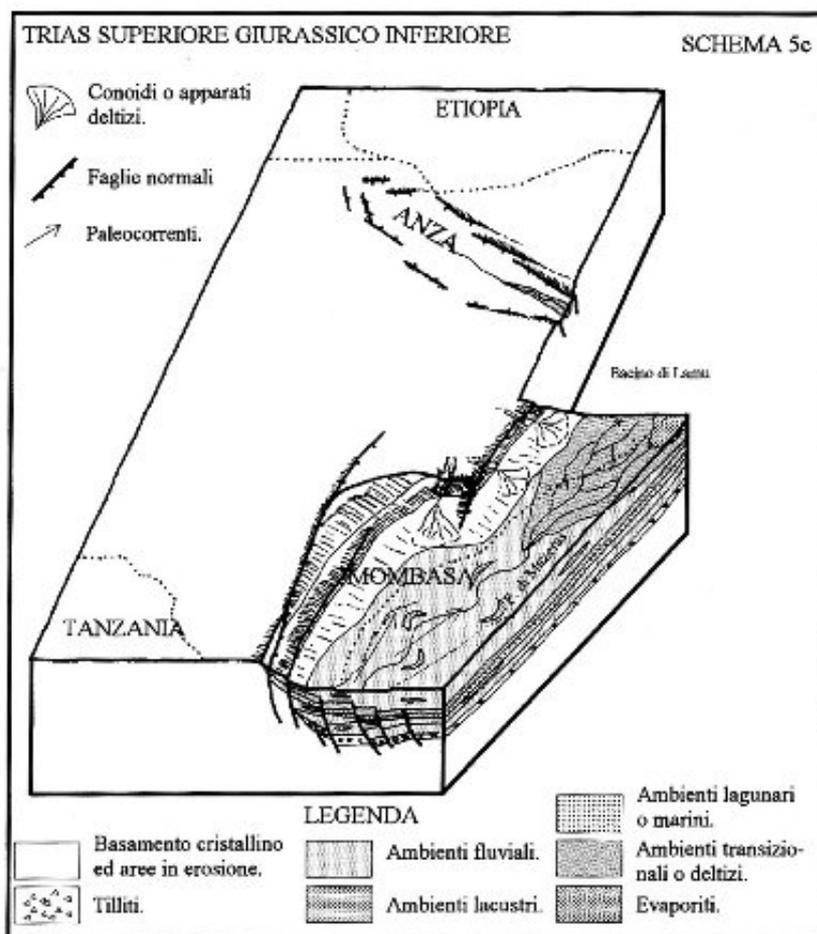
Anche questo periodo è caratterizzato da intensa attività tettonica, legata al rift che si va sempre più sviluppando tra la costa del Kenya e quella del Madagascar meridionale.

I depositi che si depongono in questa fase, sono prevalentemente fluviali e deltizi (Formazione di Mazeraz). Nel Giurassico inferiore, c'è una forte attività erosiva, che testimonia una volta di più il sollevamento di tutto il bacino.

6.2.6) GIURASSICO INFERIORE E MEDIO (schema 6c)

A questo periodo corrisponde la fine del rifting e l'inizio del drift tra la costa dell'Africa orientale e quella Malgascia (RAIS-ASSA, 1987). Secondo REEVES et alii (1986), il basamento della parte settentrionale del bacino di Lamu potrebbe essere costituito da crosta oceanica (fig. 74) sviluppatasi probabilmente durante questo periodo.

Dopo la fase erosiva del Giurassico inferiore, nel Giurassico medio gran parte del bacino di Lamu viene interessato da un'estesa ingressione marina, parzialmente ostacolata dagli alti strutturali (accennati precedentemente) che bordano il suo margine occidentale (ad Ovest di Mazeraz) e che ne ostacolano l'avanzata. Le cause sono probabilmente da ricercare nella subsidenza tettonica e nell'eustatismo. A questa ingressione corrispondono depositi di



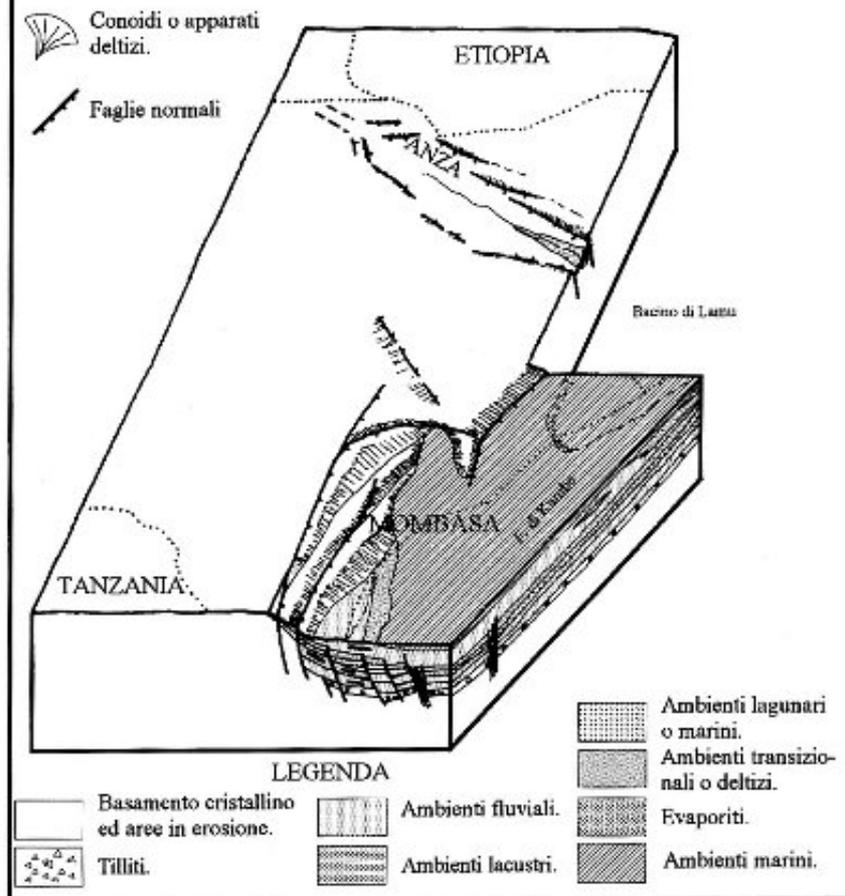
mare sottile (Formazione di Kambe), con barriere coralline, spiagge, lagune e facies deltizie (Formazione di Kibongoni).

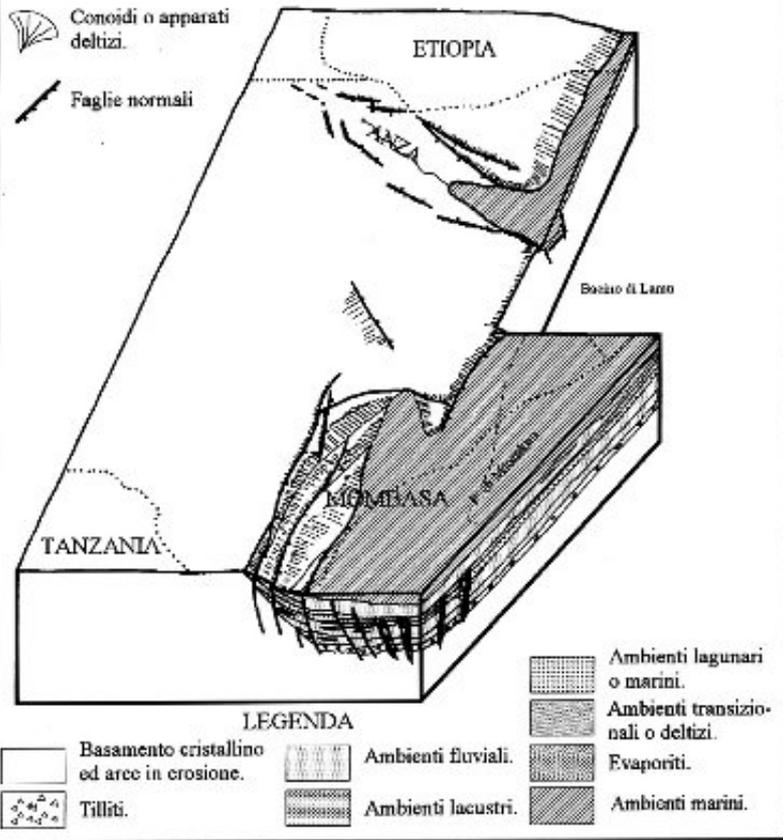
Il graben di Anza è ben sviluppato (probabilmente in questa area si era formato un punto triplo, REEVES et alii, 1986); anche se non si hanno indicazioni sulla sua stratigrafia, si può ipotizzare che fosse ancora interessato da depositi continentali o deltizi (REEVES et alii, 1986), equivalenti forse alla Formazione di Kibongoni.

6.2.7) GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE (schema 7c)

Il drift si sta sviluppando su tutto il bordo costiero del Kenya causandone la lenta subsidenza.

Nel Calloviano superiore-Oxfordiano, ci sono evidenze di una breve regressione marina, come testimoniato dall'assenza di depositi di questa età e da un leggero incremento dell'energia dei sistemi deposizionali a partire dall'Oxfordiano (parte basale della Formazione di Mtomkuu), dando luogo a depositi probabilmente deltizi che si evolvevano nuovamente, con il proseguire della subsidenza, a depositi di mare sottile nel Kimmeridgiano medio.





7) BACINI DELLA TANZANIA

7.1) EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E STRUTTURALE DELLA TANZANIA DAL PERMIANO AL GIURASSICO SUPERIORE

Le principali aree di deposizione che sono state interessate dalla deposizione del Karroo e del Giurassico in Tanzania, possono essere riconosciute nei seguenti bacini (fig. 83):

- Il bacino di Ruhuhu (fig. 83) orientato in direzione NE-SO, rappresentato quasi esclusivamente da depositi continentali carbonifero-permiani

(fig. 86) per uno spessore di circa 2300-3000 m;

- Il bacino di Selous-Mikumi (fig. 83), orientato a NNE-SSO nella parte meridionale (Selous o Luwegu), mentre i due bacini più settentrionali (Mikumi e Ruvu) sono orientati in direzione N-S (fig. 83, 84). I depositi più antichi affioranti sono del Permiano superiore,

ma non si esclude la presenza di unità più antiche. Lo spessore totale dei depositi del Karroo raggiunge i 6000 m;

- La terza ed ultima area di deposizione è rappresentata dai bacini costieri di Mandawa e Ruvu e Tanga (fig. 83, 84), orientati principalmente in direzione NNO-SSE. In questi bacini affiorano quasi esclusivamente depositi post-Karroo, tuttavia in molti sondaggi sono stati incontrati notevoli spessori di depositi pre-giurassici.

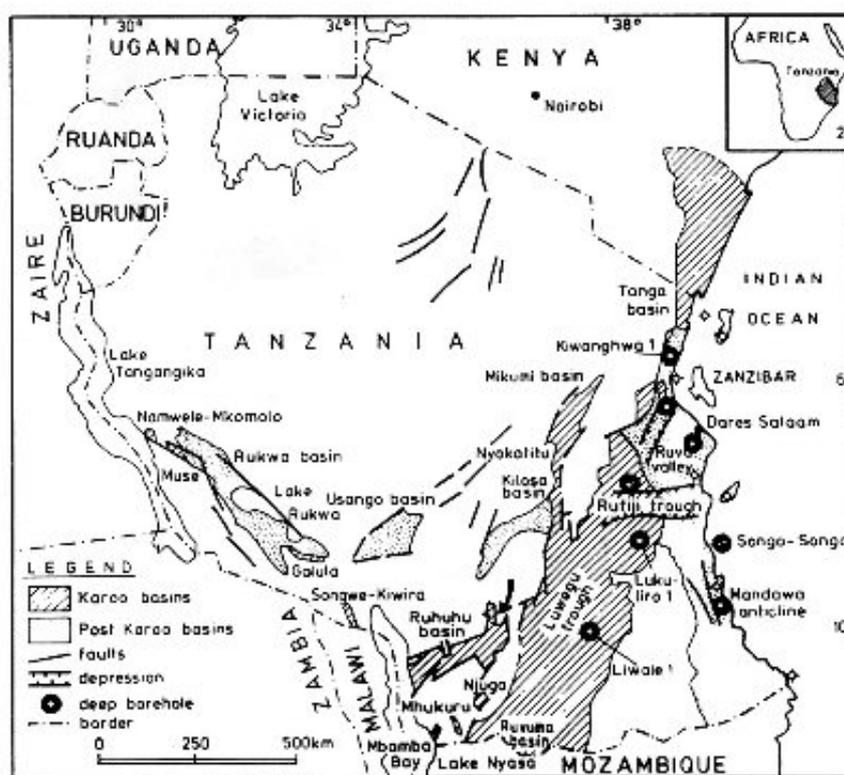


Figura 83. Carta geologica schematica dei bacini del Karroo e post-Karroo della Tanzania, con indicati i principali elementi strutturali e le posizioni dei sondaggi (da KREUSER et alii, 1990).

7.1.1) BACINO DI RUHUHU

Questo bacino mostra una successione sedimentaria che si sviluppa dal Carbonifero superiore e termina nel Trias inferiore e medio (fig. 86). Questa successione, prevalentemente continentale, si presenta generalmente come una monoclinale immergente verso Sud e SE (fig. 87). Le aree SE erano probabilmente in maggiore subsidenza (come sembra essere testimoniato dallo spessore dei sedimenti che è maggiore in queste aree) rispetto a tutto il bacino. Durante la deposizione del Karroo la tettonica è stata molto attiva (fig. 85) dando luogo a discordanze angolari a scala bacinale (in questo bacino ne sono state riconosciute due di importanza regionale).

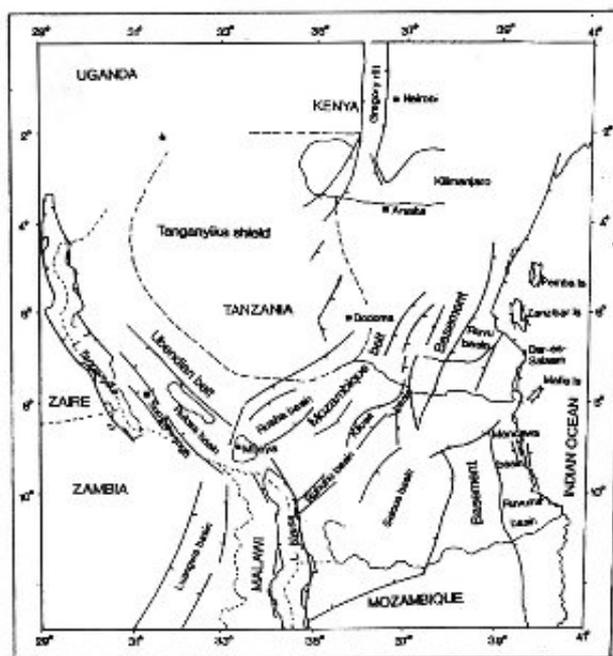


Figura 84. Carta strutturale della Tanzania (da MBEDE, 1991).

La presenza di numerosi piccoli bacini con depositi del Karroo, distribuiti nei dintorni e tra il bacino di Ruhuhu e quello di Selous, suggerisce l'esistenza di un'unica area di deposizione, attiva almeno fino al Permiano inferiore, dalla quale, in seguito all'evoluzione tettonica del margine, si sono sviluppati e diversificati i bacini della Tanzania (KREUSER et alii, 1987).

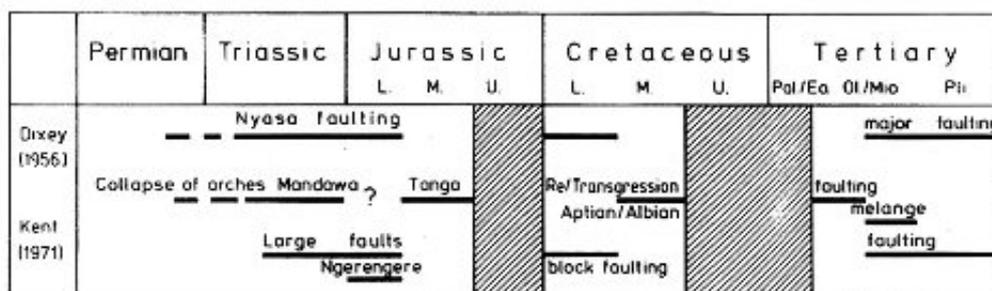


Figura 85. Diagramma schematico sei periodi di maggiore attività tettonica in Tanzania. Le zone tratteggiate rappresentano periodi di quiescenza (da DIXEY, 1956; KENT, 1971).

FORMAZIONE DI K1 (TILLITI E PERIGLACIALE)

- Riferimenti bibliografici - WOPFNER & KREUSER, 1986; KREUSER & SEMIKIWA, 1987; WOPFNER, 1990; KREUSER et alii, 1990; WOPFNER & DIEKMANN, 1991.

- Litologia - Tilliti e argilliti varvate, quest'ultime mostrano impronte da impatto (dropstone) causate da oggetti precipitati da ghiacciai in fusione sui fondali dei laghi periglaciali.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano sul lato occidentale del bacino di Ruhuhu.

- Spessore - Lo spessore massimo raggiunge i 140 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Sono discordanti sul sottostante basamento cristallino, e si depositavano in valli scavate dall'erosione dei ghiacciai.

- Fossili ed età - L'età permocarbonifera è dedotta indirettamente dalla datazione della sovrastante unità, e dalla presenza di depositi glaciali.

- Facies - Ambiente da glaciale a periglaciale, con laghi e depositi morenici.

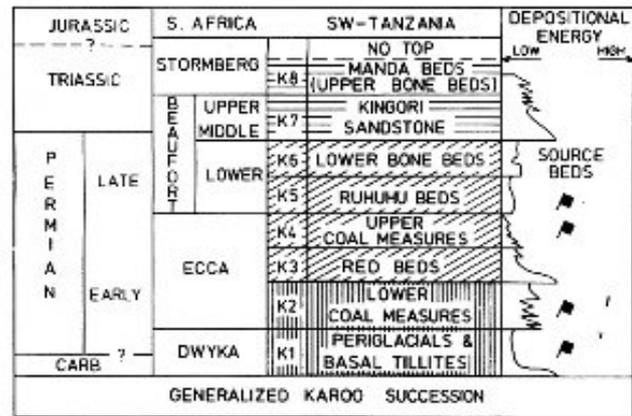


Figura 86. Tavola stratigrafica della Successione del Karoo del bacino di Ruhuhu, con indicazioni sull'energia dei sistemi deposizionali (da KREUSER & SEMKIWA, 1987).

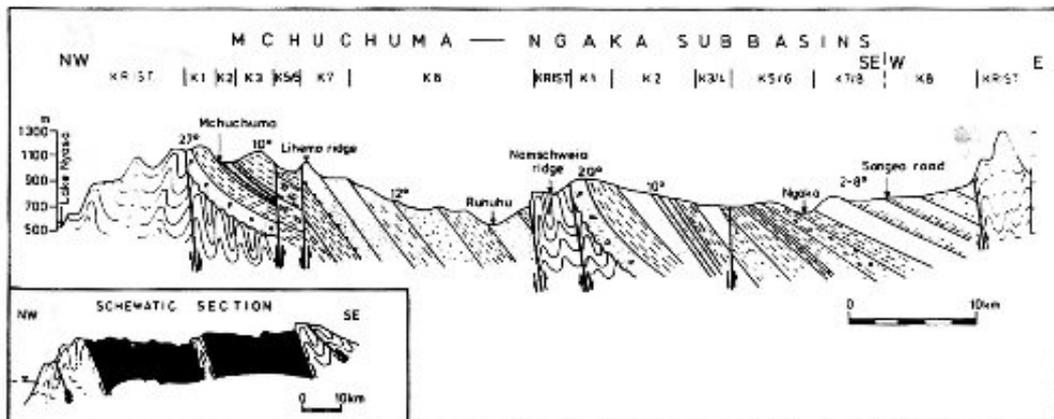


Figura 87. Sezione NO-SE attraverso i sottobacini di Mchuchuma e Ngaka (bacino di Ruhuhu; da KREUSER et alii, 1990).

FORMAZIONE DI K2 (LOWER COAL MEASURES)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.

- Litologia - Argille e silt con noduli calcarei e pirite e rare arenarie; la parte inferiore consiste in litofacies sabbiose e carboniose, mentre la parte superiore di argille e carbone. Nella parte inferiore gli strati di carbone sono spessi dai 3 ai 7 m. Le arenarie mostrano stratificazione incrociata a truogoli o tabulare. La parte superiore della serie inizia con argilliti carbonatiche che coprono le sottostanti arenarie. Il rapporto carbone argilla è 1/10 e le lenti di carbone sono sottili (il loro spessore varia da pochi centimetri a qualche decimetro) e lentiformi. Le laminazioni a ripple indicano bassa energia di deposizione e la ciclicità è meno sviluppata che nella parte inferiore.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano nell'area di Mchuchuma (lato SO del bacino di Ruhuhu).
- Spessore - Varia dai 110 ai 280 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Sono concordanti con la K1. E' correlata con il Gruppo di Ecca del Sud Africa e con la Formazione di Sakoa inferiore del Madagascar.
- Fossili ed età - Sono stati riconosciuti pollini della Zona a *Granulatisporites confluens* che indicano un'età asseliana. Nella parte superiore HART (1963) riconosce la Zona a pollini Cingulati riferibile all'Artinskiano-Kunguriano.
- Facies - La parte inferiore è di ambiente di delta lacustri e fluviale tipo braided, mentre la parte superiore è di pianura alluvionale di fiumi meandriiformi. Ogni ciclo fluviale inizia con una facies tipo braided si sviluppa poi in fiume meandriiforme per poi terminare con facies palustri o lagunari. Il clima cambia da freddo semiarido a semiumido a temperato caldo-umido con flora rigogliosa (fig. 88).

FORMAZIONE K3 (RED BEDS o SCARP SANDSTONES)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMIKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.
- Litologia - Arenarie feldspatiche a stratificazione incrociata ben classate di colore chiaro con rare intercalazioni carbonatiche. La presenza di piccoli "vulcani di fango" testimonierebbe una rapida sedimentazione e/o una tettonica attiva. Verso il tetto le arenarie arcose si sviluppano in cicli "fining upward" che gradano in siltiti e argille rossastre con paleosuoli, con al tetto clasti grossolani che ricoprono in discordanza le argilliti rosse o grigio-verdi. Le strutture sedimentarie più comuni sono la stratificazione incrociata a trogoli e planare che è comunemente associata con le deformazioni plastiche dei sedimenti più soffici.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiorano nell'area di Mchuchuma.
- Spessore - Varia da 100 a 160 m.
- Rapporti con le altre formazioni - E' discordante sulla K2. Sono correlate con la parte alta del Gruppo di Sakoa in Madagascar e con la Formazione di Taru in Kenya.
- Fossili ed età - Sono stati ritrovati solo pochissimi fossili, soprattutto di vegetali, e quasi tutti provenienti dalle argilliti della parte superiore della formazione. L'età è attribuita approssimativamente al Kunguriano, in base a datazioni fatte sulle unità K2 e K4.
- Facies - E' parzialmente costituita da depositi di piede di conoide che passano a pianura alluvionale tipo playa, alternati con intercalazioni fluviali tipo braided. Il clima era semi arido e caldo.

FORMAZIONE DI K4 (UPPER COAL MEASURES)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMIKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.

- Litologia - E' composta da un'alternanza di arenarie grigie, argilliti ed argilliti carbonatiche con sottili lenti di carbone. Il contenuto calcareo aumenta verso il tetto fino alla comparsa dei primi strati calcarei del K5.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Nel bacino di Mchuchuma (lato SO del bacino di Ruhuhu) è molto ridotta in spessore. Buone esposizioni sono presenti nei bacini minori di Mhukuru (fig. 83) e Ngaka (nella parte centrale del bacino di Ruhuhu).
- Spessore - Va dai 65 ai 300 m.
- Rapporti con le altre formazioni - La transizione dal K3 al K4 è caratterizzata dalla comparsa di argilliti carbonatiche nere al di sopra delle sequenze rosse e verdi del K3. Questa unità non è molto estesa arealmente. Sono correlabili con i "Calcareus Beds" del bacino di Mikumi, con il membro di Sumbadzi (Tanzania), con la Formazione di Taru (Kenya) e con la parte inferiore del Gruppo di Sakamena.
- Fossili ed età - Sono stati trovati i seguenti resti vegetali: *Glossopteris indica*, *G. browniana*, *G. retifera*, *G. ampla*, *G. angustifolia*, *G. cf. conspicua*, *Glossopteris sp.*, *Vertebraria indica*, *Cordaites (Noeggerathiopsis) hislopi*, *Schizoneura gondwanensis*, *Equisetalean*. Inoltre lamellibranchi non identificati e squame di pesci. L'età attribuita è approssimativamente del Kunguriano.
- Facies - Il clima è meno caldo ma più umido del K3. In questa fase si depositarono spesse e monotone sequenze lacustri di acque basse e molto estese. Tranne che in alcune aree le condizioni sono sfavorevoli all'accumulo ed alla formazione di giacimenti di carbone. L'attività fluviale era ristretta solo in alcune aree.

FORMAZIONE DI K5 (RUHUHU BEDS)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMIKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.
- Litologia - E' caratterizzata da: siltiti calcaree di colore grigio-verdi, calcari, fanghi calcarei di colore nero, marne, rari calcari oolitici, orizzonti stromatolitici e rari strati arenacei. Verso l'alto divengono più frequenti i noduli calcarei.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora estesamente nella parte centrale del bacino di Ruhuhu (Ngaka).
- Spessore - Varia dai 200 ai 430 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Sono concordanti con la sottostante K4. Corrisponde alla parte inferiore Formazione di Mayi-ya Chumvi.
- Fossili ed età - Sono presenti resti vegetali e frammenti di legno silicizzato, ed è stata riconosciuta l'associazione palinologica della Zona a *Lueckisporites lucifer*, che indica un'età Permiana superiore (Kazaniano) ed i seguenti fossili: *Palaeomutela rhomboidalis*, *P. oblonga*, *P. subparallela Amal.*, *P. neglecta*, *P. rectodonta Amal.*; e *Glossopteris indica*, *Glossopteris spp.*, *Vertebraria sp.*, *Gangamopteris spp.*, steli di *Equisetacee* e frammenti silicizzati di *Dadoxylon sp.*. Questi fossili provengono principalmente dalla parte superiore del K5.

- Facies - Il clima è caldo e ancora più umido del precedente (fig. 88). L'ambiente di deposizione doveva essere lacustre e, forse, marino di acque basse.

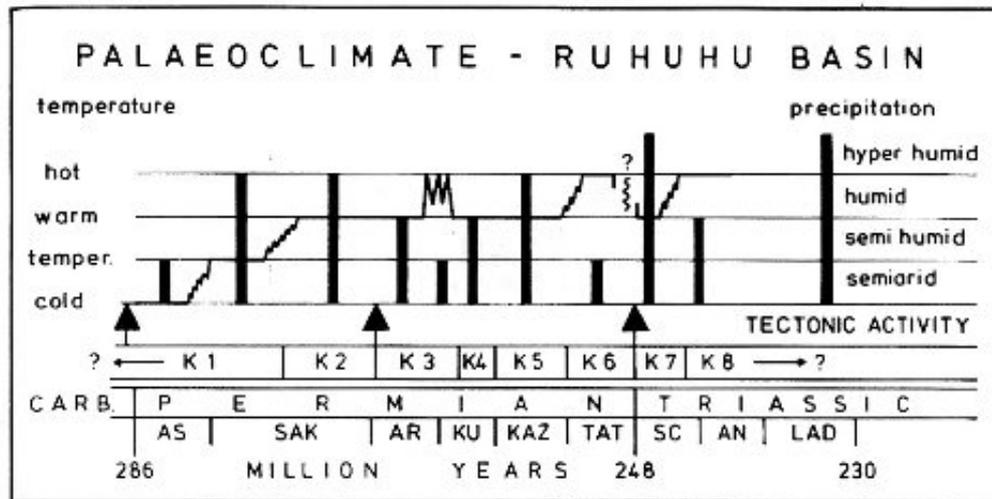


Figura 88. Evoluzione paleoclimatica del Karroo del bacino di Ruhuhu. Tra K6 e K7 è probabile la presenza di una lacuna (da WOPFNER, 1987).

FORMAZIONE DI K6 (LOWER BONE BEDS)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMIKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.
- Litologia - La successione inizia con sabbie e conglomerati di colore rosso, tuttavia le litofacies prevalenti sono le argilliti e le siltiti. Sono riconoscibili almeno 13 cicli tipo "fining upward". I fanghi sono meno strutturati e contengono spesso interstrati e noduli carbonatici; sono presenti anche impronte da disseccamento, di pioggia e rari cristalli di gesso pseudomorfi.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Occupa generalmente la parte assiale del bacino di Ruhuhu.
- Spessore - Lo spessore medio è di circa 300 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Questa formazione è erosiva sulla K5.
- Fossili ed età - Sono frequenti gli strati dove si trovano resti di invertebrati, spesso rinchiusi in noduli o concrezioni; sono stati riconosciuti resti di *Dicynodon lacerticeps* dell'omonima zona, riferita al Permiano superiore, un cranio di *Gorgonopsian* e di *Theriodont*, e bivalvi di acque dolci.
- Facies - Il clima diviene più caldo e più arido, l'ambiente di deposizione doveva essere una playa con rari periodi lacustri e con sporadici episodi di deposizione più grossolana.

FORMAZIONE DI K7 (KINGORI SANDSTONE)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMIKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.
- Litologia - Conglomerati e sabbie quarzose grossolane di colore bianco con feldspati e mica e diffuse deformazioni da carico, con grandi foresets e stratificazione incrociata. Sono

presenti cicli tipo "fining upward". Nei conglomerati si trovano frequentemente ciottoli d'argilla (probabilmente legati alla fase tettonica tra il K6/K7).

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nella regione di Mchuchuma.
- Spessore - Lo spessore medio è di circa 350 m, ma diminuisce verso Ovest.
- Rapporti con le altre formazioni - La discordanza (di importanza regionale) delle unità K7 e K8 sulle sottostanti formazioni e il cambiamento litologico indicano una fase di allargamento del bacino di Ruhuhu.
- Fossili ed età - Sono presenti ossa isolate di fossili di vertebrati di incerta attribuzione, tra cui sono stati ritrovati un anomodonte indeterminabile ed un *cf. Titanosuchus sp.*. Questa unità è approssimativamente riferibile al Permo-Trias.
- Facies - Questa unità mostra caratteri sedimentologici di ambiente di alta energia e rapida deposizione, tipici di un esteso sistema fluviale con clima caldo e molto umido (fig. 88).

FORMAZIONE DI K8 (MANDA BEDS)

- Riferimenti bibliografici - KREUSER & SEMIKIWA, 1987; KREUSER et alii, 1990.
- Litologia - E' un'unità costituita principalmente da siltiti ed argilliti rosse ripetute in molti cicli. I cicli sono caratterizzati da arenarie massive feldspatiche, molto bioturbate e la granulometria diminuisce verso l'alto fino a diventare fanghi grigi-verdastri o rossi con impronte da disseccamento, o più raramente ritmiti (KREUSER & MARKWORT, 1988). le arenarie sono cementate da quarzo e laminate.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nella regione di Mchuchuma.
- Spessore - Raggiungono i 1300 m, questo grande spessore è probabilmente legato alla continua risalita dei margini del bacino.
- Rapporti con le altre formazioni - Copre in concordanza la K7. E' coeva con la parte superiore della Formazione di Maji-Ya Chumvi.
- Fossili ed età - Alcuni livelli fossiliferi hanno fornito resti di rettili (tra cui *Parotosuchus sp.*) che sono stati attribuiti alla Zona a *Cynognatus*, riferibile alla parte più alta del Trias inferiore e al Trias medio (Scitico-Ladinico).
- Facies - Questa unità rappresenta depositi di piana deltizia, con episodi lacustri, dove la deposizione dei silt e dei fanghi era bruscamente interrotta dall'arrivo improvviso di grossi e periodici volumi di sabbie. Il clima era caldo ma molto meno umido del precedente e con episodi semiaridi.

7.1.2) **BACINO DI SELOUS (LUWEGU)-MIKUMI**

Questo bacino (fig. 89) è riempito da una spessa coltre sedimentaria, rappresentata in affioramento dall'intervallo di tempo compreso tra il Permiano superiore e il Giurassico inferiore (fig. 90). La base di questa sequenza non è affiorante, tuttavia, considerando che nelle

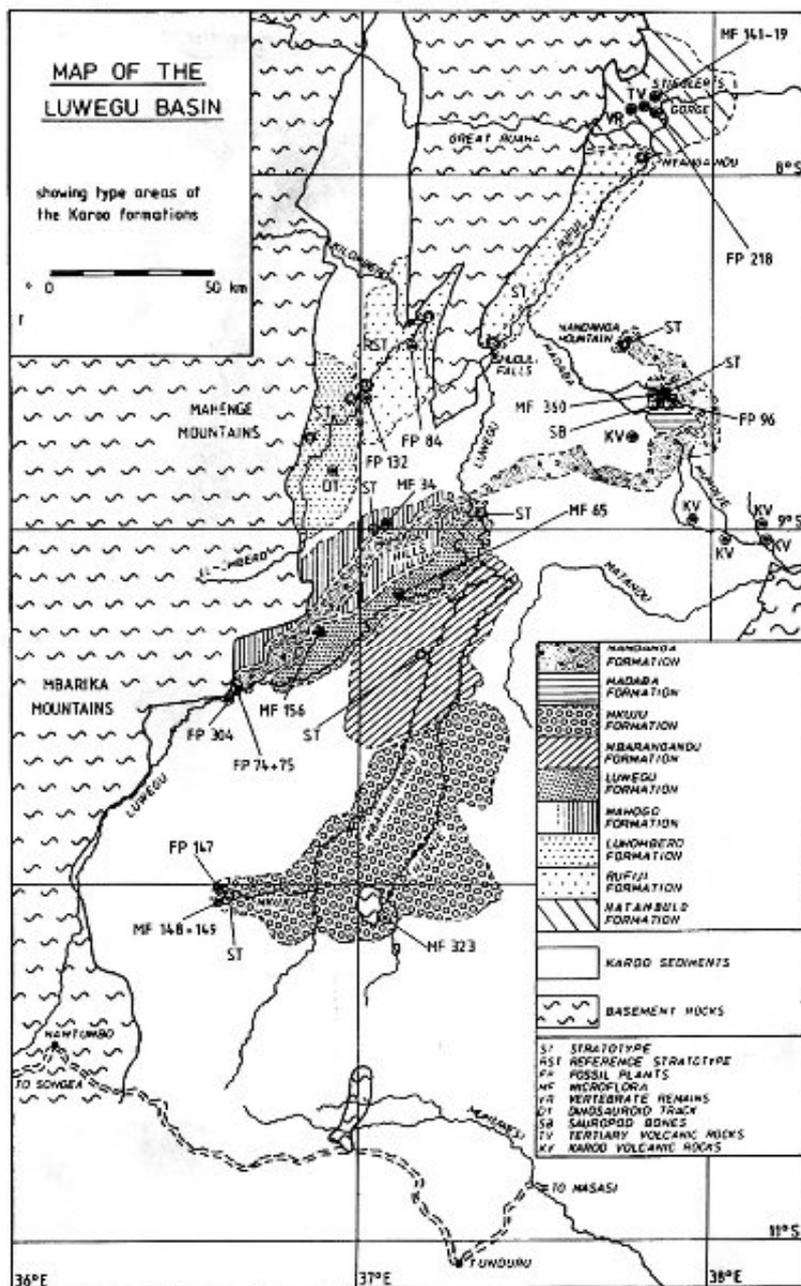


Figura 89. Carta geologica del bacino di Luwegu (Selous) mostrante le località tipo delle formazioni del Karroo (da HANKEL, 1987).

l'estensione areale e la direzione di provenienza di questa ingressione ci sono molti dubbi, in quanto sembra essere registrata solo nel bacino di Mikumi (Tanzania centrale) e probabilmente anche in quello di Ruhuhu, mentre sinchronicamente a questo evento, in tutte le altre aree limitrofe si hanno depositi fluviali e/o lacustri. Personalmente ritengo possibili due ipotesi, entrambe molto speculative a causa della mancanza di dati univoci sul problema:

vicine aree di Tanga (Tanzania costiera settentrionale) e di Mombasa (Kenya meridionale) affiorano depositi di tipo glaciale, è probabile che anche in questo bacino la sequenza deposizionale inizi con depositi di questo tipo. La deposizione è prevalentemente continentale, fatta eccezione per una breve e problematica incursione marina, avvenuta in corrispondenza della parte alta del Permiano superiore (schema 2d). Questo evento presenta alcune peculiarità, in quanto sembrerebbe essere più antico dell'ingressione triassica registrata nel bacino di Lamu (Kenya e Somalia), ma probabilmente coeva con dei depositi oolitici del K5 nel bacino di Ruhuhu. Anche per quanto riguarda

1) Una brevissima incursione marina, testimoniata anche nel bacino di Morondava (Madagascar) che sarebbe avvenuta in corrispondenza di depressioni assiali dei bacini costieri dell'Africa orientale, che per motivi strutturali ne ritroviamo le tracce solo in queste due aree (schema 2d). Ad ulteriore supporto a questa ipotesi, c'è il ritrovamento, nel bacino di Mikumi, di faune a molluschi marini analoghe a quelle ritrovate in depositi coevi del bacino di Morondava, e che dimostrano un collegamento con la Tetide (COX, 1936).

2) Una seconda, ma più semplicistica spiegazione potrebbe essere data ipotizzando la presenza in queste aree di estesi laghi salati (mari interni).

Anche questo bacino, come il precedente, sembra non essere interessato dalla grande trasgressione marina del Giurassico, presente nei bacini più settentrionali del margine Est africano. Viene data una breve descrizione delle principali unità riconosciute in affioramento in questo bacino (fig. 89).

| A G E | | U N I T | T H I C K - N E S S | L I T H O F A C I E S | P A L A E O N T O L O G Y |
|-----------------|----------|-----------------------|---------------------|---|--|
| LOWER JURASSIC | Liasic | NANDANGA FORMATION | 300 m | Braided stream deposits; Conglomeratic and very coarse grained, arcose, friable, buff coloured sandstones | Fossil woods Macroflora 104 |
| | | MADARA FORMATION | 300 m | major unconformity Meandering river deposits; Finer-upward cycles of multi-coloured sandstones, siltstones and mudstones | Climacopollinia rhaetanae Microflora Sauriped remains Macroflora 96 |
| UPPER TRIASSIC | Rhaetian | MUKUJ FORMATION | 200 m | Braided stream deposits; mainly coarse grained, white, feldspathic, partly calcareous sandstones with intercalations of red siltstones | Polypodiisporites Ispiclanensis Microflora Macroflora 147 |
| | Norian | MBARANGANDU FORMATION | 210 m | Braided stream deposits; laterally not persistent cycles of mainly medium and coarse grained, grey, yellow and greenish sandstones with calcareous concretions | Indeterminate plant fragments |
| | | LUMEGU FORMATION | 200 m | Fluvio-lacustrine flood plain deposits; mainly red siltstones with thin interbedded, white and greenish, fine grained, flaserbedded sandstones | Miosaurites crenulatus Microflora Samaronolites speciosus Microflora |
| | Carnian | NANOGO FORMATION | 100 m | Braided stream deposits; laterally not persistent cycles of mainly medium and coarse grained, yellow and greenish grey sandstones with a characteristic spotted appearance; rare intercalations of siltstones | Stauronolites quadrifidus Microflora Macroflora 11 |
| MIDDLE TRIASSIC | Ladinian | ELIMBERO FORMATION | 1400 m | Braided stream deposits; laterally not persistent cycles of mainly medium and coarse grained, grey and yellow sandstones; thin intercalations of siltstones and mudstones | Cinosauroid track |
| LOWER TRIASSIC | Scythian | RUFISI FORMATION | 2500 m | Braided stream deposits; laterally persistent cycles of mainly medium and coarse grained, grey and greenish grey sandstones with intercalations of siltstones and mudstones | Macroflora 132 Macroflora 86 |
| | | HATAMBULO FORMATION | 900 m | Deltaic-lacustrine deposits: Ruana Member: fluvio-deltaic sandstones Sumbadzi Member: lacustrine black shales Panqani Member: deltaic, coarse sandstones Kidani Member: fluvio-deltaic sandstones | Cottulapollenites hannonicus Microflora Macroflora 218 Reptile remains |

Figura 90. Tavola cronostratigrafica del Karroo del bacino di Luwegu (Selous), con indicazioni litologiche e paleontologiche (da HANKEL, 1987).

FORMAZIONE DI HATAMBULO

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987; WOPFNER & KAAYA, 1991.

- Litologia - è costituita principalmente da arenarie feldspatiche indurite e argilliti nere. E' stata suddivisa in quattro unità (fig. 91):

Membro di Kidali, è la parte più bassa della formazione, ha uno spessore minimo di 300 m e consiste di arenarie feldspatiche grossolane di colore grigio e marrone, con stratificazione incrociata a trogoli e tabulare ed intercalazioni di argille verdi oliva (fluvio-deltizie).

Membro di Pangani, è costituito da circa 180 m di arenarie da grossolane a molto grossolane di colore bianco o grigio chiare. Gli strati massivi mostrano talvolta stratificazione incrociata sia a piccola che a grande scala.

Membro di Sumbadzi, consiste di 200 m di argille lacustri nere, con alternanza ritmica di arenarie calcaree fini di colore nero. Irregolarmente ci sono dei sottili livelli di arenarie medio- grossolane di colore bianco o verdastro. Al loro interno è presente una discordanza angolare, e verso il basamento c'è una transizione laterale ad arenarie grossolane e conglomeratiche.

Membro di Ruaha, è costituito da 300 m di arenarie feldspatiche medio-grossolane di colore grigio o grigio-verdastro con stratificazione incrociata a trogoli e tabulare di ambiente fluvio- deltizio. Nella parte superiore ci sono alcune intercalazioni di siltiti rosse.

| | BORNHARDT, 1900 | SPENCE 1966; 1967 | HANKEL, 1987 | THIES PAPER |
|---------------------|-----------------|-------------------|-----------------|-----------------|
| HATAMBULO SCHICHTEN | | Bambawe Beds | Ruaha Member | Ruaha Member |
| | Stufe b | Mzimba Beds | Sumbadzi Member | Sumbadzi Member |
| | Stufe c | Pangani Sandstone | Pangani Member | Pangani Member |
| | Stufe d | Harre Beds | Kidali Member | Viransi Member |
| | Stufe e | Kidali Beds | | Kidali Member |
| | No base | Viransi Beds | No base | Basement |
| | | Basement | | No base |

Figura 91. Terminologia della stratigrafia del bacino di Selous (Luwegu) settentrionale (da WOPFNER & KAYA, 1991).

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora estesamente nella regione di Stiegler's Gorge, e prende il nome dal M. Hatambulu.

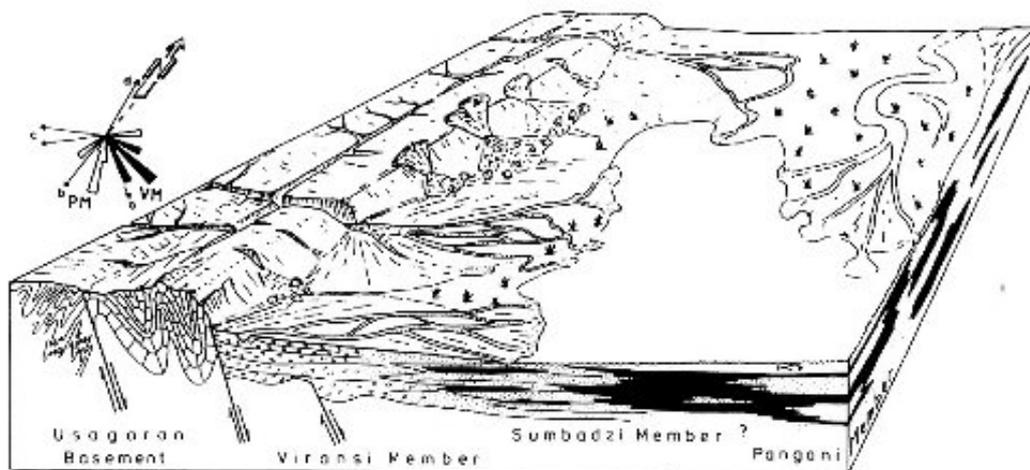


Figura 92. Paleogeografie ed interpretazione degli ambienti di deposizione nel bacino di Selous (Luwegu) settentrionale con indicazione delle paleocorrenti: VM Membro di Viransi; PM Membro di Pangani; a, b, c, d azimuth delle ripples nel Membro di Sumbadzi (da WOPFNER & KAYA, 1991).

- Spessore - Lo spessore totale è stimato sui 900 m.
- Rapporti con le altre formazioni - La base non è visibile. Nelle aree di affioramento più occidentali è in contatto per faglia con il basamento cristallino, mentre più ad est scompare sotto la coltre neogenica. Si presume che appoggi direttamente o sul basamento cristallino o su altri depositi del Karroo non esposti. E' coeva con la parte inferiore della Formazione di Maji-Ya Chumvi e della Formazione di Sakamena e della K2.
- Fossili ed età - Sono stati ritrovati i seguenti fossili di vegetali: *Glossopteris*, *Schizoneura*, *Glossopteris cf. Bothrodendron leslii*, *Sphenopteris sp. Janeschia obscura*, *Glossopteris indica*, *G. comunis*, *G. conspicua*. Sono stati trovati anche resti fossili di pesci del genere *Australosomus stockleyi*, *Acrolepis sp.* ed altri piccoli pesci fusiformi, e resti di piccoli *Phyllo-podi (Estheriella bornhardti)* e numerosi pollini. L'età attribuita è del Permiano superiore
- Facies - L'ambiente di deposizione è deltizio con episodi lacustri (Membro di Sumbadzi).

FORMAZIONE DI RUFIJI

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - E' costituita prevalentemente da arenarie feldspatiche organizzate in una serie monotona di cicli con buona continuità laterale. Ognuno di questi ha dalla base: conglomerati, strati massivi di arenarie grossolane grigie, arenarie medie a stratificazione incrociata di colore grigio, grigio-verdastre e giallastre che costituiscono la maggior parte di ogni ciclo; al loro tetto sono presenti arenarie fini di colore grigio verdastro laminate o con flaser bed, coperte da siltiti grigie o talvolta rosse con sottili strati di fango al tetto.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora estesamente sui fianchi del M. Uluguru e prende il nome dal fiume Rufiji. I migliori affioramenti si trovano nella valle del fiume Luhombero nei pressi della confluenza con il fiume Kilombero.
- Spessore - Raggiunge i 2100 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Nei pressi di Nyangandu copre la Formazione di Hatambulu (M. Ruaha). E' Coeva con la parte intermedia del Sakamena e con quella superiore del Maji-Ya Chumvi.
- Fossili ed età - Una associazione di vegetali fossili rinvenuta nella parte inferiore della formazione racchiude: *cf. Schizoneura sp.?* e frammenti di *Sphenophytae* e *Cycadophytae*. Nella parte superiore: *cf. Pterophyllum sp.*, *cf. Schizoneura sp.?*, *cf. Taeniopteris sp.?*, *Pteridospermaceae*, foglie di *Cycadophytae* e *Sphenophytae*. Questa formazione è attribuita al Trias inferiore per la posizione stratigrafica che occupa, in quanto ricopre un'unità attribuita al Permiano superiore ed è ricoperta da una formazione datata al Triassico medio. Tale datazione troverebbe conferma anche dall'età presunta dall'associazione fossile precedentemente accennata.
- Facies - Fluviale tipo braided.

FORMAZIONE DI LUHOMBERO

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - E' composta da cicli di deposizione fluviale con scarsa estensione areale. I cicli sono sostituiti principalmente da conglomerati e arenarie feldspatiche da medie a grossolane, con stratificazione incrociata a trogoli di colore grigio, grigio-verde e giallastre. Al tetto di molti cicli ci sono arenarie fini, siltiti e talvolta fanghi di colore grigio e grigio-verdastro.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora lungo il corso del fiume Luhombero.
- Spessore - E' di circa 1400 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Il contatto con la concorde Formazione di Rufiji è esposto nei pressi dell'omonimo fiume. Ad occidente appoggia in contatto per faglia con il basamento cristallino. E' coeva con la parte superiore della Formazione di Sakamena e con la parte inferiore della Formazione di Mariakani.
- Fossili ed età - Sono state trovate impronte di vertebrati nella parte intermedia di questa formazione. Queste sembrano appartenere a piccoli dinosauri Tridactili con caratteristiche morfologiche di forme molto primitive sconosciute prima del Trias inferiore (Anisico-Ladinico).
- Facies - Fluviale tipo braided.

FORMAZIONE DI MAHOGO

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - Sequenza di cicli fluviali costituiti da arenarie medio-grossolane feldspatiche di colore giallastro, grigio e grigio-verdastro e aspetto maculato. Presentano stratificazione incrociata a trogoli, contenenti quarzo e ciottoli di argilla. Intercalate a queste ci sono arenarie fini, siltiti e raramente argille.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nei pressi della collina di Mahogo.
- Spessore - Raggiunge i 300 m.
- Rapporti con le altre formazioni - A NO dell'area tipo copre la Formazione di Luhombero. E' l'equivalente della parte intermedia della Formazione di Mariakani.
- Fossili ed età - Dalla parte superiore della sezione tipo proviene una ricca e diversificata microflora caratterizzata dalla prevalenza dell'associazione di *Staurosaccites quadrifidus* e *Camerosporites secatus*, e da una macroflora caratterizzata da: *Sphenophytae*, *Schizoneura sp.*, frammenti di foglie e frutti di *Glossopteris*, *Thinnfeldia sp.*, *Taeniopteris sp.*, *Pseudoctenis sp.*, *Pachypteris sp.*, *Cladophlebis sp.*, *Desmiophyllum sp.*, *Pseudoctenis sp.?*, *Eretmophyllum sp.*, *Corystospermaceae*, *Glossopteridaceae*, *Cycadophytae*, *Adrostrombus sp.* e *Pterophyllum sp.* Entrambe le associazioni danno un'età Triassica superiore (Carnico).
- Facies - Fluviale tipo braided.

FORMAZIONE DI LUWEGU

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - Consiste principalmente di siltiti massive rosse. La stratificazione è appena marcata da sottili intercalazioni di arenarie fini, di colore bianco o verdastro con flaser bed.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nella valle del fiume Luwegu.
- Spessore - E' di circa 200 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Ricopre la Formazione di Mahogo. Corrisponde alla Formazione Isalo I e alla parte intermedia della Formazione di Mariakani.
- Fossili ed età - La microflora rinvenuta nella parte basale della formazione include principalmente *Falcisporites* ed è caratterizzata dall'abbondanza di *Samaropollenites speciosus*; la parte superiore è caratterizzata dall'abbondanza di *Minutusaccus crenulatus*. Entrambe le associazioni indicano un'età compresa tra il Carnico e il Norico (Trias superiore).
- Facies - Pianura fluvio-lacustre in clima semi arido.

FORMAZIONE DI MBARANGANDU

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - Cicli fluviali composti principalmente da arenarie medio-grossolane di colore grigio, giallastre o grigio-verdastre, stratificazione incrociata a trogolo o planare, contenenti spesso concrezioni calcaree, rare intercalazioni di siltiti di color mattone o marroni.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora tra i fiumi Mbarangandu e Njenje.
- Spessore - E' di circa 250 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Copre la Formazione di Luwegu. Corrisponde alla Formazione Isalo I e alla parte superiore della Formazione di Mariakani.
- Fossili ed età - Sono stati rinvenuti solo pochi ed indeterminabili frammenti di vegetali fossili. L'età viene dedotta soltanto dalla posizione stratigrafica. Si ritiene che appartenga al Norico (Trias superiore), dal momento che la sovrastante Formazione di Mkuju è stata attribuita al Retico.
- Facies - Fluviale tipo braided.

FORMAZIONE DI MKUJU

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - E' composta da cicli fluviali costituiti da arenarie grossolane e molto grossolane, feldspatiche, di colore bianco o occasionalmente rossastre. A questa sono intercalati depositi di overbank prevalentemente siltosi, e di colore rossastro. Localmente si trovano anche arenarie ed argille carbonatiche.
- Sezioni ed affioramenti tipo - L'area tipo è ubicata tra i fiumi Mbarangandu e Njenje.
- Spessore - E' di almeno 200 m.

- Rapporti con le altre formazioni - Copre la Formazione di Mbarangandu. Corrisponde alla parte inferiore della Formazione di Mazeras e alla Formazione Isalo II.
- Fossili ed età - Campioni di superficie hanno fornito una microflora caratterizzata dall'abbondanza di *Polypodiisporites ipsviciensis* e *Duplexisporites problematicus*, ed i resti dei seguenti vegetali: *Sphenophytae*, *Pachypteris sp.*, cf. *Glossopteris sp.*, cf. *Voltziopsis sp.?*. In base a queste associazioni viene collocata nel Retico e probabilmente coincide con il passaggio Trias-Lias.
- Facies - Fluviale tipo braided e clima caldo umido.

FORMAZIONE DI MADABA

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - E' composta da una sequenza di cicli fluviali tipo "fining upward", ognuno dei quali è costituito da arenarie, siltiti e argille di colore bianco, rosso, porpora, verdastro, grigio e giallo.
- Sezioni ed affioramenti tipo - L'area tipo è ubicata nella parte superiore del corso del fiume Madaba.
- Spessore - Raggiunge i 300 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Anche se il passaggio stratigrafico non è visibile, si ritiene che copra la Formazione di Mkuju. Più a Nord dell'area tipo, in un affioramento isolato, i sedimenti clastici variegati si interdigitano con dei calcari di laguna o di mare sottile. Corrisponde alla Formazione Isalo e alla parte alta della Formazione di Mazeras.
- Fossili ed età - E' stata rinvenuta una microflora caratterizzata dall'abbondanza di *Classopollis chateauovi*. Sono stati anche rinvenuti resti di vegetali mal conservati attribuibili al genere *Pterophyllum sp.*, e numerosi frammenti di ossa di dinosauri sauropodi probabilmente Giurassici. L'associazione palinologica indica un'età liassica.
- Facies - Fluviali meandriiformi, pianura costiera e clima caldo umido.

FORMAZIONE DI NANDANGA

- Riferimenti bibliografici - HANKEL, 1987.
- Litologia - E' molto uniforme litologicamente, e consiste di conglomerati, arenarie grossolane arcose, generalmente friabili e scarsamente selezionate, con alta porosità e colore da giallo a marrone. Gli strati massivi mostrano localmente una stratificazione incrociata a trogolo a grande scala. Ai margini del bacino gli strati diventano più conglomeratici. Sono presenti livelli di rocce vulcaniche.
- Sezioni ed affioramenti tipo - La sezione tipo è collocata nel M. Nandanga.
- Spessore - Raggiunge lo spessore di 300 m.

- Litologia - Argilliti carbonatiche prevalenti, con sottili calcari silicificati e arenarie calcaree. Nella parte intermedia sono presenti piccole lenti di carbone.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nell'area di Kidodi, a SO dei monti Uluguru.
- Spessore - Circa 270 m.
- Rapporti con le altre formazioni - E' concordante con la sottostante Formazione di Ndeke. Corrisponde alle Formazioni K5-6.
- Fossili ed età - Questa formazione ha fornito i seguenti fossili: *Kidodia stockleyi*, *Palaeanodonta castor*, *Palaeomutela? tanganyicensis*; *Glossopteris conspiqua*, *G. indica* e *Dadoxylon sp.*; il pesce *Colobodus africanus* e resti di altri vegetali indeterminabili. é riferibile alla parte basale del Permiano superiore
- Facies - Lacustri e di piana alluvionale.

FORMAZIONE DI RUHEMBE

- Riferimenti bibliografici - FURON, 1956.
- Litologia - Arenarie e sabbie da fini a medie, massive, con conglomerati ed argilliti calcaree.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nell'area di Kidodi, a SO dei monti Uluguru.
- Spessore - Raggiungono i 120 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Sono discordanti sopra i Calcareous Beds. Corrisponde al K7-8.
- Fossili ed età - Dai livelli marini provengono: *Gervillia elianae*, *G. kidodiensis*, *G. stocleyi*, *G. pyriformis*, *G. tealei*, *Myalina sp.*, *Liebea cf. squamosa*, *Modiolopsis stochleyi*, *M. kidodiensis*, *Pteria africana* e gasteropodi indeterminabili. Dalle facies lacustri provengono: *Palaeanodonta subcastor*, *P. parallela*, *P. wadei*, *P. dubia*, *P. astartiformis* e *<Carbonicola> tealei*, *C. carinata*, *C. kidodiensis*, *C. haughtoni*. L'orizzonte marino è riferibile alla parte alta del Permiano superiore.
- Facies - Prevalentemente deltaiche con un breve episodio marino nella parte inferiore.

7.1.3) **BACINI COSTIERI (TANGA-RUVU-MANDAWA)**

Costituiscono la prosecuzione meridionale dei bacini costieri del Kenya (bacino di Lamu; fig. 83), e si possono riassumere in tre principali sottobacini; partendo da nord:

Il bacino di Tanga, ubicato al confine con il Kenya, rappresenta a tutti gli effetti, la continuazione del bacino di Mombasa (Lamu). Presenta il medesimo assetto strutturale, e le unità che affiorano sono in gran parte le stesse affioranti in Kenya (i termini più antichi rappresentati in affioramento sono del Permiano superiore).

Il bacino di Ruvu occupa la parte centrale della costa della Tanzania (fig. 83, 84). Qui affiorano diffusamente depositi giurassici e cretacei, tranne che ai piedi dei monti

Uluguru, nella valle del fiume Ruvu, ove affiorano depositi del Karroo (strati di Tulo o di Mvuha), la cui composizione principale è fatta da conglomerati grossolani e sabbie con intercalate argilliti (talvolta varvate) e siltiti di colore verde e nerastro. SPENCE (1956), ritiene che parte di questi depositi siano di ambiente fluvio-glaciale e quindi correlabili al K1 del bacino di Ruhuhu e alla base della Formazione di Taru del Kenya (Carbonifero superiore). Anche le associazioni dei fossili vegetali ritrovati in queste unità mostrano somiglianze con quelle ritrovate nella successione del Karroo del bacino di Tanga. I rapporti tra questa successione e la sovrastante serie giurassica non sono molto chiari, tuttavia, considerando che l'unità più antica della successione giurassica (la Formazione di Ngerengere) rappresenta un ambiente con forte energia, si può pensare che in questo periodo, questo bacino fosse interessato da una forte attività tettonica, e che questa unità poggia in discordanza sugli strati di Tulo (o loro equivalenti). La successione giurassica è generalmente meglio esposta, e le principali unità che la compongono sono brevemente

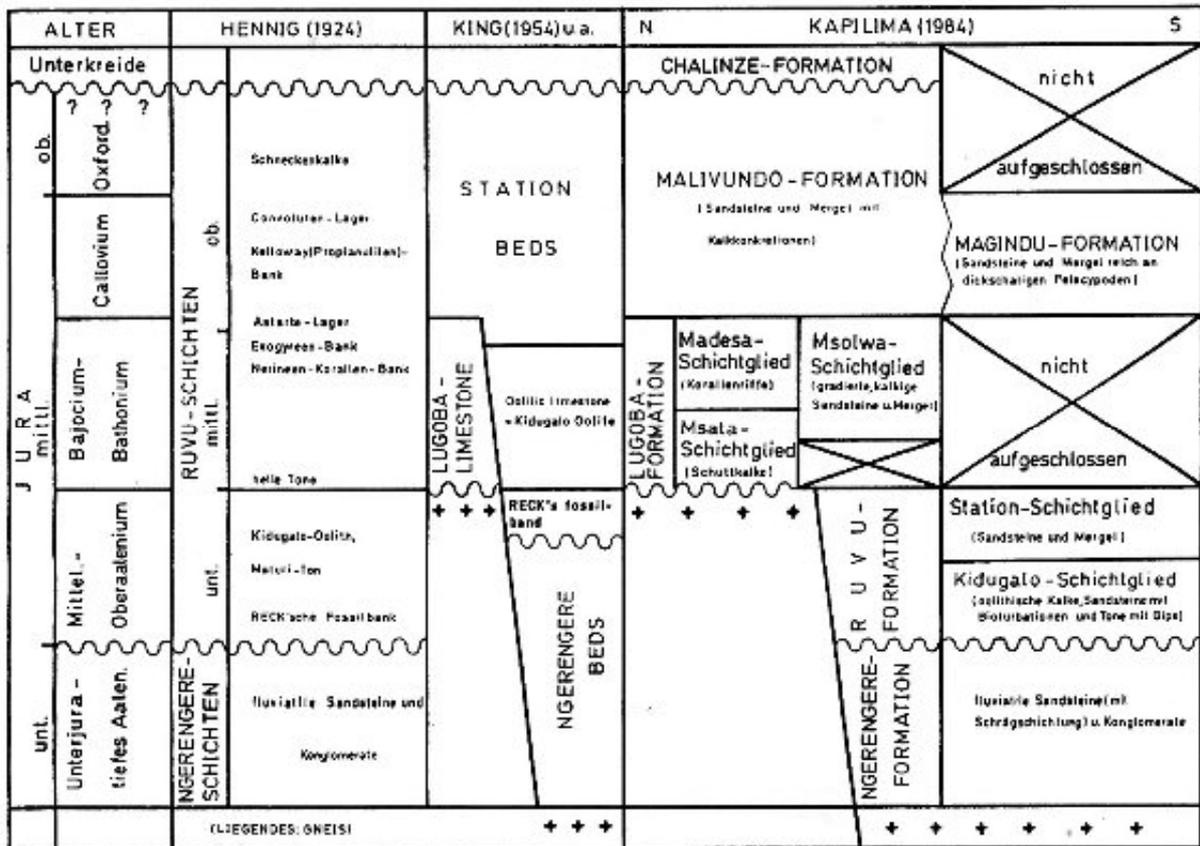


Figura 94. Schema cronostratigrafico del Giurassico dei bacini costieri della Tanzania (nei pressi di Dar-es-Salam) secondo diversi autori (da KAPILIMA, 1984).

descritte in seguito (fig. 94)

FORMAZIONE DI NGERENGERE

- Riferimenti bibliografici - KAPILIMA, 1984.

- Litologia - Arenarie arcose da fini a grossolane a stratificazione incrociata, conglomeratiche con sporadiche intercalazioni di argille contenenti frustoli vegetali e frammenti di legno silicizzato. La sequenza affiorante inizia con arenarie da grossolane a fini, di colore bruno con intercalati conglomerati, nella parte superiore sono più frequenti i livelli argillosi.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora tra Ngerengere e Kidugalo
- Spessore - Lo spessore affiorante è di circa 70 m.
- Rapporti con le altre formazioni - La base non è affiorante, ma probabilmente è discordante sui sottostanti depositi del Karroo, ed in parte è direttamente in contatto con il basamento cristallino. Corrisponde alla Formazione di Madaba e di Nandanga.
- Fossili ed età - I resti vegetali rinvenuti sono difficilmente identificabili (alcuni di essi probabilmente appartengono ad *Equisetites* ?). Questa formazione è ritenuta giurassica inferiore in base a datazioni fatte sulla sovrastante Formazione marina di Ruvu.
- Facies - Sono molto simili a quelle del Karroo continentale e probabilmente sono di ambiente fluviale e/o deltizio.

FORMAZIONE DI RUVU

- Riferimenti bibliografici - KAPILIMA, 1984.
- Litologia - Arenarie calcaree, calcari sabbiosi o oolitici, talvolta argillosi e marnosi. La parte inferiore è costituita da calcari oolitici (Kidugalo Beds), con argille siltose e gessi, di colore bruno; è coperta da arenarie calcaree e marne parzialmente gessose, di colore grigiastro, con ooliti isolate e molto bioturbate; al di sopra sono presenti calcari oolitici grigi con frammenti di fossili; seguono arenarie marnose e micacee con gesso ed ooliti isolate, infine marne siltose brunastre chiudono la serie.
- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora tra Kidugalo e Magindu.
- Spessore - E' di circa 80-100 m.
- Rapporti con le altre formazioni - Dal punto di vista geometrico sono in concordanza con la Formazione di Ngerengere, ma è presente una superficie erosiva che marca il passaggio con questa formazione. Corrisponde agli Station Beds e alla Formazione di Kidugalo.
- Fossili ed età - Gli strati di Kidugalo sono stati attribuiti all'Aaleniano su datazioni fatte con ammoniti (*Planammatoceras*, *Leioceras* e *Ludwigia*), così come la Station Beds che sono risultati essere di età Aaleniano superiore.
- Facies - Marine costiere di acque basse.

FORMAZIONE DI LUGOBA

- Riferimenti bibliografici - KAPILIMA, 1984.
- Litologia - Questa formazione è stata suddivisa in tre membri:

Msada Beds (appoggiante direttamente sul basamento), è costituita da un conglomerato poligenico cementato, composto da ciottoli calcarei e di basamento cristallino.

Madesa Beds, composti prevalentemente da calcari di scogliera. Mslowa Beds, è laterale alle altre due, ed affiora più a sud, è composta da banconi di arenarie conglomeratiche gradate e cementate, con intercalate breccie coralline, calcari argillosi con evidenze di rimaneggiamento, la parte superiore è più marnosa.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora nella parte settentrionale del bacino.

- Spessore - Varia da poche decine di metri a sud fino a raggiungere 100 m a nord.

- Rapporti con le altre formazioni - In affioramento si vede appoggiare direttamente sul basamento cristallino, ma nelle regioni meridionali (Mslowa Beds) è probabile che sia in contatto con la Formazione di Ruvu. Corrisponde alla Formazione di Kambe.

- Fossili ed età - In base a considerazioni di geologia regionale (ha caratteristiche molto simili alla Formazione di Kambe) si ritiene che questa formazione abbia un'età compresa tra il Bajociano e il Batoniano. Non sono stati trovati fossili significativi.

- Facies - Marine di scogliera.

FORMAZIONE DI MALIVUNDO

- Riferimenti bibliografici - KAPILIMA, 1984.

- Litologia - Siltiti calcaree prevalenti, con arenarie e marne con concrezioni calcaree. Localmente sono presenti calcari di scogliera, sia sotto forma di breccie che in posizione di vita, e rari calcari oolitici.

- Rapporti con le altre formazioni - E' concordante con la sottostante Formazione di Lugoba, ed è coperta in discordanza dalle formazioni cretacee. Laterale a questa, nelle regioni meridionali, c'è la Formazione di Magindu.

- Fossili ed età - Datazioni fatte con ammoniti la collocano tra il Calloviano superiore e l'Oxfordiano medio; tra le ammoniti sono state riconosciute le seguenti forme: *Mayaites*, *Perisphinctidae*, *Euaspidoceras*, *Peltoceras trifidum*, *Peltoceratoides*, *Parawedekindia*, *Calliphyloceras*, *Epimayaites*, *Dhosaites*, *Lunuloceras*, *Putealicerias*; tra i foraminiferi: *Epistomina*, *Protopeneroplis sp.*; tra i Pelecypoda: *Indogrammatodon*, *Isoarca*; ed infine brachiopodi, gasteropodi e Tebratulidae.

- Facies - Mare sottile (piattaforma).

FORMAZIONE DI MAGINDU

- Riferimenti bibliografici - KAPILIMA, 1984.

- Litologia - Siltiti calcaree, arenarie e marne.

- Sezioni ed affioramenti tipo - Affiora vicino alla stazione di Magindu.

- Spessore - Circa 300 m.

- Rapporti con le altre formazioni - E' l'equivalente laterale (meridionale) della Formazione di Malivundo. La base non è affiorante.
- Fossili ed età - Datazioni fatte con ammoniti (*Hecticoceras*, *Zona Athleta-Lamberti*) danno un'età calloviana superiore; è molto ricca in pelecypodi con guscio spesso (*Modiolus sp.*, *Trichites sp.*, *Pteria sp.*, *Lopha sp.*, *Trigonia sp.*, *Pleuromya*).
- Facies - Marine costiere.

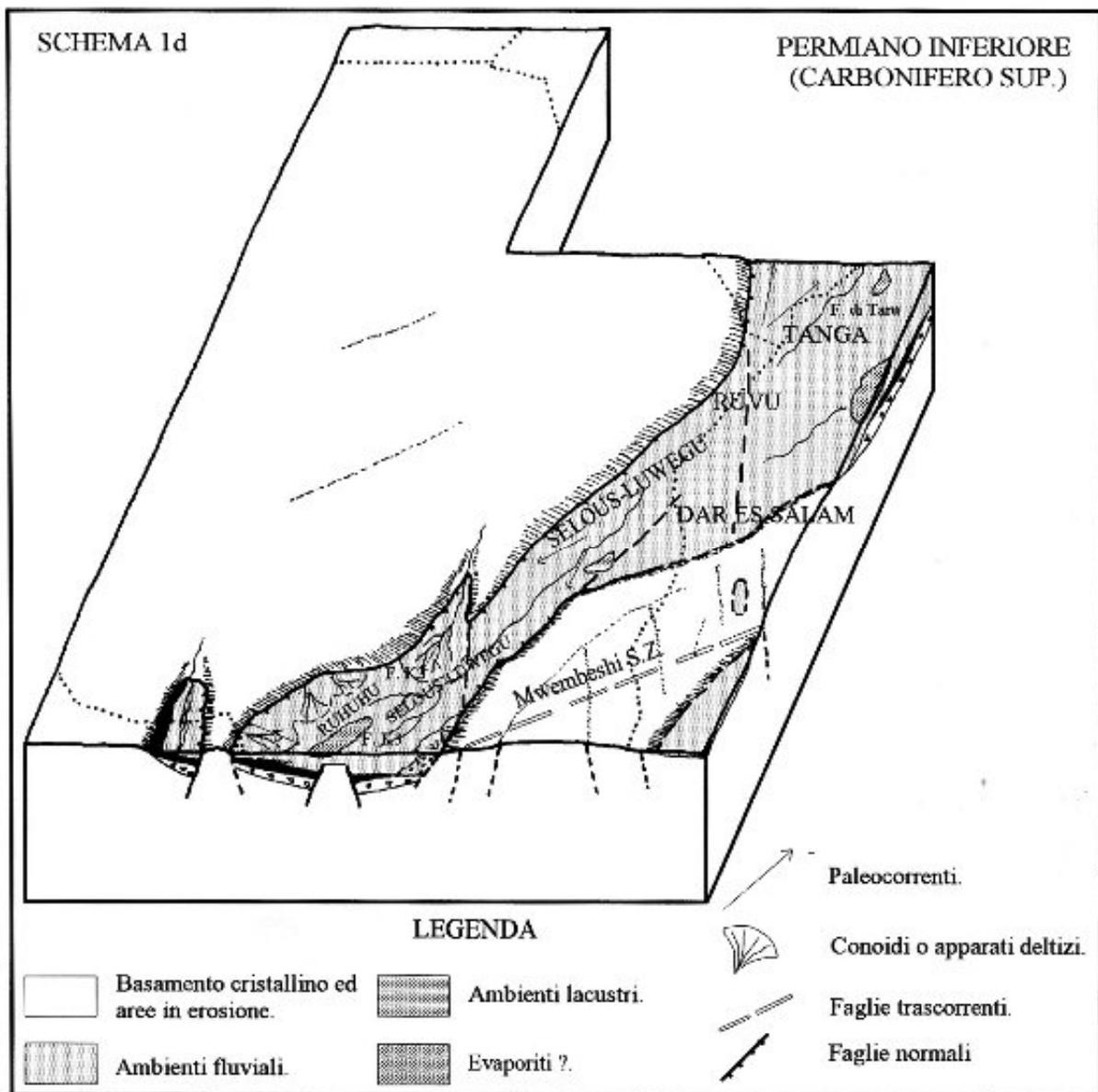
Per quanto riguarda il bacino di Mandawa, qui non affiora nessun deposito pre-giurassico, tuttavia dati di sondaggio (MANDAWA 7), testimoniano la presenza di almeno 3000-4000 m di evaporiti triassiche-giurassiche inferiore (datate con fossili, tra cui pesci). Queste passano per transizione ad arenarie feldspatiche calcaree, lateralmente sono presenti rari calcari oolitici e argille nelle aree più a nord (Formazione di Ngerengere), mentre a sud sono prevalenti le argille con sporadici episodi conglomeratici e arenacei, fanghi rossi e calcari oolitici (Formazione di Pindro). Queste due unità probabilmente rimangono parte dei sottostanti depositi del Karroo e sono discordanti su questi. Latero superiormente a questa formazione, nelle regioni meridionali, c'è la Formazione di Tendaguru (Oxfordiano-Aptiano), che rappresentano facies di transizione e continentali (sono stati rinvenuti numerosi resti fossili di dinosauri).

Riassumendo, questa area è caratterizzata da una deposizione prevalentemente continentale (tranne alcuni episodi marini) fino al Giurassico inferiore, dopodiché è interessata dall'ingressione marina giurassica che raggiunge questi bacini solo nel Giurassico medio. Questo periodo è caratterizzato da depositi di transizione che perdurano almeno fino al Giurassico superiore (a nord nel Titoniano sono presenti anche lacune stratigrafiche).

7.2) EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DEI BACINI DELLA TANZANIA

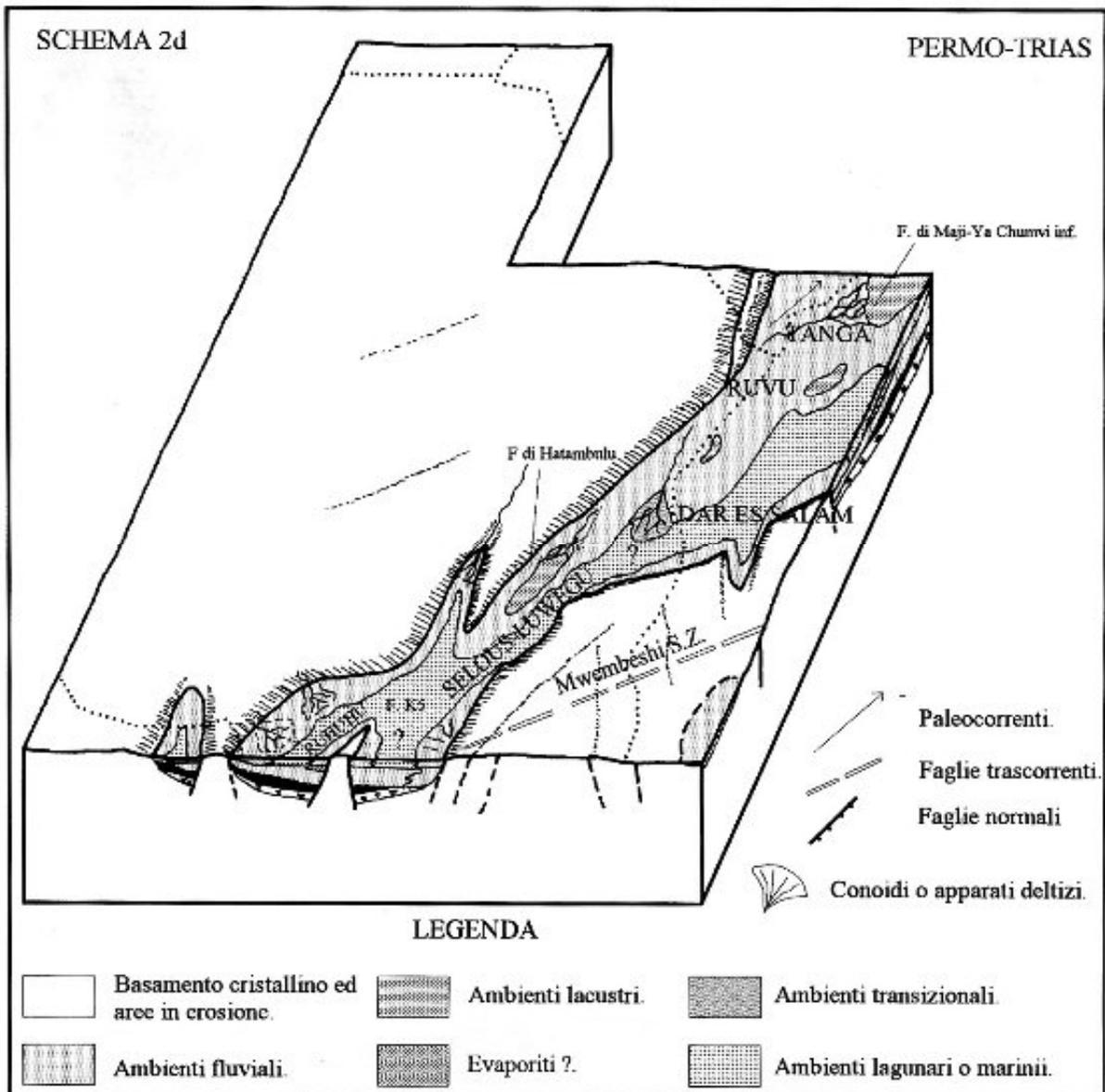
7.2.1) PERMIANO (schema 1d)

Dal Carbonifero superiore al Permiano in Tanzania esisteva un'unica grande area deposizionale, legata probabilmente alla fase di assottigliamento crostale che interessava anche i bacini kenioti e somali di questo periodo. In seguito all'evoluzione strutturale di questo grande bacino, alcune porzioni di esso restano isolate, e si evolvono con peculiarità diverse a seconda della loro posizione geografica e strutturale (vedi anche schemi successivi). La deposizione in questi bacini inizia con depositi lacustri periglaciali, che coprono tilliti sovrastanti al basamento cristallino (Formazione di K1 e K2 nel bacino di Ruhuhu e la parte inferiore dei Tulo Beds del bacino di Ruvu). In questo periodo il clima si evolve da freddo semiarido a freddo semiumido.



Segue una breve fase tettonica che causa il ringiovanimento dei rilievi e la subsidenza dei bacini, con tiltaggio ed erosione dei depositi più antichi, e la deposizione di unità più grossolane nelle aree depresse. In questa fase si vengono a depositare i Red Beds inferiori (oltre che il K3, le unità pre-Hatambulu e in Kenya la Formazione di Taru) di ambiente subaereo, che testimoniano un cambiamento di clima verso il semiarido caldo (schema 1d). Questi bacini erano caratterizzati da estese conoidi alluvionali sui loro fianchi, e fiumi braided e playa nelle loro zone centrali. Il drenaggio dei fiumi del bacino di Selous era verso SO, mentre nel bacino di Tanga-Mombasa era verso NE, ciò fa ritenere possibile la presenza di una zona più rilevata, ubicata con buona probabilità, tra il bacino di Selous e quello di Ruvu.

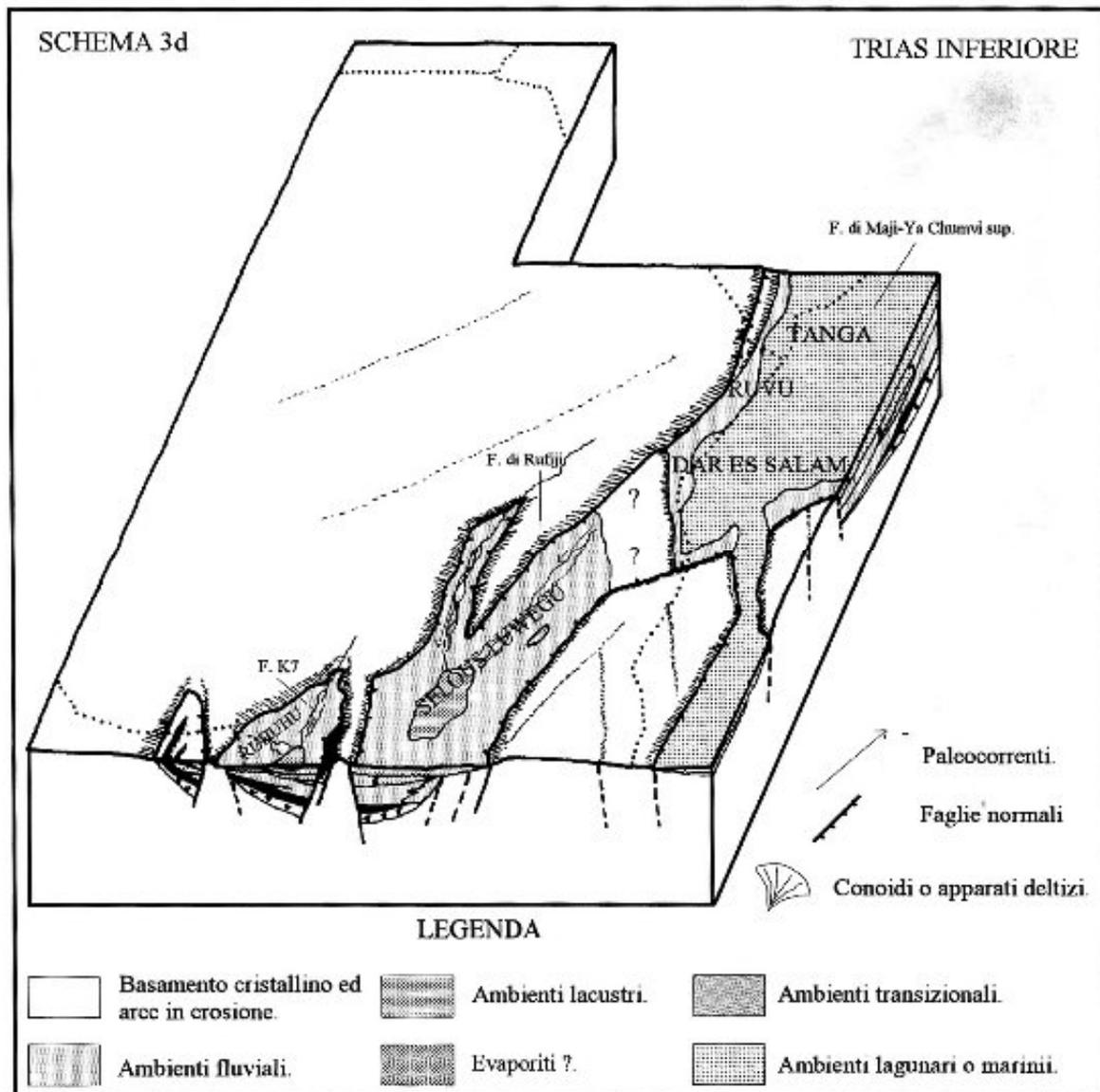
7.2.2) PERMO-TRIAS (schema 2d)



Continua la subsidenza del bacino, molto probabilmente si ha una breve incursione marina (vedi discussione al paragrafo 6.1.2.) proveniente da nord, e limitata solo alle porzioni assiali dei bacini (schema 2d). Erano diffuse facies fluvio-deltizie e lacustri (ben documentate nella zona di Hatambulu fig. 92 e schema 2d) equivalenti alla parte inferiore della F di Maji-Ya Chumvi del Kenya. Questo è un periodo di relativa stabilità tettonica, si hanno solo dei brevi episodi che riattivano solo in parte i margini del bacino. Il clima è ancora caldo, ma più umido del precedente. Probabilmente inizia a delinearsi il bacino di Mandawa.

7.2.3) TRIAS INFERIORE (schema 3d)

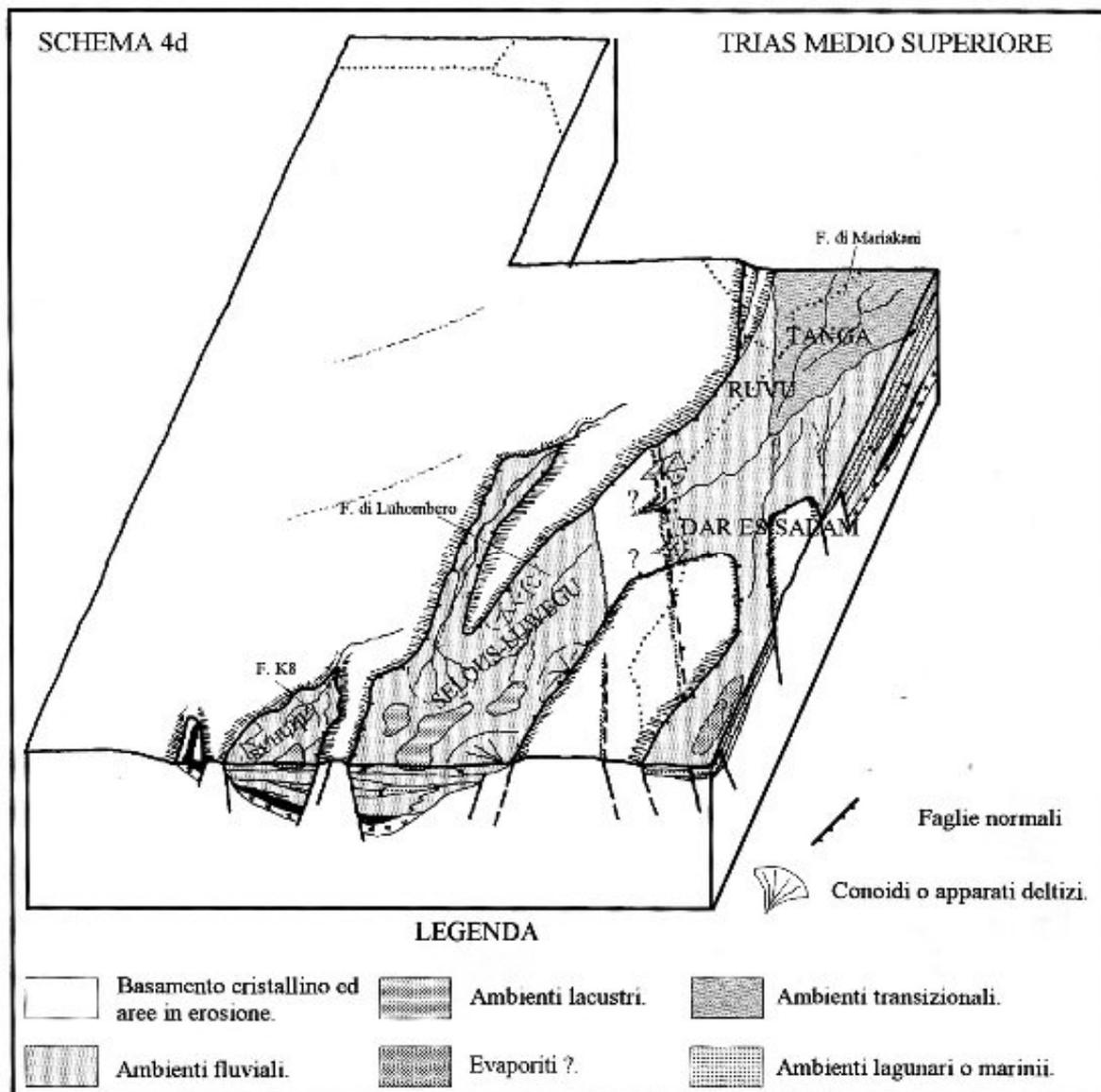
Nei bacini costieri il tasso di subsidenza è maggiore che nei bacini interni (bacino di Selous e di Ruhuhu), così che soltanto quest'ultimi sono interessati dall'ingressione marina



triassica. Nei bacini interni la deposizione era continentale, con prevalenza di fiumi braided e laghi poco profondi. In questo periodo probabilmente si forma l'alto strutturale di Njuga, che separa da questo momento in poi il bacino di Ruhuhu da quello di Selous (a causa del sollevamento di questa area, i bacini che erano ubicati in corrispondenza di questa struttura). Lo schema 3d rappresenta la deposizione del K7, della Formazione di Rufiji-Luhumbero e di Maji-Ya Chumvi superiore e corrisponde ad un periodo di clima caldo e molto umido.

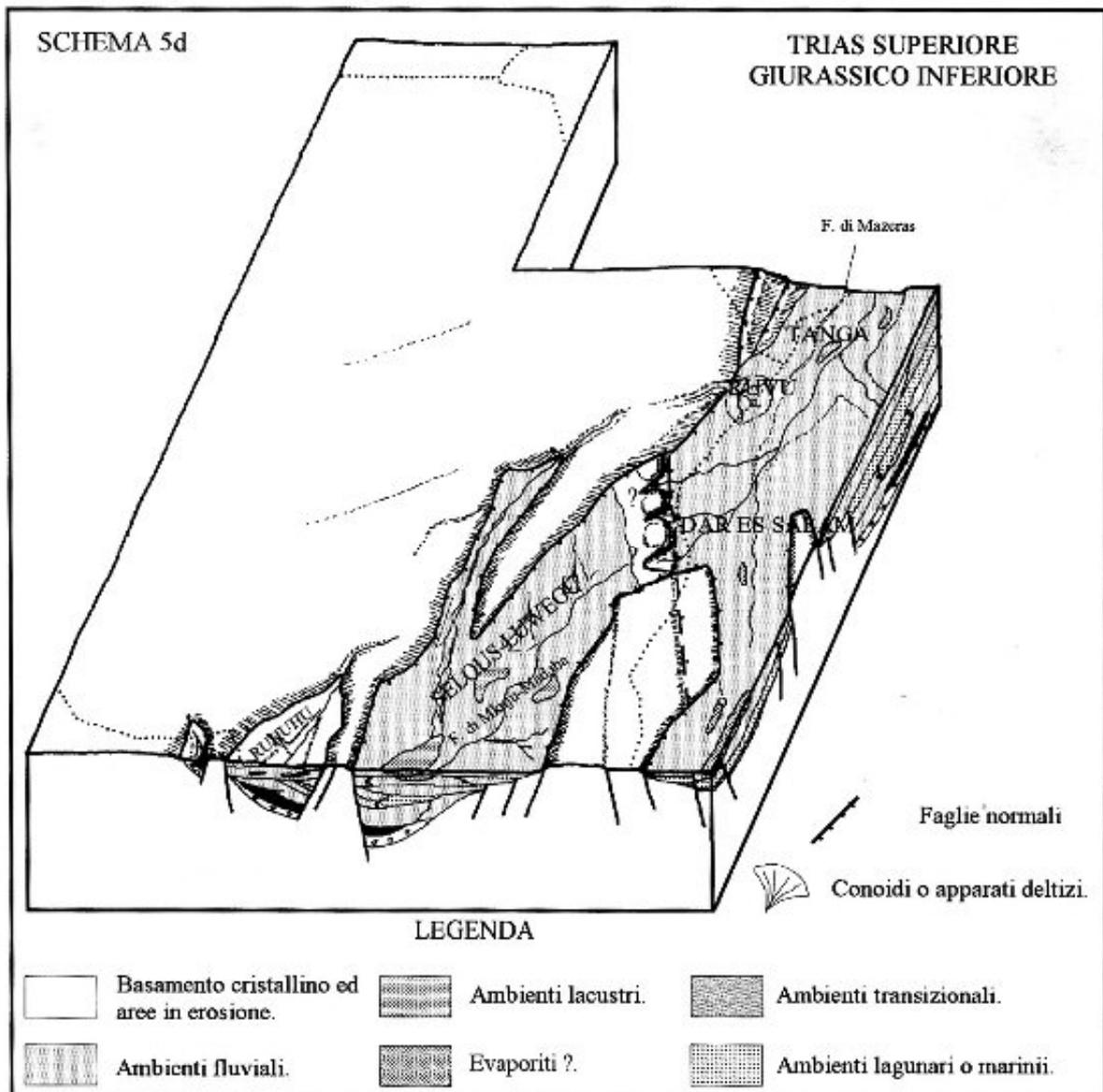
7.2.4) **TRIAS MEDIO SUPERIORE** (schema 4d)

Mentre nei bacini interni non ci sono grandi cambiamenti di facies deposizionali, nei bacini costieri si ha un generale aumento dell'energia dell'ambiente con facies fluviali e deltizie, legate ad un incremento della subsidenza, in seguito ad una fase di attività tettonica, che causa anche l'ampliamento dei bacini costieri, in particolar modo dei settori meridionali.



In questo periodo il bacino di Mandawa è caratterizzato dalla deposizione di una spessa coltre di evaporiti, che probabilmente erano diffuse anche più a nord. Il clima che caratterizza questa fase è caldo con umidità in diminuzione e tendente al semiarido. A partire da ora l'evoluzione tettonica e sedimentaria dei bacini costieri è molto diversa da quella dei bacini interni. I bacini costieri continuano ad essere in lenta subsidenza e essere aree di deposizione attiva, mentre nei bacini interni questo avviene in misura sempre minore, fino a che alla fine del Giurassico inferiore in queste aree non si ha più deposizione. Ciò probabilmente può essere dovuto ad un cambiamento del regime geodinamico della regione, con attivazione di aree che nel precedente regime avevano importanza secondaria.

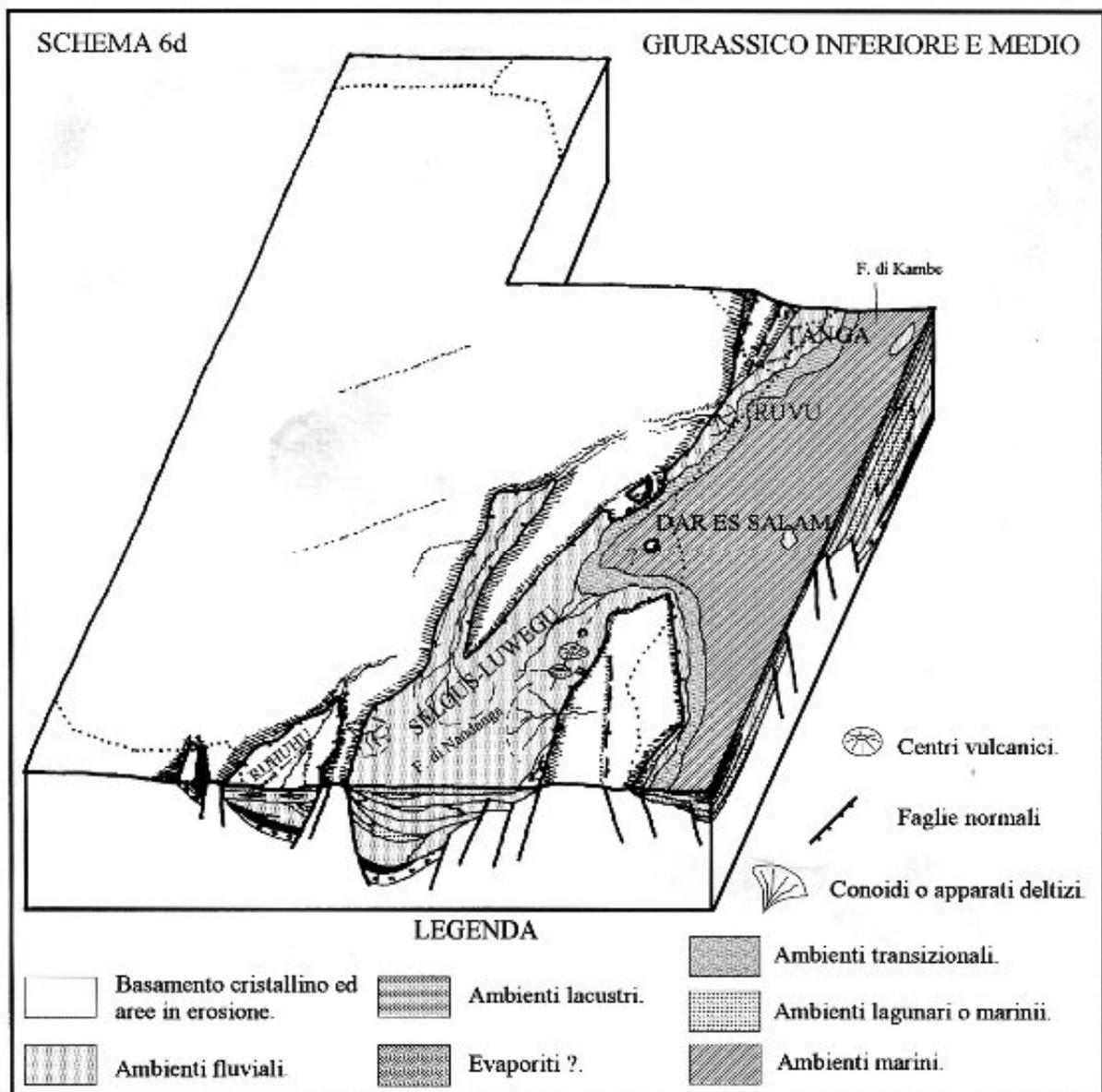
7.2.5) TRIAS SUPERIORE GIURASSICO INFERIORE (schema 5d)



I bacini costieri cominciano ad essere interessati dal rifting, si estendono sempre di più e, alla generale subsidenza, si sommano momenti di sollevamento relativo (testimoniati per lo più nei bacini al confine con il Kenya, sotto forma di estese superfici erosive). Nei bacini interni avviene quanto accennato precedentemente, nel bacino di Ruhuhu non si ha più deposizione (non si conosce nessun'altra unità deposizionale del Karroo o giurassica successiva al K8), mentre nel bacino di Selous, le facies fluviali evolvono da braided a meandriiformi e sono presenti anche brevi episodi lacustri. Il clima era caldo umido.

7.2.6 GIURASSICO INFERIORE E MEDIO (schema 6d)

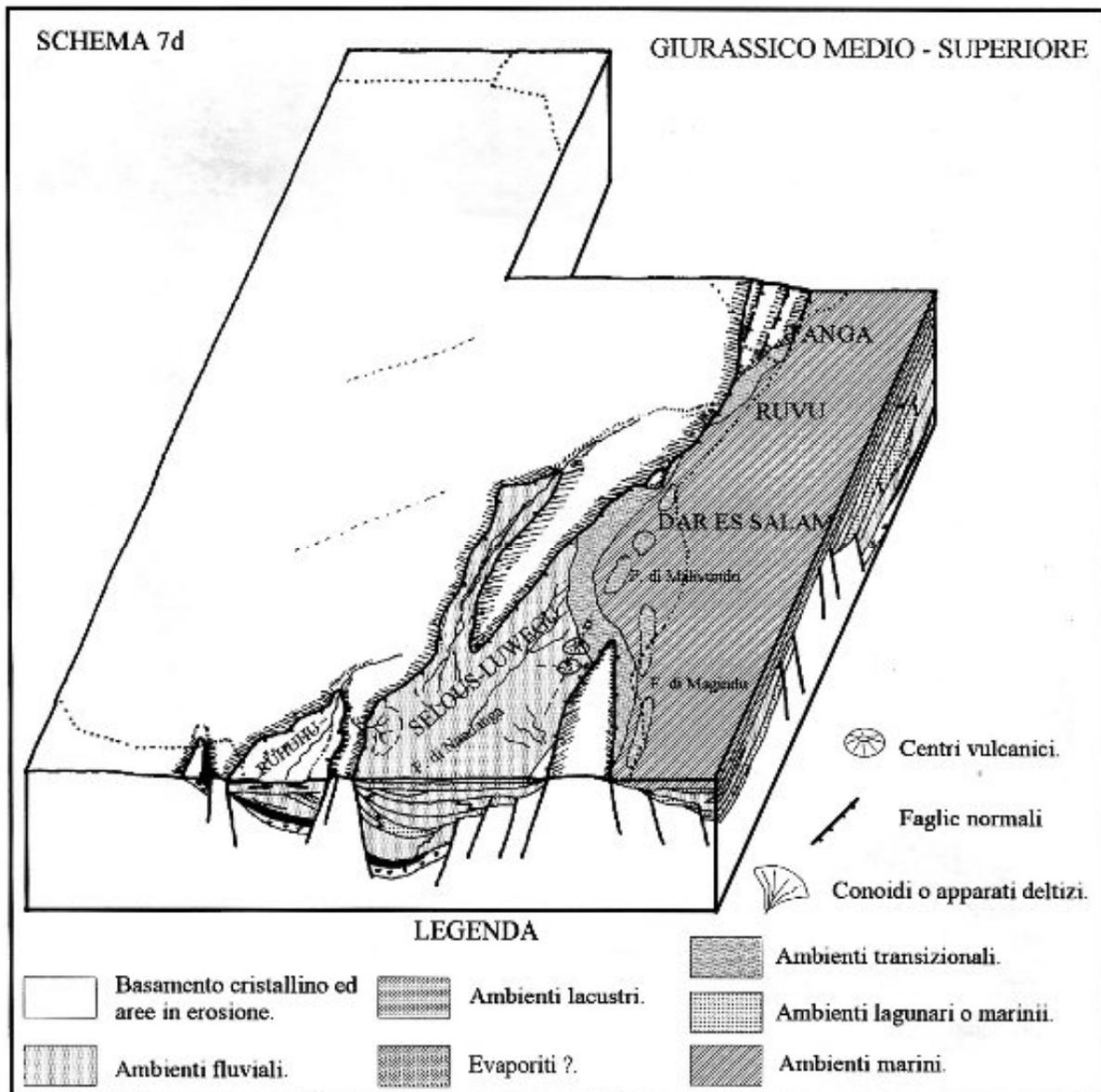
Questo periodo corrisponde probabilmente alle prime fasi del drifting instauratosi tra la costa somala e quella malgascia. La deposizione è quasi terminata anche nel bacino di Selous. Una discordanza tra la Formazione di Madaba e la Formazione di Nandanga



testimonia, insieme alla presenza di livelli vulcanici (legati ad un vulcanismo di tipo fissurale, con orientamento delle fessure in direzione NS e EO, ed età compresa tra i 186 e i 164 m.a.) intercalati a quest'ultima formazione, l'ultima fase tettonica del bacino sedimentario Permo-Giurassico di Selous. Quasi contemporaneamente, nel Giurassico medio, i bacini costieri cominciano ad essere interessati dalla grande trasgressione marina giurassica. In quest'ultime aree si trovano, sia a diretto contatto con il basamento cristallino, che discordanti sul Karroo, calcari di scogliera, depositi di piattaforma e altre facies di mare sottile.

7.2.7) **GIURASSICO MEDIO-SUPERIORE** (schema 7d)

La situazione non è molto differente dal quadro precedente. Nel bacino di Selous la deposizione è già terminata (non si conoscono rocce più recenti del Giurassico medio), men-



tre per quanto riguarda i bacini costieri, la deposizione di facies di mare sottile e di transizione continua per tutto il Giurassico superiore. Nelle regioni centro settentrionali durante il Titoniano si ha un breve periodo di emersione, e che probabilmente è precursore della regressione cretacea che interesserà gran parte del margine E. Africano.

PARTE III

*Modello geodinamico ed evoluzione dei margini
dell'Africa orientale e del Madagascar nordoccidentale*

Zone (SCRUTTON et alii 1981; fig. 97). A favore di questa ipotesi ci sono numerosi dati geofisici e strutturali, tra i quali, il più importante è senza dubbio la scoperta di anomalie magnetiche nel bacino della Somalia occidentale (COFFIN & RABINOWITZ 1988; fig. 109).

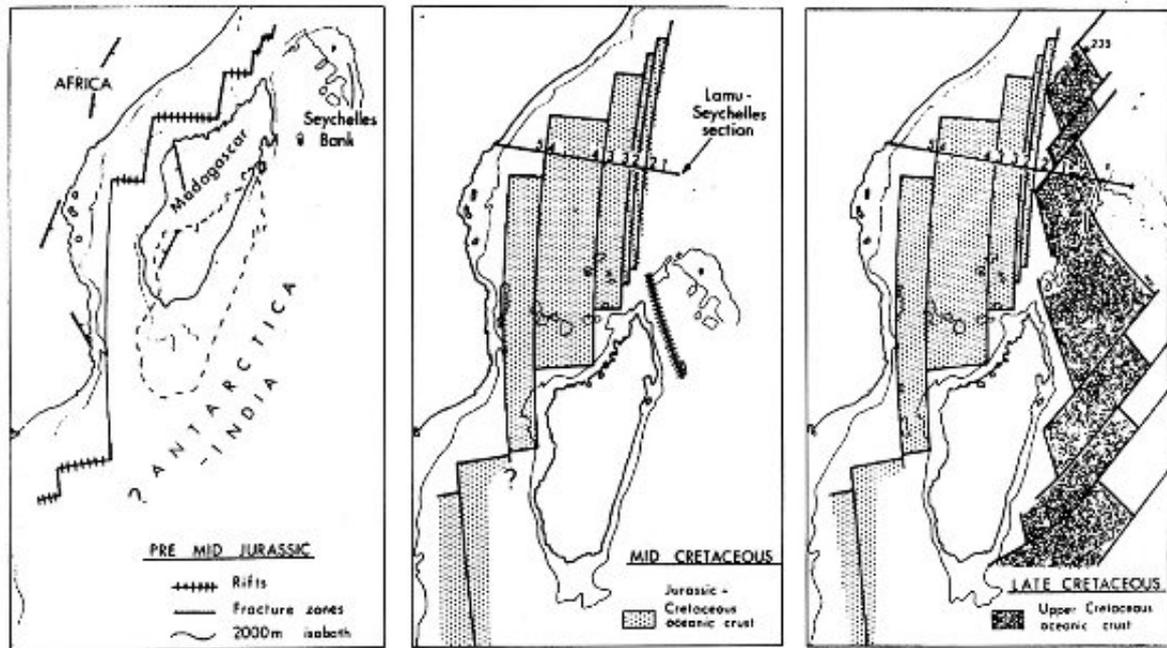
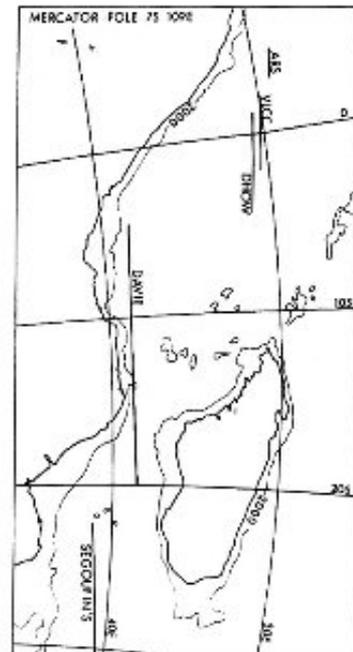


Figura 97. Modello di deriva del Madagascar durante la frammentazione del Gondwana (da SCRUTTON et alii, 1981).

Anche i dati sulla posizione dei poli paleomagnetici del Carbonifero e del Giurassico medio del Madagascar e dell'Africa sono in accordo con questa ipotesi. E' stato calcolato (SCRUTTON et alii, 1981) che con una rotazione in senso orario di circa 16° intorno ad un polo di rotazione, collocato in posizione 7°S e 109°E , la costa settentrionale del Madagascar si avvicina al bacino della Somalia, mentre la parte meridionale coincide con la fine della Davie Ridge, e corrisponde ad un movimento dell'isola per una distanza uguale alla lunghezza della Davie Fracture Zone (fig. 98).

Figura 98. Il movimento del Madagascar verso Sud, lungo le ARS, VLCC, Dhow e Davie F.Z., può essere legato ad una rotazione di 16° in senso orario intorno ad un polo di rotazione posto in posizione 7°S e 109°E (da SCRUTTON et alii, 1981).



8.1) **PROBLEMI SULL'IPOTESI DELLA PROVENIENZA DEL MADAGASCAR DA NORD**

Anche all'interno di quest'ultima ipotesi, la paleoposizione del Madagascar è molto discussa, e presenta ancora molte incertezze (fig. 99).

La posizione proposta da SMITH & HALLAM (1970; fig. 99) è basata principalmente sul confronto, eseguito tramite elaboratore elettronico, dell'isobata dei -914 m (500 fathom) del Madagascar con quella dell'Africa orientale, ipotizzando la coincidenza di tale curva con il limite dello zoccolo continentale.

EMBLETON & VALENCIO (1977), confrontando la distribuzione dei poli magnetici del Karroo del Madagascar (Gruppo del Sakoa, Gruppo del Sakamena e Gruppo dell'Isalo), con quelli isocroni dell'Africa e dell'America meridionale, sia per l'ipotesi proposta da FLORES che per quella di SMITH & HALLAM, dimostrano che questi sono in buon accordo con la posizione proposta da SMITH & HALLAM.

BUNCE & MOLNAR (1977; fig. 99), studiando i profili sismici trasversali alla Dhow, VLCC e ARS Fracture Zone, interpretano queste dorsali come faglie trascorrenti, le quali, unitamente alla Davie Fracture Zone sarebbero state responsabili della migrazione verso Sud del Madagascar. Basandosi

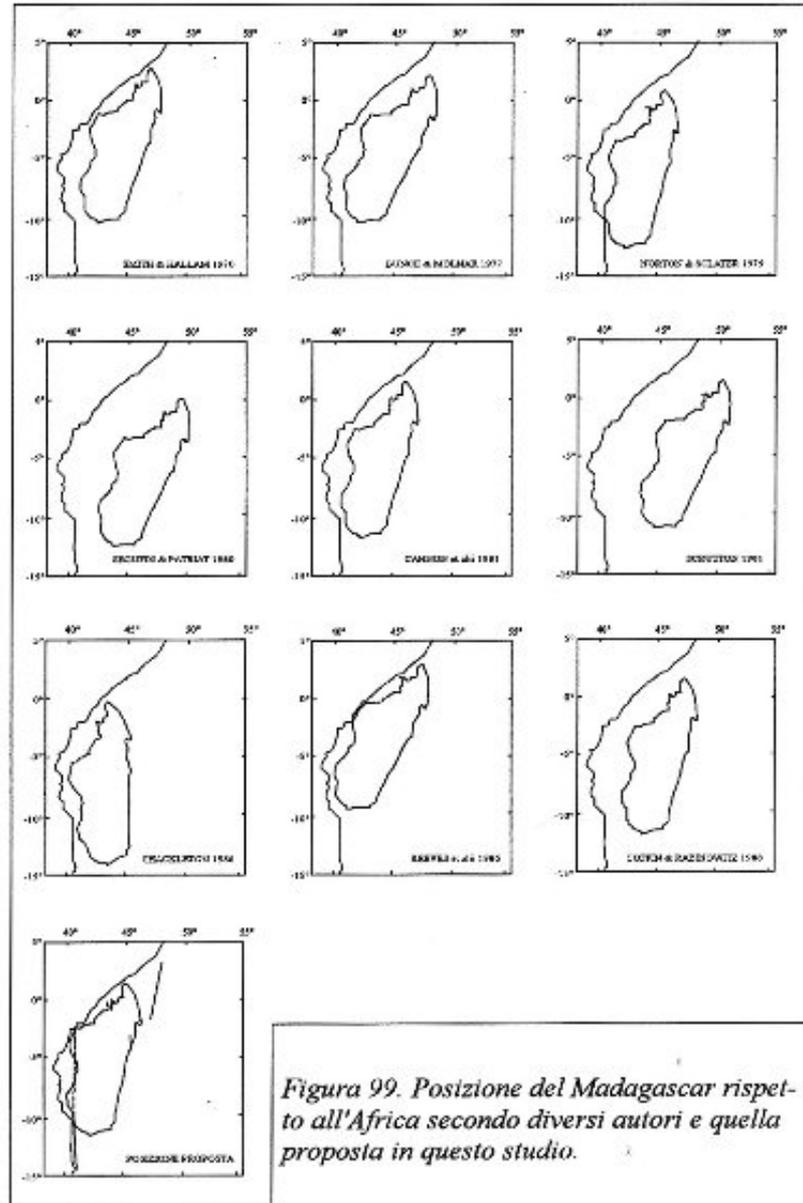


Figura 99. Posizione del Madagascar rispetto all'Africa secondo diversi autori e quella proposta in questo studio.

sulla direzione di queste strutture, ne hanno calcolato la posizione del polo di rotazione (risultata essere 7°S e 109°E; fig. 98). Tuttavia loro stessi ammettono che un solo polo di rotazione è insufficiente, in quanto, ruotando il Madagascar fino alla costa somala, la costa occidentale di questo si verrebbe a trovare ad una distanza eccessiva dalla costa kenyota. E' probabile che questo polo rappresenti solo l'ultima fase della migrazione; pertanto, per spiegare l'allontanamento del Madagascar dalla costa del Kenya, si rende necessario ipotizzare la presenza di un secondo polo di rotazione.

NORTON & SCLATER (1979; fig. 99) si occupano di questo problema, anche se marginalmente, in uno studio riguardante l'evoluzione dell'Oceano Indiano e la frammentazione del Gondwana (basato sull'interpretazione delle anomalie magnetiche, dei poli magnetici e delle zone di frattura). Considerano anch'essi la migrazione del Madagascar legata alle Davie e Dhow Fracture Zone, ma a differenza di BUNCE & MOLNAR (1977) lo collocano in una posizione che si differenzia dalle altre per la maggior vicinanza alla costa del Kenya e della Tanzania, ma soprattutto per la sua orientazione, presentando il lato orientale orientato più a NNE dei modelli precedenti.

SEGOUFIN & PATRIAT (1980; basandosi sul ritrovamento, nel Canale di Mozambico tra la costa somala e quella del Madagascar nord-occidentale, di anomalie magnetiche, ipotizzano un semplice drifting da Nord a Sud lungo la Davie Fracture Zone ed altre strutture presunte (ZFI, ZFH e ZFG; fig. 100).

CANNON, SIMIYU SIAMBI & KARANJA (1980; fig. 99) in uno studio sui bacini del Karroo dell'Africa orientale, pur non occupandosi del problema della migrazione del Madagascar, ipotizzano che questi bacini facciano parte di un importante sistema triradiale di rift sviluppatosi nel Paleozoico-Mesozoico, e collocano il Madagascar in una posizione molto simile a quella proposta da SMITH & HALLAM (fig. 99).

Anche SCRUTTON (1981; fig. 99), come SEGOUFIN & PATRIAT (1980) ipotizza un drifting da Nord a Sud lungo la Davie e la Dhow Fracture Zone avente come polo di

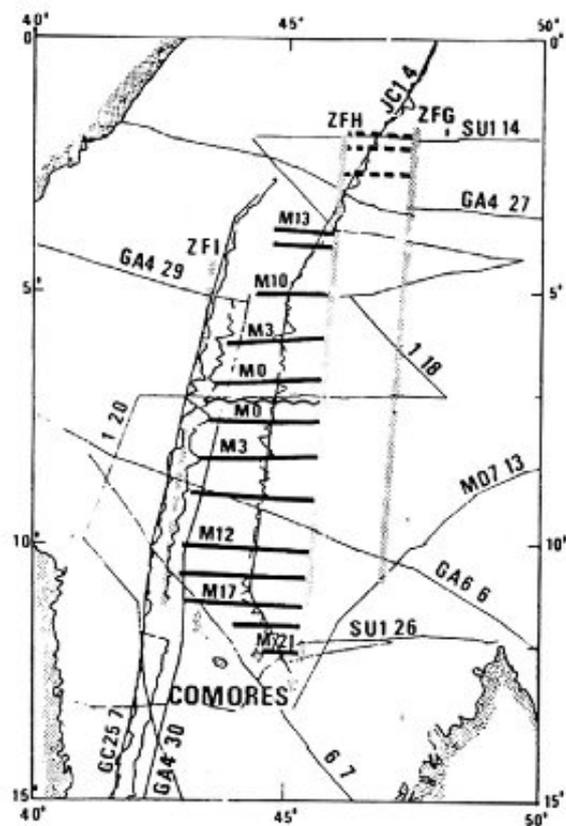


Figura 100. Identificazione delle anomalie magnetiche nel bacino Occidentale della Somalia e delle Comore (da SEGOUFIN & PATRIAT, 1980).

rotazione, il 7°S-109°E proposto da BUNCE & MOLNAR (1977). Con una semplice rotazione di circa 16° in direzione Nord intorno a questo polo, il Madagascar si va a posizionare in corrispondenza del bacino della Somalia, poco più a S-O della Chain Ridge. A differenza di BUNCE & MOLNAR (1977), SCRUTTON (1981) sostiene l'esistenza di un solo polo di rotazione, ipotizzando la presenza (nella posizione originaria del Madagascar) di crosta continentale ad Est e ad Ovest della Davie Fracture Zone, per motivare la notevole distanza che separa la costa malgascia da quella kenyota (fig. 97).

SHACKLETON (1986; fig. 99), a differenza di altri autori, posiziona il Madagascar con l'asse maggiore orientato in direzione N-S. Questa paleoposizione, proposta da SHACKLETON in uno studio sulla tettonica precambriana del Gondwana, si basa principalmente sulla ricostruzione delle strutture del basamento cristallino, e sulla loro continuità attraverso l'India, il Madagascar e l'Africa orientale.

Un'altra posizione, abbastanza dissimile da quelle precedenti, è quella proposta da REEVES, KARANJA & MAC LEOD (1986; fig. 99). Basandosi su dati aeromagnetici e gravimetrici, ipotizzano la presenza di crosta oceanica nel bacino di Lamu. Questa ipotesi permette loro di collocare il Madagascar in una posizione estremamente vicina alla costa dell'Africa orientale. Il promontorio più occidentale del Madagascar (Cap St. André) corrisponderebbe in parte al Bacino di Lamu, il bacino di Mahajanga (Madagascar N-O) alla costa somala, ed il bacino di Morondava (Madagascar occidentale) alla costa del Kenya e della Tanzania. La migrazione del Madagascar dall'Africa sarebbe avvenuta in due fasi, la prima dovuta al rifting tra la costa kenyota e quella malgascia (durante la deposizione del Karroo); la seconda, responsabile della migrazione verso Sud, sarebbe legata ad una giunzione tripla giurassica formatasi nel Kenya settentrionale (rappresentata dai bacini costieri della Somalia e del Kenya, e dal bacino di Anza).

COFFIN & RABINOWITZ (1987; fig. 99) hanno ricostruito la posizione del Madagascar grazie a nuovi dati sismici, gravimetrici e paleomagnetici. Questi dati hanno permesso loro di accertare e definire, con ulteriore precisione, la presenza di crosta oceanica sul fondo del Canale di Mozambico, di individuare le anomalie magnetiche, e di ricostruire la morfologia del basamento del Canale di Mozambico (fig. 110). La crosta oceanica che separa il Madagascar dalla Somalia avrebbe un'età compresa tra i 165 ed i 130 m.a.

WINDLEY, RAZAFINIPARANY, RAZAKAMANANA & ACKERMAND (1994; fig. 99), ricostruiscono la posizione del Madagascar basandosi sul confronto delle strutture del basamento Precambriano, senza dare nessuna interpretazione sulla dinamica del movimento.

8.1.1) DAVIE E DHOW Fracture Zone

Da quanto detto, risulta evidente che queste due strutture hanno avuto un ruolo importante nell'evoluzione di questo margine.

La Davie Fracture Zone è una dorsale orientata approssimativamente N-S, e leggermente arcuata verso Est, che si estende da ~ 2°S - 42°E a ~ 22°S - 42°E per una lunghezza complessiva superiore ai 1000 Km (fig. 101). A causa della spessa coltre di sedimenti presenti nel tratto di mare compreso tra il Canale di Mozambico ed il Bacino Somalo, questa dorsale (come le altre) è stata riconosciuta e studiata grazie ad indagini geofisiche. Il settore meridionale (a Sud del parallelo 11°S) di questa dorsale presenta una morfologia molto articolata, costituita da una fascia di fratture (ed altri strutturali con il versante più acclive rivolto ad Ovest), larga fino a 100 Km che, generalmente, ribassa il lato occidentale (fig. 101; fig. 102). Nelle aree a Nord di questo parallelo, la Davie Fracture Zone è evidenziata solo da profili sismici, gravimetrici e magnetici. In questo settore presenta un'estrema variabilità dei parametri geofisici, che secondo COFFIN & RABINOWITZ (1987) compatibili con la presenza di una vecchia zona di frattura in un margine continentale.

La Dhow, la VLCC e la ARS Fracture Zone sono tre piccole dorsali debolmente orientate verso SSE, situate tra i meridiani 49°E ed il 51°E, ed i paralleli 4°N e 5°S (fig. 101), la più lunga di esse, la Davie Fracture Zone, è dell'ordine di grandezza di ~500 Km. Queste dorsali, messe in evidenza quasi esclusivamente dai profili sismici, sono spesso asimmetriche, e presentano il lato più acclive rivolto verso i settori occidentali, dove il basamento oceanico è generalmente più profondo.

Queste strutture vengono interpretate come due grandi trascorrenti, lungo le quali è avvenuta la migrazione del Madaga-

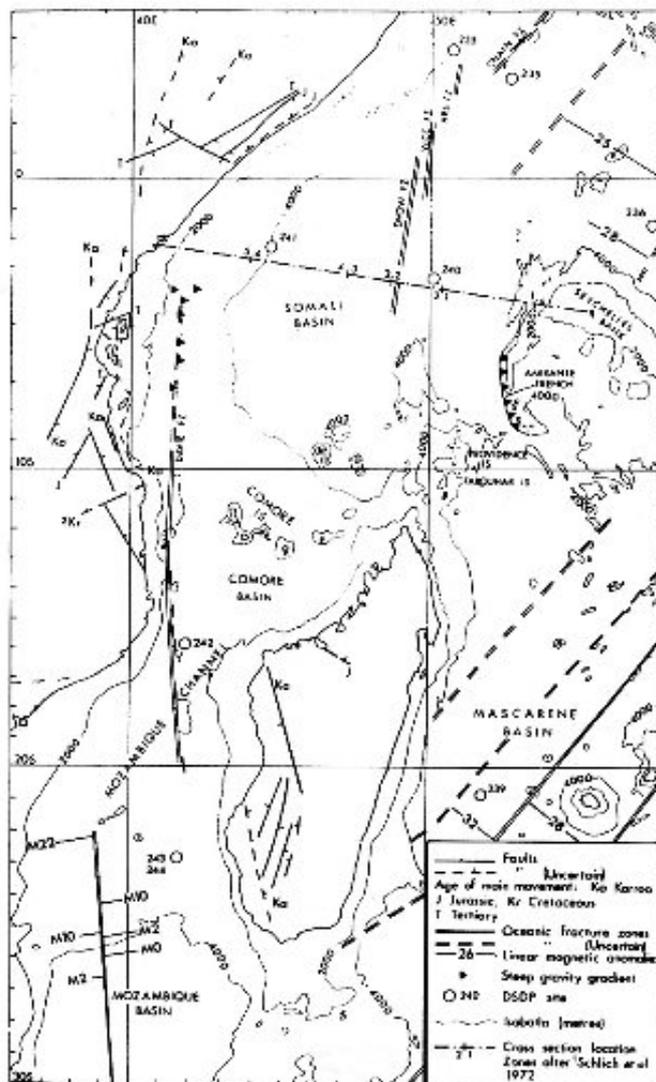


Figura 101. Elementi strutturali principali della costa dell'Africa orientale, del Madagascar e dei bacini oceanici circostanti (da SCRUTTON et alii, 1981)

scar (vedi paragrafo 8.1). Tuttavia, osservando la fig. 101, è possibile fare alcune obiezioni a questo modello:

1) Innanzitutto, tale movimento non può essere spiegato semplicemente con una migrazione da Nord a Sud, e neppure con una semplice rotazione, in quanto, riportando verso Nord il Madagascar, la Dhow e le altre Fracture Zone andrebbero ad intersecare la costa nord-occidentale del Madagascar (approssimativamente in corrispondenza del Bacino di Diego-Suarez), e non il bordo orientale. Per far sì che questo avvenga, si rende necessario ipotizzare che durante la migrazione il Madagascar non solo si sia mosso verso Sud, ma doveva esserci anche una componente orientale di questo movimento.

2) Alcune delle precedenti ricostruzioni fanno coincidere la costa nord-orientale del Madagascar con la Dhow Fracture Zone (fig. 99), e la costa Sud-occidentale con la Davie Fracture Zone. Se misuriamo la lunghezza della perpendicolare alle due coste (cioè la distanza minima), e la confrontiamo con la distanza tra la Davie e la Dhow Fracture Zone, si può notare che quest'ultima è minore, per cui questa interpretazione risulta poco probabile.

3) Se il Madagascar si fosse mosso fino alla posizione attuale lungo queste strutture, entrambe avrebbero dovuto avere la stessa lunghezza, o comunque lunghezze confrontabili.

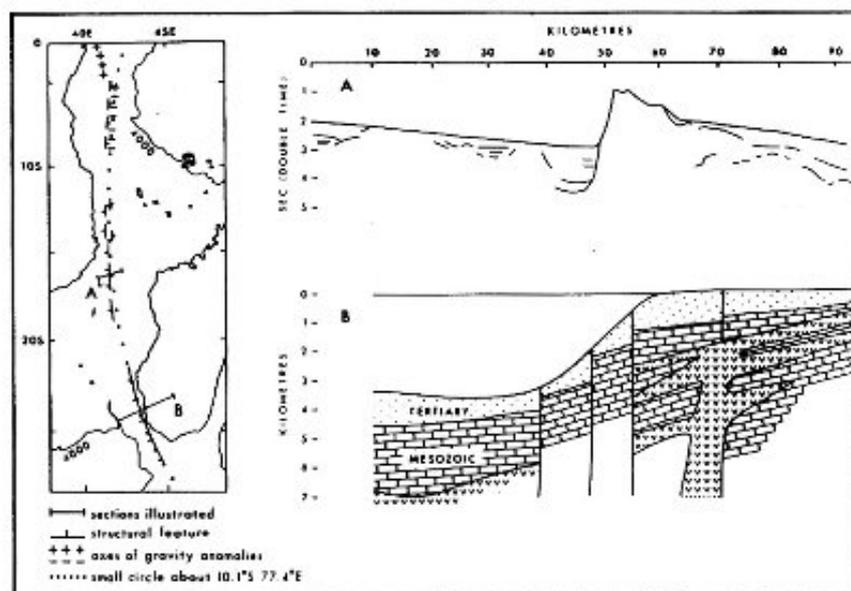


Figura 102. Sezioni attraversanti la Davie F.Z. ricavate tramite dati sismici (da SCRUTTON, 1979).

In realtà la Davie Fracture Zone è lunga più del doppio della Dhow Fracture Zone, e soprattutto non ci sono tracce di una eventuale continuazione verso Sud di quest'ultima (fig. 110).

8.2) POSIZIONE PROPOSTA

La posizione che noi ipotizziamo (fig. 99, 103) è molto simile a quelle proposte da SHACKLETON (1986), da NORTON & SCLATER (1979), da CANNON et alii (1980) e da WINDLEY et alii (1994). E' stata ricostruita tenendo conto di vari fattori, tra cui i grandi lineamenti strutturali dell'Africa, i lineamenti del basamento paleozoico, i lineamenti strutturali mesozoici e l'evoluzione dei bacini sedimentari di tutto il margine dell'Africa orientale.

Confrontando i principali lineamenti tettonici dell'Africa orientale e del Madaga-

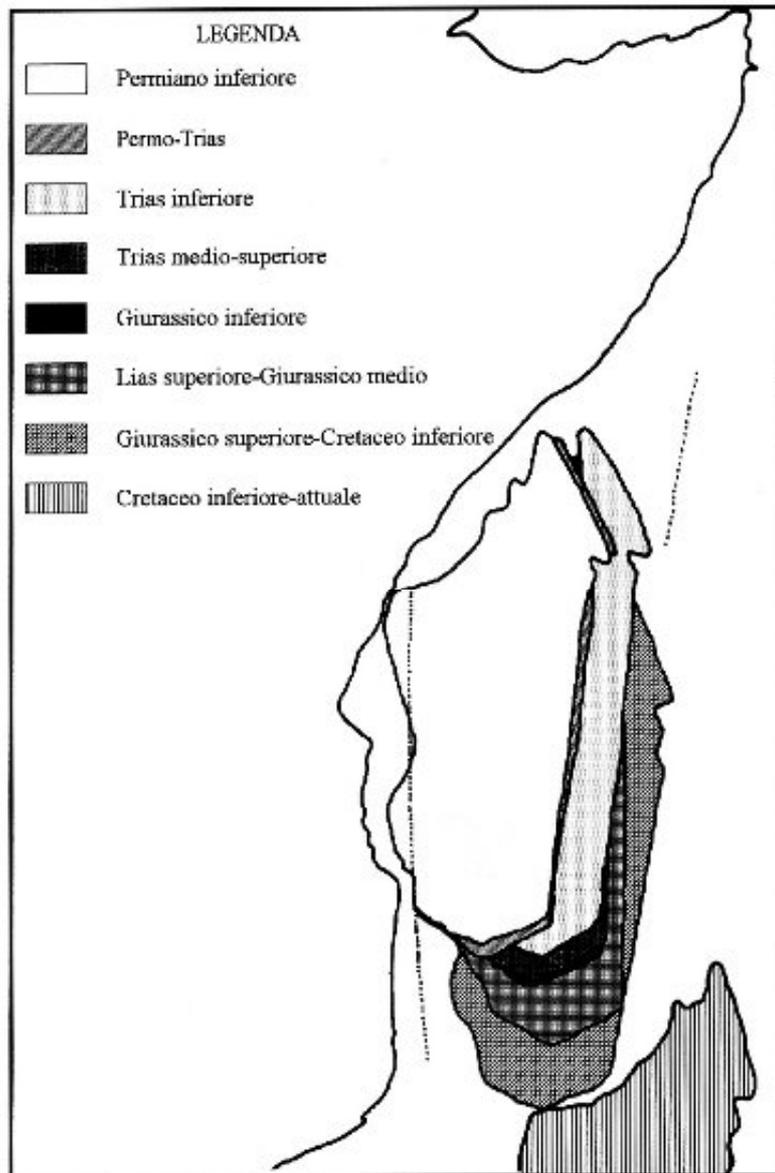


Figura 103. Schema riassuntivo della posizione del Madagascar rispetto all'Africa dal Permiano inferiore fino alla posizione attuale.



Figura 104. Principali elementi strutturali dell'Africa Orientale, del Madagascar e dell'India. K Kilimandjaro; 1 fratture principali; 2 zone di frattura importanti (da RAJAOMAZAVA, 1992)

scar (da RAJAOMAZAVA, 1992 fig. 104; BEHRE fig. 105, 1990; KATZ, 1986; fig. 107), si nota una buona corrispondenza tra alcuni dei più importanti lineamenti strutturali africani, come la Mwambeshi Shear Zone (L-Li; fig. 107) e la Walvis Bay-Mombasa-Mogadishu (WB-M-M; fig. 107), ed i lineamenti strutturali presenti nel Madagascar meridionale e settentrionale (fig. 106).

Più controversa è invece l'interpretazione della Ranotsara Shear Zone. Questa importante struttura, orientata approssimativamente in direzione NO-SE, rappresenta una zona di taglio sinistra che separa la parte meridionale del Madagascar, dominata da paragneiss, da una settentrionale dominata da ortogneiss granitici (WINDLEY et alii, 1994). Molti autori sono concordi sul proseguimento di questa struttura, nel continente africano, con la Ashwa S.Z (sinistra anch'essa). In base a questo si può capire quanto sia importante, per la ricostruzione della posizione del Madagascar (fig. 104, 108), conoscere l'esatta posizione della Ranotsara Shear Zone. Sfortunatamente essa non è sempre ben evidente, inoltre, sul lato occidentale dell'isola, viene coperta dai depositi sedimentari del bacino di Morondava. In base all'orientazione che le viene attribuita da RAJAOMAZAVA e da WINDLEY et alii, sono possibili due posizioni abbastanza diverse (fig. 104, 108). Per quanto concerne la posizione da noi ipotizzata, se consideriamo valida l'interpretazione di WINDLEY et alii (1994) essa rappresenta un ulteriore elemento di confronto.

8.2.1) ELEMENTI A SOSTEGNO

Utilizzando la carta delle anomalie magnetiche di COFFIN & RABINOWITZ (1988; fig. 109), si è tentato di ricostruire la dorsale medio-oceanica (responsabile dell'apertura del Canale di Mozambico, che ha agito almeno dal Giurassico medio-superiore al Cretaceo inferiore) e le faglie trasformati legate ad essa.

Dalla carta semplificata delle anomalie magnetiche (fig. 111) di COFFIN & RABINOWITZ (1988), si può notare, soprattutto nella metà occidentale di essa, che le anomalie magnetiche (di ogni singolo episodio) sono ben allineate ed orientate in direzione ENE-OSO; nella parte orientale, invece, le stesse anomalie si trovano spostate molto più a Nord, e non si presentano più chiaramente allineate. Se confrontiamo questa carta con quella della profondità del basamento (fig. 110), si possono fare le seguenti osservazioni:

a) Esiste un allineamento di vulcani sottomarini ed isole vulcaniche (rappresentato dalle isole Glorieuses ed Aldabra) orientato in direzione NNO-SSE, che separa le due aree precedentemente citate.

b) Questa direttrice sembra proseguire anche nell'entroterra malgascio, corrisponde all'allineamento della penisola di Ampasindava, Manongarivo, Fénériver-Tamatave (fig. 112), ed è parallela alla costa NE del Madagascar.

c) Tale allineamento (fig. 110) è praticamente perpendicolare all'andamento delle anomalie magnetiche presenti nella parte occidentale.

d) Prendendo in considerazione anche gli altri centri vulcanici, presenti nell'area esaminata, si può osservare che questi sono sempre allineati, o si presentano allungati, prevalentemente in due direzioni, NNO-SSE e ENE-OSO (questo è ben evidente nell'arcipelago delle Comore).

I vulcani precedentemente citati, legati alla presenza di un hotspot, hanno un'età compresa tra l'Oligocene ed il Pleistocene, (EMERICK & DUNCAN, 1982). Apparentemente la loro presenza dovrebbe essere di scarso significato per il problema che stiamo esaminando. Tuttavia questi vulcani, come abbiamo fatto osservare, presentano degli

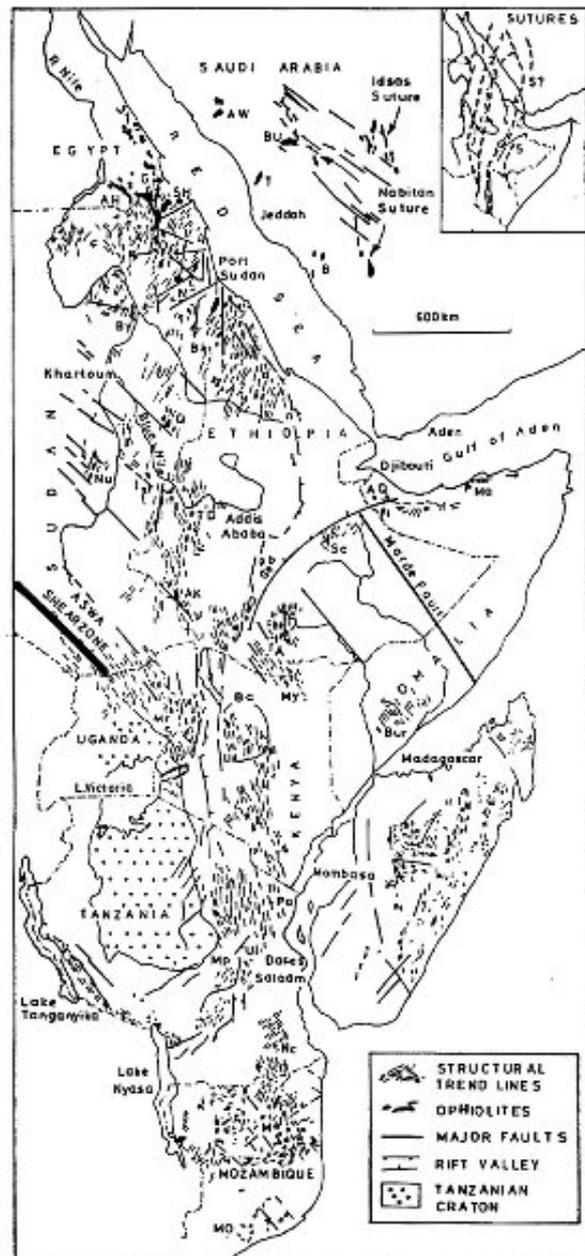


Figura 105. Confronto tra i trend strutturali del basamento cristallino e faglie principali dell'Africa orientale e del Madagascar, nella posizione proposta da BUNCE & MOLNAR (da BEHRE, 1990).

allineamenti fortemente sospetti, probabilmente dovuti ad antiche zone di debolezza. In altre parole, pensiamo che siano orientati parallelamente a quelle che dovevano essere le direzioni delle dorsali e delle trasformi ad esse legate.

Sulla base di queste osservazioni, e con l'integrazione di ulteriori dati riguardanti la

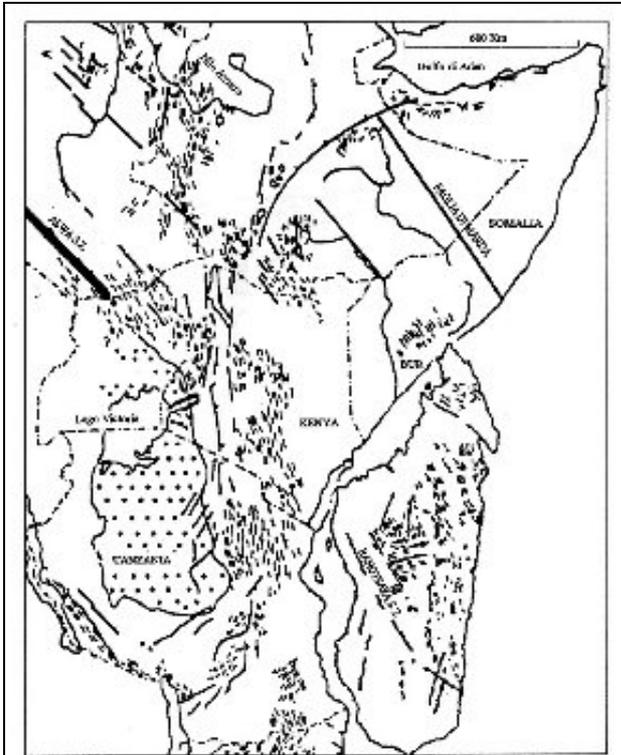


Figura 106. Confronto tra i trend strutturali dell'Africa orientale e del Madagascar secondo la posizione proposta. Si può osservare una buona corrispondenza tra la Aswa S.Z. (Africa) e la Ranotsara S.Z. (Madagascar), e tra la costa NE del Madagascar con la zona di faglie del Nilo Azzurro (da BEHRE, 1990 modificata).

posizione delle anomalie magnetiche, ricavati dalla carta di fig. 111, si è fatto un tentativo di ricostruzione della dorsale medio oceanica di questo bacino (fig. 113). La dorsale è stata divisa in quattro segmenti delimitati da faglie trasformi. I tre segmenti settentrionali, anche se nell'insieme sono coerenti con la ricostruzione, a causa della scarsità dei dati a nostra disposizione, sono quelli che presentano un maggior grado di interpretazione.

Per quanto riguarda la prosecuzione delle strutture trasformi all'interno del Madagascar (fig. 112), si è visto che queste sono generalmente parallele alla costa NE. Generalmente non presentano mai dei grossi dislocamenti, e spesso sono evidenziate da allineamenti di foci di fiumi (nella costa occidentale), con vulcani e con piccoli "denti di sega" che rompono la linearità della costa orientale del Madagascar (fig. 112). Tra tutte queste faglie o lineazioni, quella che sembra avere un dislocamento di un certo

interesse, è quella rappresentata dall'allineamento isola Aldabra Fénérive-Tamatave (fig. 113). Se consideriamo la forma della costa orientale del Madagascar in corrispondenza di Tamatave, la forma del bacino di Ambaharata (presenta una leggera forma ad "S") in corrispondenza del massiccio del Manongarivo (Tav. 1), si può, anche se con molta approssimazione, stimare un dislocamento di circa 20 Km legato ad una trascorrenza sinistra.

Questi valori, anche se molto indicativi, sembrano essere confermati anche dal confronto delle velocità delle dorsali separate da questa struttura. Anche se il calcolo della velocità di espansione dei diversi segmenti della dorsale è molto approssimativo, a causa dei limiti di questa ricostruzione, si può notare (fig. 113) come la dorsale antistante il bacino di

Mahajanga abbia avuto una velocità di espansione generalmente superiore alle altre (almeno durante le prime fasi di apertura), causando la formazione della trascorrente sinistra precedentemente accennata.

8.2.2) RICOSTRUZIONE DEI MOVIMENTI LEGATI ALLA MIGRAZIONE DEL MADAGASCAR

A riguardo delle interpretazioni date della Davie, Dhow, VLCC e ARS Fracture Zone, siamo concordi nel ritenere che esse abbiano agito come trascorrenti, ma abbiamo opinioni diverse (punti 1-2-3 del paragrafo 8.1.1) per quanto riguarda l'interpretazione geodinamica che viene data.

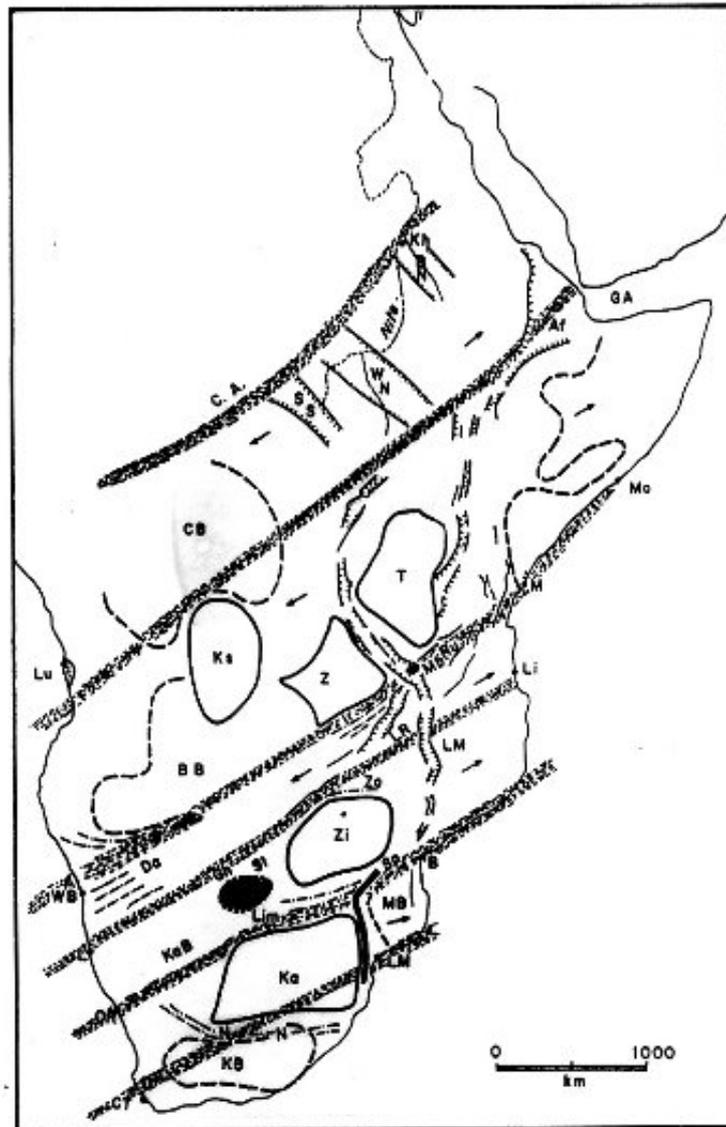


Figura 107. Distribuzione, sul continente africano, delle "lineazioni" trasformati orientate ENE corrispondenti alle faglie trasformati del Sud Atlantico (da KATZ, 1987).

E' nostra opinione che queste strutture abbiano agito in un intervallo di tempo precedente alla formazione del drifting, in quanto, come è possibile vedere in fig. 113, alcune di esse (Dhow, VLCC e ARS Fracture Zone) si interrompono in corrispondenza delle faglie trasformati da noi ipotizzate, con lo stesso stile con cui la costa occidentale del Madagascar è tagliata dalle faglie giurassiche. Inoltre, annullando gli effetti del drifting, ossia muovendo verso NNO, lungo questi lineamenti, e ruotando di circa 15° in senso antiorario il Madagascar dalla posizione attuale, fino a raggiungere (approssimativamente) quella dell'anomalia M 25 (schemi 5e-7e), si può osservare che la costa orientale del Madagascar si approssima abbastanza bene con la Dhow Fracture Zone, e la lunghezza complessiva di questa struttura (costa est + Dhow Fracture Zone) è uguale a quella della Davie Fracture Zone.

Ne risulterebbe che, le due grandi faglie (Davie e Dhow Fracture Zone) parallele ai bordi del Madagascar (schema 3e-5e) abbiano agito, causandone uno spostamento verso Sud di diverse decine di chilometri, prima del drifting. Se si considera l'evoluzione tettonica e lo sviluppo dei bacini sedimentari del Madagascar nordoccidentale (ad esempio la fase di deposizione delle Arenarie dell'Isalo I; parte I), è probabile che queste due strutture abbiano agito almeno per tutto il Trias.

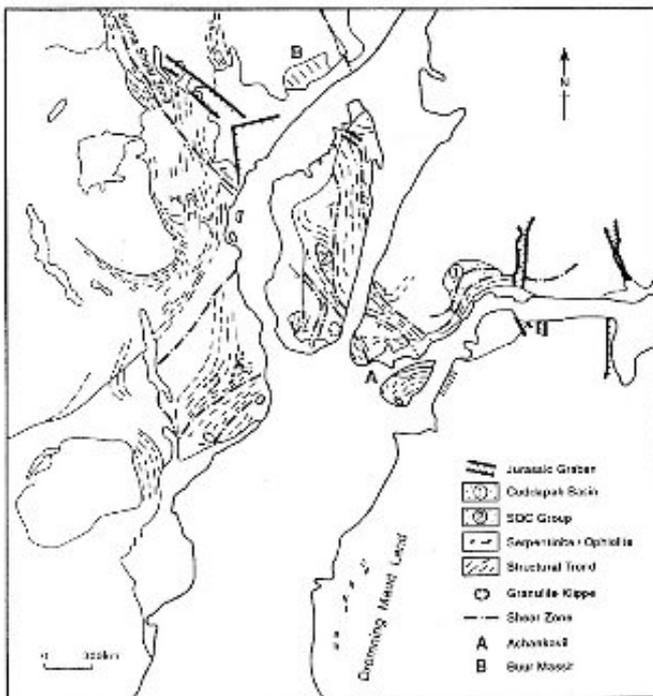


Figura 108. Carta dei principali elementi strutturali del Precambriano dell'Africa orientale, del Madagascar, dell'India e dello Sri Lanka (da WINDLEY et alii, 1994).

All'inizio di questa fase, la costa NO del Madagascar (da Cap St. André a Diego-Suarez) probabilmente coincideva con parte della costa kenyota e somala (tra Mombasa e Mogadiscio). Questa posizione, tuttavia, non doveva ancora essere quella originaria del Madagascar, ma è la conseguenza di una fase di rifting, alla quale è legata anche la formazione dei bacini tipo strike-slip (del Karroo) nell'Africa meridionale (fig. 114; capitolo 9). La posizione originaria, molto probabilmente, era situata più ad Ovest (fig. 99, 103) della Davie Fracture Zone, ed è stata raggiunta alla fine della fase di rifting (carbonifero-permiana), che ne ha causato lo

spostamento verso NE, dando origine ai bacini di Morondava e di Lamu. L'entità di questa estensione (ed assottigliamento crostale) è di difficile valutazione, ma probabilmente era dell'ordine dei 100 Km.

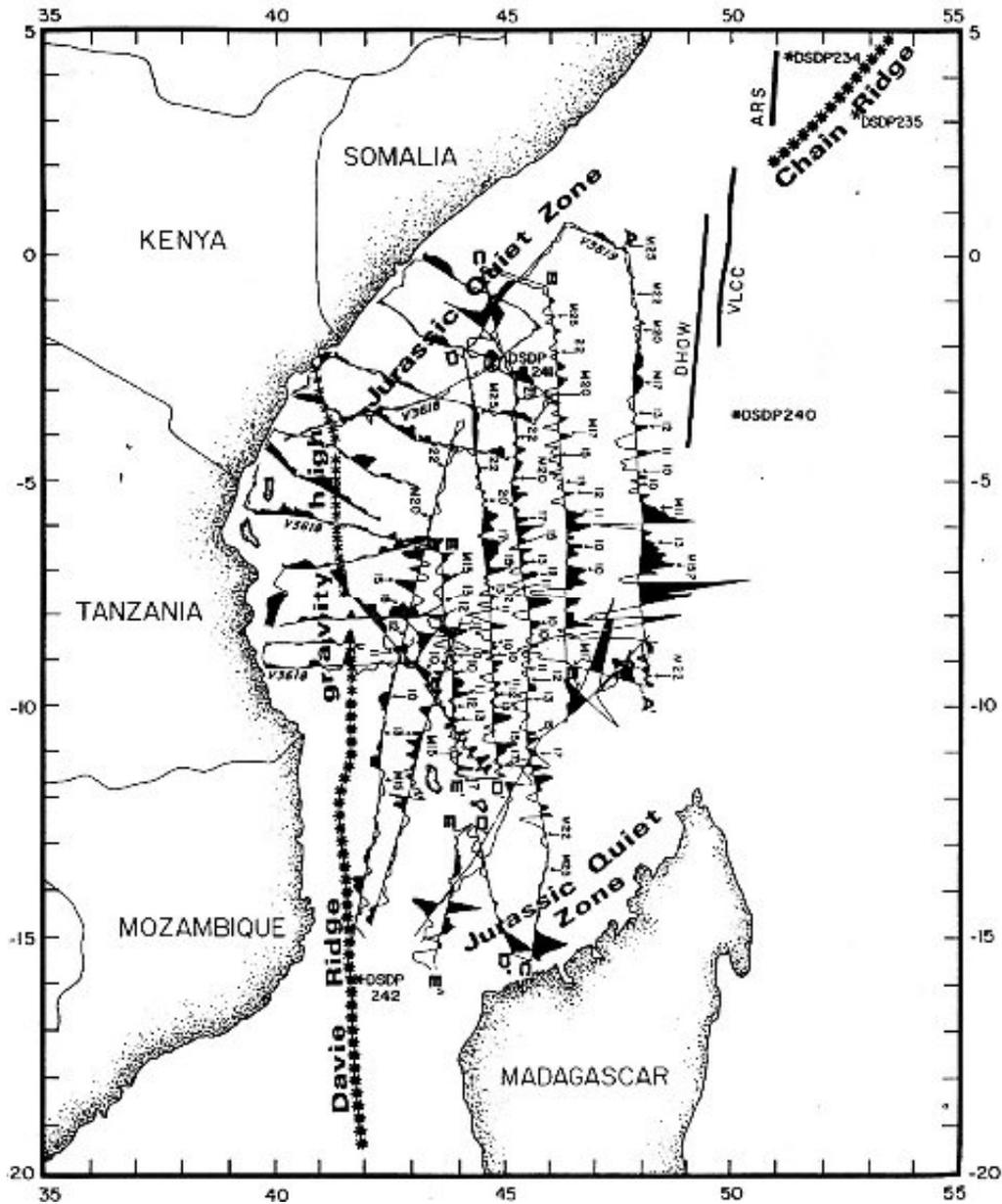


Figura 109. Carta delle anomalie magnetiche identificate e degli elementi strutturali dei bacini Occidentali della Somalia e delle Comore. DHOW, VLCC e ARS F.Z. come definite da BUNCE e MOLNAR (1981). Scala: 1° di latitudine = 111 Km (da COFFIN & RABINOWITZ, 1988).

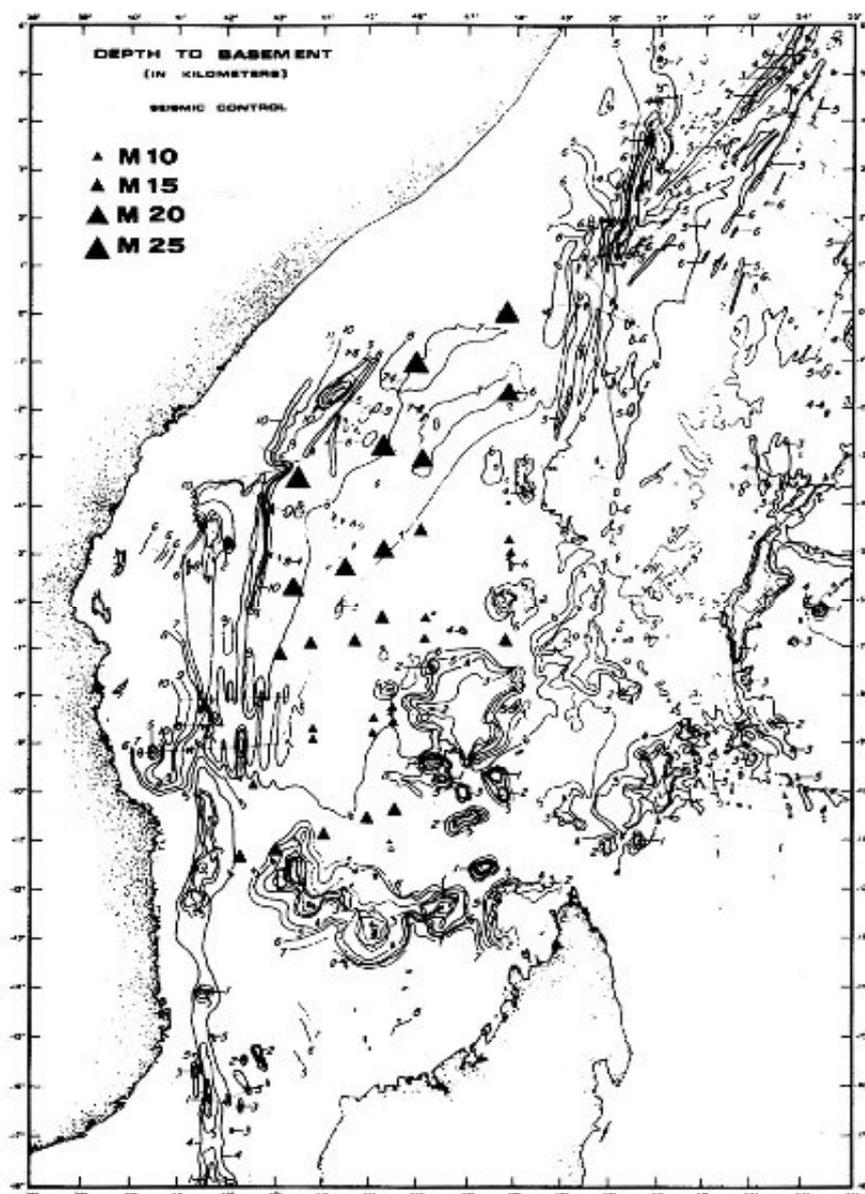
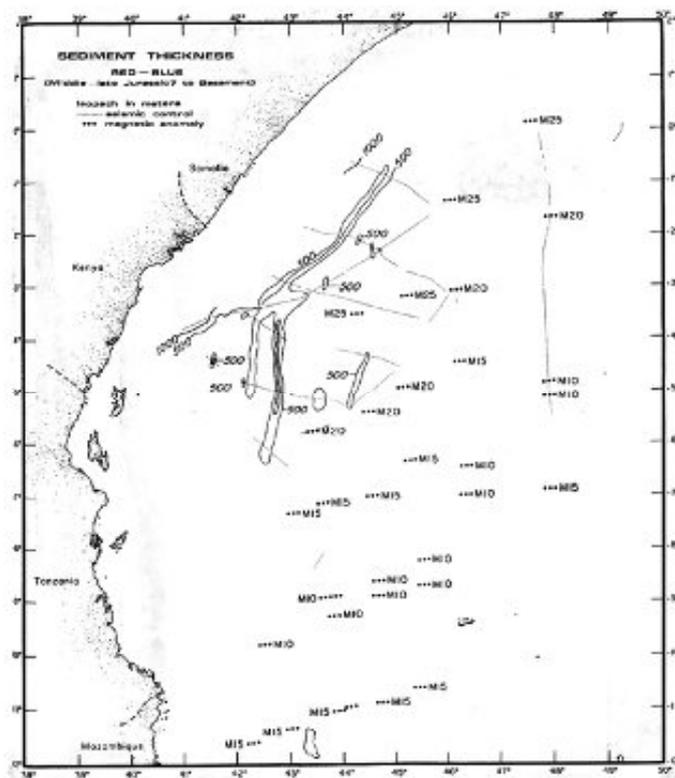
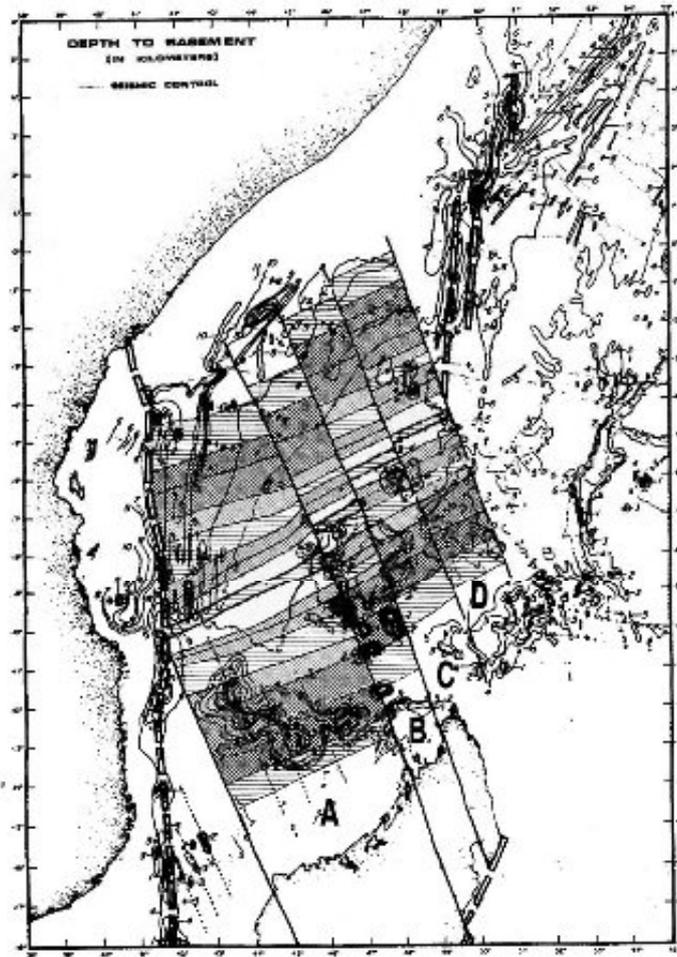


Figura 110. Carta della profondità del basamento (dal livello del mare) ricavata da dati MCS (da COFFIN et alii, 1986) con riportata la posizione delle anomalie M10, M15, M20, M25. Scala: 1° di latitudine = 111 Km (da COFFIN & RABINOWITZ, 1988 modificata).



magnetiche M10, M15, M20 e M25 nel bacino delle Comore e nel bacino Occidentale della Somalia (da COFFIN & RABINOWITZ, 1988).

a



b

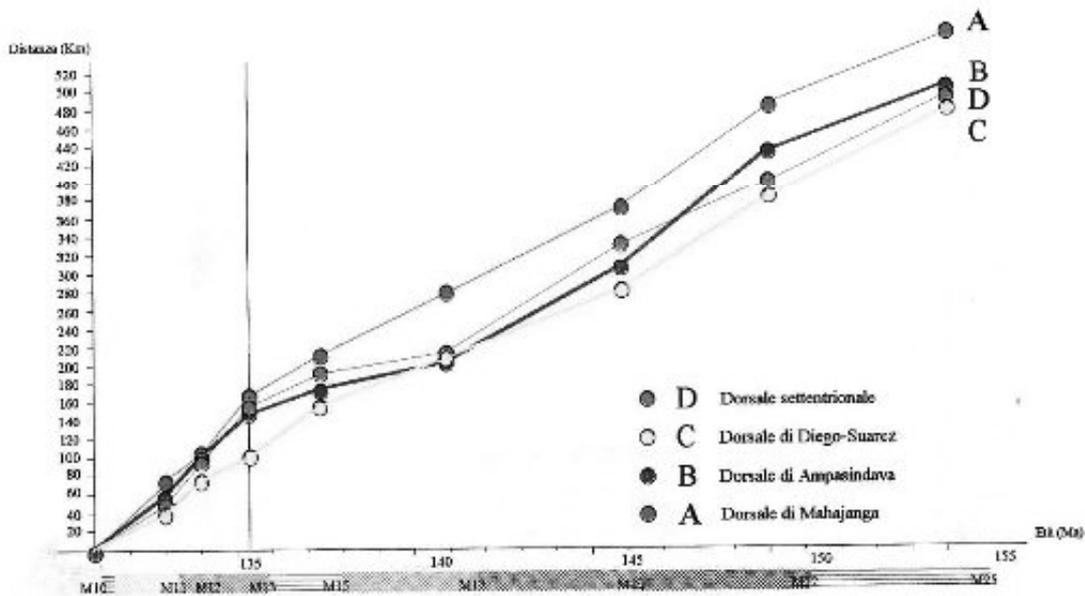


Figura 113a-b. Ricostruzione della dorsale medio-oceanica (a) del Canale di Mozambico (bacino delle Comore). Si può osservare la stretta corrispondenza tra le faglie trasformi ipotizzate, gli elementi morfologici del fondo oceanico e lineamenti strutturali del madagascar (confrontare anche con fig. 112). Queste strutture sembrano aver agito successivamente alla Davie e Dhow F.Z.. La figura (b) rappresenta la velocità (indicativa) dei vari segmenti di dorsale (per la discussione vedi testo).

9) QUADRO GEODINAMICO E CONSIDERAZIONI PALEOGEOGRAFICHE

Sulla base di considerazioni di geologia regionale, sui dati geofisici, e sui dati stratigrafici (raccolti sia in campagna che ricavati in letteratura) dei bacini legati allo sviluppo di questo margine, è stato possibile ricostruire l'evoluzione di questo margine.

L'evoluzione paleogeografica e geodinamica del margine può essere riassunta in tre fasi principali:

I FASE: RIFTING E-O (PASSIVO)

Abbiamo brevemente accennato ad una fase di rifting che avrebbe causato, durante il Carbonifero superiore ed il Permo-Trias, una piccola migrazione verso Est. Questa fase è ben nota in letteratura (DALY, CHOROWICZ & FAIRHEAD, 1989; KATZ, 1986; WINN, STEINMETZ & KEREKGARTO, 1989; HANKEL, 1994), ed è il risultato di una riattivazione della catena orogenica del "Cape fold belt" (fig. 114). In seguito alla compressione N-S, nelle aree settentrionali all'orogene (fig. 114), si riattivano antiche zone di debolezza (tra

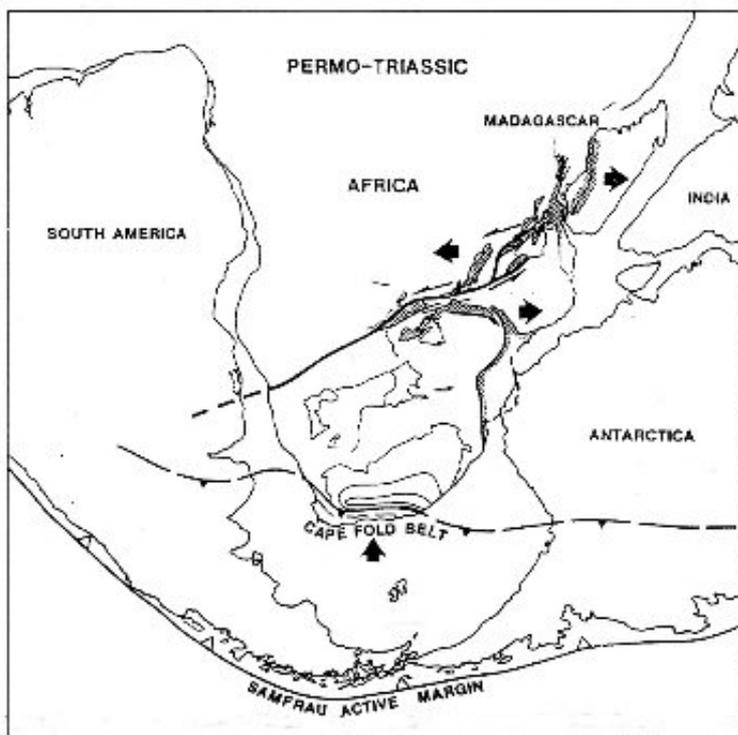


Figura 114. Modello di formazione dei bacini di rift del Karoo, sviluppatosi nell'Africa centrale contemporaneamente con la formazione dei bacini di foreland del Karoo (nel Sud Africa) e della Cape Fold Belt in Sud Africa (da DALY et alii, 1989).

cui la Mwembeshi Shear Zone). Queste strutture agirono come trascorrenti sinistre, tra le quali, con un movimento tipo strike-slip, si formarono i bacini sedimentari del Karoo, la cui estensione avveniva generalmente in direzione E-O, e di allungavano in direzione ~ N-S (DALY et alii, 1989).

A questa fase corrisponde la formazione del bacino di Morondava (seguita dalla formazione dei bacini di Mahajanga e di Diego-Suarez) in Madagascar, e dei bacini di Lamu, Selous e Ruhuhu in Africa orientale, ed un generale assottigliamento della crosta continentale dell'Africa meridionale. L'entità

dell'estensione, e del relativo assottigliamento crostale, è di difficile valutazione, ma probabilmente era dell'ordine dei 100 Km. Questi bacini, sviluppatasi principalmente con l'asse maggiore, e le faglie bordiere orientate in direzione N-S, sono stati, in alcuni casi, influenzati dalla presenza di antiche zone di debolezza, come la Aswa e la Ranotsara Shear Zone.

In corrispondenza, o in prossimità, della Ranotsara S.Z, durante la formazione del bacino di Morondava, si sono sviluppati gli alti strutturali che delimitavano questo bacino a Nord (Bekodoka-Cap St. André). Questa struttura, oltre che rappresentare la soglia con il bacino di Mahajanga, separa un'area in cui la deposizione era attiva fino dal Carbonifero superiore (Gruppo del Sakoa; schema 1e), dalle aree settentrionali (bacini di Mahajanga e Diego-Suarez) dove non si hanno segnalazioni di depositi più antichi del Permiano medio. Questa fase continua anche durante la deposizione di parte del Gruppo del Sakamena (Permiano medio-Trias inferiore), e lungo le stesse direttrici si impostano i bacini di Mahajanga e Diego-Suarez (schema 2e; PARTE I).

Dal Carbonifero superiore al Permiano inferiore (schema 1e; paragrafo 4.3.1, 5.2.1, 6.2.1, 7.2.1), nei bacini di rift del margine africano e malgascio, si svilupparono condizioni prevalentemente continentali, condizionate sia dal clima (si ha un passaggio da condizioni glaciali, ad un clima freddo umido fino ad un clima semiarido caldo) che dalla tettonica (come testimoniato dalle frequenti discordanze angolari). Nel bacino del Kenya, le paleocorrenti sono coerenti con la presenza di un drenaggio fluviale verso le regioni NE (SAKA & MIYATA, 1979; CANNON et alii, 1980). La direzione delle paleocorrenti dei bacini della Tanzania, invece, indicano la presenza di depocentri nelle regioni SO (HANKEL, 1987). Una fisiografia simile a quella dei bacini interni della Tanzania, doveva essere presente anche nel bacino di Morondava. Infatti, anche se le paleocorrenti in questa regione non sono ben conosciute, indicazioni sulla presenza di aree depresse nelle regioni meridionali di questo bacino, sono fornite sia dalla stratigrafia (sono presenti le unità più antiche e le successioni più spesse) che dalla geofisica. Queste aree più depresse, sono probabilmente collegate alla presenza delle zone di taglio, in particolar modo con la Mwambeshi Shear Zone e con la Walvis Bay-Mombasa-Mogadishu Shear Zone (fig. 107).

Le principali unità stratigrafiche, analoghe ai depositi del Gruppo del Sakoa, che si depositavano sui bacini del margine africano orientale, sono rappresentate dalle unità K1-K3 nei bacini della Tanzania (bacino di Ruhuhu e Selous), dalla Formazione di Taru nel Kenya (bacino di Lamu), e probabilmente in quelli della Somalia (bacino di Lugh-Mandera e Mogadiscio).

Questa fase di rifting continua per tutto il Permiano medio-superiore, ed in parte del Trias inferiore (schema 2e; paragrafo 2.6.2, 3.3.2, 4.3.2, 5.2.2, 6.2.2, 7.2.2). Si ha deposizione di facies generalmente continentali, ma con frequenti ingressioni marine. Durante questo intervallo di tempo il rifting è già ben sviluppato, e probabilmente, come testimoniato

dalle frequenti ingressioni marine, non esistevano più le soglie che limitavano queste ingressioni da Nord, ossia con la Tetide. La deposizione è caratterizzata principalmente da depositi lacustri-palustri e fluviali. Il clima era generalmente caldo umido con episodi semidesertici, come testimoniato dalla presenza di vegetazione abbondante e di depositi molto ossidati.

Questi depositi nel Madagascar vengono riferiti al Gruppo del Sakamena (inferiore e medio). Il Sakamena inferiore è presente solo nel Bacino di Morondava, ed è rappresentato da facies prevalentemente continentali (paragrafo 4.2.2). Il Sakamena medio è diffuso anche sui bacini settentrionali del Madagascar (Mahajanga e Diego-Suarez), ed è rappresentato da facies marine costiere e da rari episodi continentali.

Gli equivalenti africani del Sakamena inferiore e medio sono rappresentati dalle unità K4-K6 del bacino di Ruhuhu e dalla Formazione di Hatambulu del bacino di Selous (Tanzania), e dalla Formazione di Maji-Ya Chumvi inferiore nel bacino di Lamu (Kenya e probabilmente depositi analoghi sono presenti anche nei bacini somali).

II FASE: PRE-DRIFTING

Il Triassico, e forse parte del Giurassico inferiore, rappresentano una fase di transizione tra la fase di rifting E-O ed il drifting NNO-SSE. Gli eventi geodinamici che caratterizzano questo intervallo di tempo, non sono del tutto chiari, in quanto spesso sono il

risultato dell'interpretazione di soli dati geofisici.

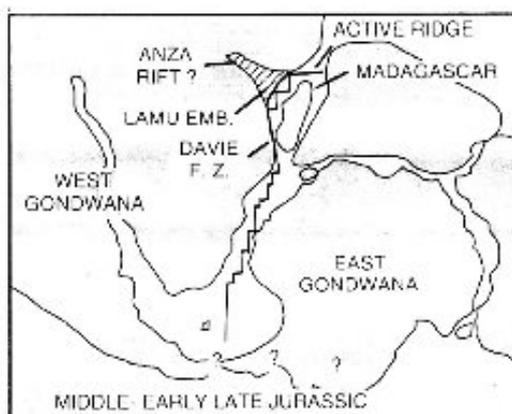


Figura 115. Formazione del graben di Anza (Kenya) avvenuta probabilmente precedentemente al Giurassico medio (da WINN et alii, 1993).

del Madagascar (fig. 115), è ipotizzata da MBEDE (1986), REEVES et alii (1986) e da WINN et alii (1993). L'età di formazione di quest'ultima è molto dubbia (paragrafo 6.1), probabilmente è del Giurassico o forse più antica.

E' molto probabile che queste giunzioni triple si siano formate in seguito al generale assottigliamento della crosta continentale, del margine dell'Africa orientale, legato alla fase tettonica precedente.

Per quanto riguarda il nostro problema, è molto importante stabilire, o per lo meno avere degli indizi, sull'età di formazione della giunzione tripla del Kenya, in quanto, si ritiene che sia responsabile dello spostamento verso Sud del Madagascar lungo la Davie e la Dhow Fracture Zone. Questa giunzione tripla, avrebbe agito su zone di debolezza più antiche, probabilmente riattivando le faglie normali (orientate N-S) legate al rifting Carbonifero-Permiano.

La risposta che noi cerchiamo, potrebbe essere trovata analizzando l'evoluzione stratigrafica dei bacini circostanti. Il Trias inferiore era generalmente caratterizzato da depositi marini e costieri o comunque di bassa energia, che interessavano i bacini costieri. Nel Trias medio superiore, si ha un generale aumento dell'energia dei sistemi deposizionali in tutti i bacini costieri di questa regione (paragrafo 2.6.4, 3.3.4, 4.3.4, 5.2.4, 6.2.4, 7.2.4), e la formazione di discordanze angolari a scala regionale (ad esempio tra le Arenarie dell'Isalo I e il Sakamena superiore su tutti i bacini del Madagascar Nord-occidentale). Anche se questo non può rappresentare una prova dell'attività di questa giunzione tripla, è un indizio comunque significativo, in quanto vengono interessati solo i bacini che la costituiscono. Se così fosse, questa giunzione tripla avrebbe agito almeno dal Trias medio (e probabilmente anche dal Trias inferiore).

Il Trias inferiore (schema 3e, paragrafo 2.6.3, 3.3.3, 4.3.3, 5.2.3, 6.2.3, 7.2.3), rappresenta probabilmente una fase di transizione tra il rifting E-O e questa nuova fase. Come abbiamo già detto, in questo intervallo di tempo si aveva deposizione prevalentemente marina o costiera, ad eccezione dei bacini interni della Tanzania (bacino di Ruhuhu e parte di quello di Selous), probabilmente separati da un alto strutturale (schema 3d), nei quali si aveva deposizione fluviale con paleocorrenti provenienti dalle regioni NE. Il clima era caldo e molto umido.

Le principali unità deposizionali che caratterizzavano il Trias inferiore (schema 3e) erano rappresentate dal Gruppo del Sakamena (superiore) nei bacini del Madagascar, dall'unità K7 (Arenarie di Kingori) nei bacini interni della Tanzania, dalla Formazione di Maji-Ya Chumvi superiore del Kenya (e probabilmente della Somalia meridionale).

In seguito all'aumento dell'energia deposizionale, durante il Trias medio superiore (schema 4e, paragrafo 2.6.4, 3.3.4, 4.3.4, 5.2.4, 6.2.4, 7.2.4), si ha deposizione di facies prevalentemente fluviali e/o deltizie, condizionate sia dalla tettonica che dal clima (che tende a divenire sempre più arido). Le paleocorrenti sono coerenti con la presenza di un'area deponente situata tra il Kenya e la Somalia.

A questo intervallo di tempo corrisponde la deposizione delle Arenarie dell'Isalo I nei bacini malgasci, dell'unità K8 e della Formazione di Luwegh nella Tanzania, della Formazione di Mariakani del Kenia e delle Arenarie di Adigrat in Somalia.

III FASE: DRIFTING

Questa fase, in un certo senso è la continuazione della precedente. Infatti qui si ha il passaggio dal rifting dei bacini al drifting. Il drifting però non avviene in direzione N-S come la precedente fase, ma il Madagascar tende a muoversi verso SE e SSE.

A partire dal Giurassico inferiore e medio, in gran parte dei bacini costieri dell'Africa orientale, ed in tutti i bacini sedimentari del Madagascar, si instaurarono condizioni marine. Nei bacini del Madagascar, soprattutto alla fine del Giurassico inferiore, si svilupparono aree molto limitate, caratterizzate da forte subsidenza. Queste zone, come si può vedere nei vari schemi paleogeografici proposti (schemi 6), coincidono con le faglie trasformi da noi precedentemente ipotizzate, è quindi logico ipotizzare un legame tra la subsidenza di queste regioni e la presenza di queste faglie. Se assumiamo valida questa considerazione, si può pensare, unitamente alla presenza di attività vulcanica fissurale (tra i 186 e i 164 m.a.; HANKEL, 1987) nel bacino di Selous (Tanzania), che questi siano i segni premonitori del drift che si stava formando.

L'età della più antica crosta oceanica conosciuta nel Canale di Mozambico corrisponde all'anomalia magnetica M25 (Oxfordiano superiore). Ad essa, nei bacini sedimentari del Madagascar nord-occidentale, corrisponde una quasi totale assenza di depositi, o se presenti, sono in facies di mare sottile (vedi paragrafo 4.3.6). Questo episodio, considerando che generalmente coincide con un sollevamento del livello eustatico, potrebbe essere connesso ad un sollevamento del margine malgascio avvenuto durante le prime fasi di oceanizzazione.

La differenza di velocità tra i vari segmenti di dorsale (fig. 113; paragrafo 8.2.1) causa, sullo zoccolo cristallino del Madagascar (e dell'Africa orientale), l'instaurarsi di un sistema di faglie trascorrenti sinistre che vanno a tagliare la grande faglia N-S della costa Est del Madagascar. Successivamente, in seguito allo sviluppo del drifting, le velocità di questi tratti di dorsale cambiano, divenendo maggiori nelle aree settentrionali. Questa potrebbe essere la causa della rotazione di circa 15° in senso orario del Madagascar, ed è probabilmente responsabile della presenza delle numerose piccole faglie trascorrenti destre che si possono osservare nei plateaux dell'Ankarana e dell'Analamera.

Nel Giurassico inferiore (Toarciano), i bacini del Kenya, della Somalia e del Madagascar settentrionale (Mahajanga e Diego-Suarez), vengono interessati da una grande ingressione marina (schema 5e; paragrafo 2.6.5, 3.3.5, 4.3.5, 5.2.5, 6.2.5, 7.2.5). La presenza di depositi paralici del Toarciano nel bacino del Nilo Azzurro, permette di ipotizzare una connessione con i bacini costieri della Somalia. Questa connessione potrebbe essere stata favorita dalla formazione (o riattivazione) di zone di debolezza legate al drifting incipiente. Nelle aree meridionali, ossia nei bacini di Selous (Tanzania) e Morondava (Madagascar) si aveva deposizione continentale e/o paralica. E' probabile che la differenza di deposizione in queste due aree (allo stesso modo dei settori di bacino con tassi di subsidenza maggiori

descritti precedentemente, e tipici di questa fase toarciana), sia anch'essa legata all'incipienza del rifting (schema 5e). Il clima era caldo umido.

Nel Madagascar, il Toarciano corrisponde alla fine della deposizione delle Arenarie dell'Isalo I. Nelle regioni meridionali (bacino di Morondava) continua la deposizione di facies prevalentemente continentali rappresentate dalle Arenarie dell'Isalo II, mentre nei bacini più settentrionali si ha deposizione dei Calcari di Jangoa alla base delle Arenarie dell'Isalo II (quando presenti). In Tanzania si ha la deposizione delle Formazioni di Madaba e della parte inferiore di Nandanga (bacino di Selous), e della Formazione di Ngerengere (nei bacini costieri). Nel Kenya si ha la deposizione dei depositi deltizi della Formazione di Mazeras (bacino di Lamu), mentre in Somalia termina la deposizione delle Arenarie di Adigrat, e si deposita la Formazione di Meregh (bacino di Mandera-Lugh e bacini costieri).

Dal Lias superiore (Aaleniano) al Giurassico medio (schema 6e; paragrafo 2.6.6, 3.3.6, 4.3.6, 5.2.6, 6.2.6, 7.2.6), la deposizione marina è comune a tutti i bacini costieri della regione.

Nei bacini del Madagascar, oltre che ai depositi marini, si depositano le Arenarie dell'Isalo II-III in facies prevalentemente transizionale. Nelle aree più interne del bacino di Selous (Tanzania) continua la deposizione della Formazione di Nandanga (continentale), mentre nelle aree costiere si depositano la Formazione di Ruvu seguita da quella di Lugoba (transizionali e marine). In Kenya si deposita la Formazione di Kambe, mentre in Somalia si depositavano le Formazioni di Hamanley e di Ischia-Baidoa, e in alcune aree continuava ancora la deposizione delle Arenarie di Adigrat.

Infine, la deposizione marina continua anche nel Giurassico superiore (schema 7e; paragrafi 2.6.7, 3.3.7, 4.3.7, 5.2.7, 6.2.7, 7.2.7), anche se in alcune regioni (bacini del Kenya e del Madagascar), durante l'Oxfordiano, si hanno probabilmente dei periodi di emersione.

Nello schema 7, viene ipotizzata la presenza di segmenti di dorsale medio-oceanica anche al largo del bacino di Morondava. Tuttavia, considerando che della crosta oceanica è stata ritrovata anche al largo del Mozambico, riteniamo plausibile questa ipotesi anche se non esiste nessun dato geofisico che ne indichi la presenza in questa area.

Al Giurassico superiore Marino del Madagascar, corrisponde, sui bacini dell'Africa orientale la deposizione delle Formazioni di Malivundo, di Magindu nei bacini costieri della Tanzania, delle Formazioni di Kibongoni e di Mtomkuu nel bacino del Kenya e la deposizione delle Formazioni di Hamanley, di Uarandab, di Gabredarre nei bacini costieri della Somalia, mentre nel bacino di Mandera-Lugh si depositavano le Formazioni di Ischia-Baidoa, di Anole, e di Uegit.

10) CONCLUSIONI

L'evoluzione paleogeografica dei margini coniugati del Madagascar nordoccidentale e dell'Africa orientale, riveste particolare importanza nella ricostruzione geodinamica di questa area. In questo contesto la posizione del Madagascar è sempre stata oggetto di discussione. Le opinioni riguardanti la posizione (e la migrazione) del Madagascar erano essenzialmente tre:

- modello fissista (DARRACOTT, 1974; KAMEN-KAYE, 1982);
- migrazione verso ENE dal Mozambico (FLORES, 1970);
- migrazione verso S dalla costa della Somalia-Kenya-Tanzania (SMITH & HALLAM, 1970 ed altri).

Dopo gli anni 80', in seguito al ritrovamento di anomalie magnetiche nel Canale di Mozambico (tra la Somalia ed il Madagascar), quest'ultima ipotesi ha avuto il sopravvento.

Fatte poche eccezioni (FLORES, 1970; COFFIN & RABINOWITZ, 1988), i modelli geodinamici proposti in passato, sono stati basati quasi esclusivamente su dati geofisici, senza tener conto, o perlomeno, senza cercare delle relazioni tra l'evoluzione stratigrafica e strutturale dei bacini coinvolti.

Uno degli obiettivi di questa ricerca, era stabilire le relazioni tra l'evoluzione stratigrafica e strutturale del bacino di Diego-Suarez, con l'evoluzione geodinamica del margine. I principali temi affrontati ed i risultati ottenuti possono essere così riassunti:

1) La revisione della stratigrafia del bacino di Diego-Suarez, con particolare attenzione rivolta allo studio delle "Facies Miste" giurassiche, è stata eseguita utilizzando dati raccolti in campagna (sezioni stratigrafiche e rilevamento geologico), integrati da indagini fotogeologiche e dati di letteratura. Lo studio delle "Facies Miste" è molto importante, in quanto la loro deposizione avveniva in un momento critico della storia di questo margine, ossia durante la delineazione del drifting tra Madagascar ed Africa orientale.

Risultati interessanti sono stati ottenuti dalla ricostruzione dei modelli stratigrafici di questo bacino (fig. 7-8-9):

a) La storia sedimentaria inizia nel Permiano medio superiore con la deposizione di facies marine in tre piccoli bacini orientati probabilmente da N a S.

b) Nel Trias medio, in seguito ad un'importante fase tettonica, il bacino di Diego-Suarez, e gli altri bacini della costa occidentale del Madagascar, erano compresi in un'unica grande area deposizionale, sulla quale si aveva deposizione prevalentemente fluviale (fig. 7, Arenarie dell'Isalo I discordanti sui depositi permiani). Probabilmente esistevano delle soglie a Sud di Ampasindava, e nei pressi di Cap St. André. Questo tipo di deposizione, molto continua, si protrae fino al Giurassico inferiore. L'ambiente di deposizione, durante il Giurassico inferiore, cambia sensibilmente verso facies di pianura costiera.

c) Il Giurassico medio è caratterizzato da grosse variazioni sia degli spessori che delle facies. Nelle aree meridionali (penisola di Ampasindava) si ha la deposizione di unità molto spesse (oltre i 2000 m) prevalentemente paraliche, mentre più a Nord (plateaux dell'Ankarana-Analamera) si hanno poche centinaia di metri di depositi marini costieri (fig. 9). Queste differenze di spessori tra le due aree (e probabilmente anche di subsidenza), sembrano attenuarsi verso la fine del Giurassico medio (fig. 7) e possono essere messe in relazione con la maggior subsidenza di certe aree delimitate da faglie trasformi legate al drifting incipiente. In seguito, con lo sviluppo del drifting, questa diversificazione è venuta meno, e la deposizione diviene più omogenea su tutto il bacino.

Ulteriori informazioni utili per la ricostruzione dello schema evolutivo presentato, sono state ottenute dall'analisi delle foto aeree alla quale è seguito un controllo sul terreno. Sono state compilate tre carte fotogeologiche di aree particolarmente interessanti sia per la presenza delle "Facies Miste", che dal punto di vista strutturale. In particolar modo, nella carta della penisola di Ampasindava (Tav. 2), è stata riconosciuta la presenza di una struttura domiforme (legata alla risalita di masse intrusive oligoceniche), ed è stato stimato uno spessore minimo delle Facies Miste di almeno 2000 m.

L'analisi fotogeologica ha permesso di compilare due carte delle lineazioni, e di riconoscere dei trend caratteristici, e riconducibili ad un modello geodinamico secondo cui:

- le direzioni N-S corrispondono ad una fase tettonica legata principalmente all'apertura e all'evoluzione dei bacini permotriassici;
- le faglie con orientamento NE-SO potrebbero essere connesse ad una seconda fase tettonica, a cui è legata l'evoluzione dei bacini del Triassico medio-superiore, del Giurassico e probabilmente anche del Cretaceo inferiore, ossia alla fase di rift-drift che ha dato origine al Canale di Mozambico;
- le faglie con direzione NO-SE hanno probabilmente una storia più complessa. E' probabile che corrispondano a antiche zone di debolezza presenti nel basamento cristallino. Durante la fase di drift, sarebbero state riattivate come faglie trasformi. Avrebbero di nuovo agito nell'Oligocene, in seguito alla risalita delle masse intrusive del massiccio di Manongarivo, Bezavona (X13°55' Y48°03'), Ambonimirahavy (X13°46' Y48°05'), Andranomatavy (X13°40' Y47°59').

I limiti principali di questo modello sono rappresentati soprattutto dalla scarsa conoscenza delle strutture del basamento al di sotto della copertura sedimentaria, dalla vasta area di copertura detritica del delta del Mahavy, che nasconde uno dei punti più significativi per la ricostruzione dei rapporti stratigrafici delle unità giurassiche, e dalla mancanza di precisi elementi di correlazione tra le sezioni misurate e quelle note in letteratura.

2) Lo studio della stratigrafia e della tettonica di queste regioni ha permesso di ricostruire i modelli paleogeografici dei bacini del Madagascar nord-occidentale e dell'Africa orientale (schemi 1e-7e), mettendo in evidenza le tre fasi sedimentarie riconosciute nel bacino di Diego-Suarez. Generalmente gli schemi 1e-2e corrispondono alla fase permo-triassica; gli schemi 3e-4e corrispondono approssimativamente all'evoluzione del bacino delle Arenarie dell'Isalo I; ed infine gli schemi 5e-7e all'evoluzione giurassica (drifting).

3) E' stato proposto un nuovo modello evolutivo di questo margine, basandosi sulle relazioni tra l'evoluzione stratigrafica dei bacini sedimentari del Madagascar nord-occidentale e dell'Africa orientale, e gli eventi geodinamici riconosciuti. I modelli geodinamici precedenti prevedevano, generalmente, una semplice migrazione verso Sud lungo la Davie e la Dhow Fracture Zone. Queste due strutture coincidevano con la costa NE (la Dhow), e con la costa SO (la Davie) del Madagascar, collocato al largo della Somalia e del Kenya, il cui asse maggiore era orientato in direzione NE-SO. Secondo il modello proposto, basato sia sull'interpretazione degli elementi geomorfologici che caratterizzano il basamento del Canale di Mozambico ed il Madagascar, che su dati geofisici e stratigrafici, l'evoluzione di questo margine sarebbe avvenuta in tre fasi:

I) Apertura (Carbonifero superiore-Permo Trias) di rift orientati N-S, avvenuta in seguito a movimenti tipo strike-slip tra le grandi zone di taglio africane (orientate NE-SO).

II) Spostamento verso Sud del Madagascar lungo la Davie e la Dhow Fracture Zone, legata alla formazione (forse nel Trias medio superiore) di una giunzione tripla nel Kenya settentrionale.

III) Drifting e migrazione del Madagascar verso SSE (Giurassico inferiore-medio ?).

4) Questa ricostruzione mette in relazione le tre fasi sedimentarie riconosciute nel bacino di Diego-Suarez (ed estrapolate agli altri bacini) con altrettanti eventi geodinamici.

I) Alla prima di esse sarebbe connesso lo sviluppo, durante il Permo-Trias, del rifting con estensione E-O, responsabile dell'apertura dei bacini di Morondava, di Lamu e di Selous. Questo risulta legato a movimenti di strike-slip tra le grandi Shear Zone africane (Mwambeshi Shear Zone e Walvis Bay-Mombasa-Mogadishu Shear Zone).

II) La seconda fase (evoluzione del bacino dell'Isalo I) è legata allo spostamento verso Sud del Madagascar lungo la Davie e la Dhow Fracture Zone, connessa alla formazione di una giunzione tripla nel Kenya settentrionale a partire dal Trias medio superiore.

III) La terza fase corrisponde all'evoluzione dei bacini giurassici, ed è connessa allo sviluppo del drifting del Canale di Mozambico con migrazione del Madagascar verso SSE.

5) Questa ricostruzione geodinamica, che tiene conto anche di confronti tra i basamenti cristallini del Madagascar e dell'Africa orientale, colloca il Madagascar in una posizione molto vicina alla costa del Kenya con l'asse maggiore orientato approssimativamente N-S, cioè parallelo alla Dhow Fracture Zone.

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E., Sagri M., Sassi P.F.**, 1994. Geological map of Somalia. In: *Geology and mineral resources of Somalia and surrounding regions. Istituto Agronomico per l'Oltremare, Firenze. Relazione e Monografia n° 113a b.*
- Abdi Salah Hussein**, 1989. Analisi stratigrafica delle successioni attraversate da perforazioni nel bacino di Mogadiscio (Somalia) con particolare riguardo alla biostratigrafia del Cretaceo e dell'Eocene. *Tesi di dottorato, Dipart. Scienze della Terra Università di Firenze.*
- Agrawal P.K., Pandey O.P., Negi J.G.**, 1992. Madagascar: A continental fragment of the paleo-super Dharwar craton of India. *Geology*, v.20, pp.543-546.
- Ali Kassim M., Carmignani L., Fantozzi P., Ferrara G., Tonarini S., Bellieni G., Justin-Visentin E. & Zanettin B.**, 1993. Fissural basalts of the Luuq area (Central-Southern Somalia): geology, petrology and isotopic geochemistry. In: *Geology and mineral resources of Somalia and surrounding regions. Istituto Agronomico per l'Oltremare, Firenze. Relazione e Monografia n° 113a*, pp. 251-258.
- Angelucci A., Barbieri F., Maxamed C.M., Caruush M.C., Piccoli G.**, 1981. Preliminary report on the Jurassic sequence in the Gedo and Bay regions (southwestern Somalia). *Quad. di Geol. Somalia*, v. 5, pp. 1-26, Mogadiscio.
- Baloge P.A., Busnardo R. & Combémoré R.**, 1984. Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur d'Ankilizato (bassin de Morondava, Madagascar). *Geobios*, v. 17, n°4, pp. 509-514, Lyon.
- Bankwitz P., Bankwitz E.**, 1988. Phototectonic interpretation of selected areas on the western margin of the Indian Ocean. *Z. geol. Wiss.*, v. 16, pp. 635-646.
- Barnard P.D.W.**, 1973. Mesozoic floras. In: *Organisms and Continents Through Time, Special Papers in Palaeontology*, n°12, pp.175-187.
- Barnes S.U.**, 1976. Geology and Oil Prospects of Somalia, East Africa. *A.A.P.G. Bull.*, v.60, n°3, pp.389-413.
- Beauchamp J.**, 1977. La serie sedimentaire en Ethiopie centrale et orientale. *Tesi di dottorato Université Claude Bernard Lyon.*
- Beck R.H. & Lehner P.**, 1974. Oceans, new frontier in exploration. *A.A.P.G. Bull.*, v.58, n°3, pp.376-395.
- Begashaw W.**, 1987. Late Triassic-Early Jurassic volcanism along the southern Afar-plateau margin. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 6, n°3, pp.327-333.
- Beltrand L. & Joleaud L.**, 1923. Sur les terrains permians et triassiques dans l'ouest de Madagascar. *C.R. Acc. Sci. Paris*, v. 177 pp. 1-311.
- Bergh H.W., & Norton I.O.**, 1976. Prince Edward Frcture Zone and the evolution of the Mozambique Basin. *J. Geophys. Res.*, v. 81, pp. 5221-5239.
- Besairie H. & Collignon M.**, 1956. Lexique stratigraphique de Madagascar. *Trav. Bur. Geol.*, n°73, p.82, Tananarive.
- Besairie H. (con M.Collignon)**, 1971. Géologie de Madagascar: I. Les terrains sédimentaires. *Ann. Géol. Madagascar*, v.35, pp 1-463.
- Besairie H.**, 1952. Les formations du Karroo a Madagascar. In: *XIX° Congrès Géologique International; Symposium sur les Sèries de Gondwana*, pp. 181-186, Algeri.
- Besairie H.**, 1960. Monographie géologique de Madagascar. *Publ. Serv. Géol. Madag.*, pp.166.
- Besairie H.**, 1971. Madagascar, in *Tectonics of Africa: Paris, UNESCO*, pp. 549-558.
- Besse J. & Courtillot V.**, 1988. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the early Jurassic. *J. Geophys. Res.*, v. 93, n°810, pp. 11791-11808.
- Birkenmajer K.**, 1994. Evolution of the Pacific Margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview. *Geol. Rundsch.*, n°83, pp. 309-321.
- Bishopp D.W. & Van Eeden O.R.**, 1971. Explanatory text for the tectonic map of Africa: areas co-ordinated by the southern group. *UNESCO, Tectonics of Africa (Earth Sciences, 6)*, pp. 561- 585.
- Blaison J.**, 1964. Bilan des récentes découvertes paléontologiques dans le Jurassique de Kandrehô. *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 37-41.

- Blant G.**, 1973. Structure et paleogeographie du littoral meridional et oriental de l'Afrique. In: *Bassins sediment. littoral Afr. 2. littoral Austral oriental. Symp.; Montreal 1972; Assoc. Serv. Geol. Afr.*, pp. 193-231. Paris.
- Blendiger W., Furnish W.M. & Glenister B.F.**, 1992. Permian cephalopod limestones, Oman Mountains: evidence for Permian seaway along the northern margin of Gondwana. *Palaeo.*, *Palaeo.*, *Palaeo.*, v.93, pp. 13-20, Amsterdam.
- Boast J. & Narin A.E.M.**, 1982. An outline of the geology of Madagascar. In: *The Ocean bassins and margins*, v.6, pp.649-696.
- Boccaletti M. & Flores G.**, 1990. The paleoposition of Madagascar: Theories and paleogeographical implications. *Acc. Naz. dei Lincei, Atti dei Convegni Lincei n° 85, International Symposium on: Biogeographical aspects of insularity (Roma, 18-22 maggio 1987)*, pp. 801-809.
- Boccaletti M., Dainelli P., Angelucci A., Arush M.A., Cabdulqaadir M.M., Nafissi P., Piccoli G., Robba E.**, 1988. Folding of the mesozoic cover in SW Somalia: A compressional episode related to the early stages of Indian Ocean evolution. *J. Petrol. Geol.*, v. 11, n°2, pp. 157-168.
- Boccaletti M., Getaneh A. & Bonavia F.F.**, 1991. The Marda fault: A remnant of an incipient aborted rift in the Paleo-African Arabian plate. *J. Petrol. Geol.*, v. 14, n°1, pp.79-92.
- Borges A.**, 1952. Le système du Karroo au Moçambique (Afrique orientale portugaise). In: *XIX° Congrès Géologique International; Symposium sur les Sères de Gondwana*, pp. 232-250, Algeri.
- Bosellini A.**, 1986. East Africa continental margins. *Geology*, v. 14, pp. 76-78.
- Bosellini A.**, 1989. The continental margins of Somalia: their structural evolution and sequence stratigraphy. *Mem. Sci. Geol.*, v. 41, pp. 373-458, Padova.
- Bott M.H.P.**, 1993. Modelling the plate-driving mechanism. *J. Geol. Soc., London*, v. 150, pp. 941-951.
- Bown P.R., Cooper M.K.E. & Lord A.R.**, 1988. A calcareous nannofossil biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsl. Stratig.*, v.20, n°2, pp.91-114.
- Bozhko N.A.**, 1986. The evolution of the mobile zones of Gondwana and Laurasia in the Late Precambrian. *Tectonophysics*, v. 126, pp.125-135.
- Brown C., Girdler R.W.**, 1980. Interpretation of African gravity and its implication for the breakup of the continents. *J. Geophys. Res.*, v. 85, pp. 6443-6455.
- Bunce E.T. & Molnar P.**, 1977. Seismic reflection profiling and basement topography in the Somali Basin: possible fracture zones between Madagascar and Africa. *J. Geophys. Res.*, 82: 5305- 5311.
- Burrollet P.F.**, 1984. Intracratonic and pericratonic basins in Africa. *Sedim. Geol.*, v. 40, pp. 1-11, Amsterdam.
- Buscaglione L. & Fazzuoli M.**, 1987. Jurassic carbonate microfacies of Somalia. *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze*, 107 pp..
- Buscaglione L., Fazzuoli M., Chiocchini M. & Pavia G.**, 1993. Contributions to the stratigraphy of the Early to Middle Jurassic formations of the eastern side of the Luuq-Mandera basin, Bay and Gedo region, Southwestern Somalia. In: *Geology and mineral resources of Somalia and surrounding regions. Istituto Agronomico per l'Oltremare, Firenze. Relazione e Monografia n° 113a*, pp.153-168.
- Cannon R.T., Simiyu Siambi W.M.N., & Karanja F.M.**, 1981. The proto Indian-ocean and a probable Paleozoic/Mesozoic triradial rift system in East Africa. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 52, pp. 419-426.
- Canuti P., Fazzuoli M., Ficarelli G. & Venturi F.**, 1983. Occurrence of liassic faunas at Waaney (Uanei) province of Bay, south-western Somalia. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 89, n°1, pp.31-46.
- Chaloner W.G. & Lacey W.S.**, 1973. The distribution of Late Palaeozoic floras. In: *Organisms and Continents Through Time, Special Papers in Palaeontology*, n°12, pp.241-289.
- Chorowicz J.**, 1990. Dynamics of the different basin-types in the East African Rift. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 10, n°1/2, pp. 271-282.
- Choubert G. & Faure-Muret A.**, 1971. Les grands traits du continent africain. *UNESCO, Tectonics of Africa (Earth Sciences, 6)*, pp. 589-602.
- Clift W.O.**, 1956. Sedimentary history of the Ogaden District, Ethiopia. *Symposium sobre yacimientos de petroleo y gas, XX Congreso Geologico Internacional, 1956*.
- Cochran J.R.**, 1988. Somali Basin, Chain Ridge, and origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low. *J. Geophys. Res.*, v.93, n°B10, pp.11,985-12,008.
- Coffin M.F. & Rabinowitz P. D.**, 1987. Reconstruction of Madagascar and Africa: evidence from Davie Fracture Zone and Western Somali Basin. *J. Geophys. Res.*, 92, B9, pp. 9385- 9406, Washington.
- Coffin M.F. & Rabinowitz P. D.**, 1988. Evolution of the conjugate East African-Madagascar margins and the Western Somali Basin. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 226*, 64 pp., Boulder.
- Coffin M.F., & Rabinowitz P.D.**, 1983. East African continental margin transect. In: *Bally, A.W., ed., Seismic expression of structural styles: A..A.P.G. Studies in Geology*, v. 15, pp.2.3.3-22-2.3.3-30.
- Collignon M. & Razafinelo E.**, 1964. La limite Jurassique- Crétacé a l'Est de Tsaramandroso feuille Tsaramandroso-Madagascar. *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 49-51.

- Collignon M.**, 1964. La série Dogger-Malm dans la région Est d'Ankirihiitra (NW Madagascar) et ses faunes successives. *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 43-48.
- Coster P.W., Lawrence S.R. & Fortes G.**, 1989. Mozambique: A new geological framework for hydrocarbons exploration. *J. Petrol. Geol.*, v.12, n°2, pp.205-230.
- Cox L.R.**, 1936. Karroo lamellibranchia from Tanganyika territory and Madagascar. *Q. J. Geol. London*, v.92, pp. 32-57.
- Crowley T.J.**, 1994. Pangean climates. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.25-40, Boulder.
- Dainelli L.**, 1943. Geologia dell'Africa orientale. *R. Acc. d'Italia, Centro Studi per l'Africa orientale italiana (4 volumi)*, Roma.
- Daly M.C., Chorowicz J. & Fairhead J.D.**, 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. *Da: Cooper M.A. & Williams G.D., Inversion Tectonics Geological Society Special Publications*, n°44, pp.309-334.
- Darracott B.W.**, 1974. On the crustal structure and evolution of southeastern Africa and the adjacent Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 24, pp. 282-290.
- De Vendegies A.**, 1965. Etude du Karroo dans la region d'Antsohihy. *C.R. Semaine Géologique, 1965, Tananarive*.
- Doglionni C.**, 1993. Geological evidence for a global tectonic polarity. *J. Geol. Soc., London*, v. 150, pp. 991-1002.
- Donnot M. & Fournie L.**, 1964. Contribution a l'étude de l'Isalo-Lias-Dogger dans les régions du Bekodoka et de Kandrehô bassin de Majunga-Madagascar. *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 31-35.
- Dorre A.S. & Rapolla A.**, 1993. Regional gravity study of Somalia. *In: Geology and mineral resources of Somalia and surrounding regions. Istituto Agronomico per l'Oltremare, Firenze. Relazione e Monografia n° 113a*, pp.397-416.
- Dow D.B., Beyth M. & Tsegaye Hailu**, 1971. Palaeozoic glacial rocks recently discovered in northern Ethiopia. *Geol. Mag.*, v. 108, n° 1, pp. 53-60.
- Dualeh A.H.A. & Narin A.E.M.**, 1993. The continuing story of the fragmentation of Gondwana: a contribution from Somalia. *In: Geology and mineral resources of Somalia and surrounding regions. Istituto Agronomico per l'Oltremare, Firenze. Relazione e Monografia n° 113a*, pp.345-356.
- Dualeh A.H.A., Reuther C.D. & Scheck P.**, 1990. Basement structure and sedimentary cover of Somalia. *Berl. Geowiss. Abh.*, v. A, 120.2, pp. 505-518, Berlin.
- Embleton B.J.J. & McElhinny M.W.**, 1975. The paleoposition of Madagascar. Palaeomagnetic evidence from the Isalo Group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 329-341.
- Embleton B.J.J. & Valencio D.A.**, 1977. Palaeomagnetism and the reconstruction of Gondwanaland. *Tectonophysics*, v. 40, pp. 1- 12.
- Embleton B.J.J., & McElhinny M.W.**, 1982. Marine magnetic anomalies, palaeomagnetism and the drift history of Gondwanaland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 58, pp. 141-150.
- Embleton B.J.J., Veevers J.J., Johnson B.D., Powell C.MC.A.**, 1980. Palaeomagnetic comparison of a new fit of east and west Gondwanaland with the Smith and Hallam fit. *Tectonophysics*, v. 61, pp. 381-390. *NDL.*
- Emerick C., & Duncan R.**, 1982. Age progressive volcanism in the Comores Arcipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 60, pp. 415- 428.
- Fairhead J.D.**, 1976. The structure of the lithosphere beneath the Eastern Rift, East Africa, deduced from gravity studies. *Tectonophysics*, v. 30, pp. 269-298.
- Fawcett P.J., Barron E.J., Robison V.D., & Katz B.J.**, 1994. The climate evolution of India and Australia from the Late Permian to Mid-Jurassic: A comparison of climate model results with the geologic record. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.139-158, Boulder.
- Flores G.**, 1970. Suggested origin of the Mozambique Channel. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, v. 73, pp.1-16.
- Flores G.**, 1973. The Cretaceous and Tertiary basins of Mozambique and Zululand. *In: G. Blant (ed.), Bassins Sédimentaires du littoral africain. Ass. Serv. Géol. Africains*, pp. 81-111.
- Flores G.**, 1984. The SE Africa Triple Junction and the drift of Madagascar. *J. Petrol. Geol.*, v. 7, n. 4, pp. 403-418, Beaconsfield, Bucks.
- Flower M., & Strong D.**, 1969. The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores Archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 7, pp. 47-50.
- Flügel E.**, 1994. Pangean shelf carbonates: Controls and paleoclimatic significance of Permian and Triassic reef. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.247-266, Boulder.
- Fournio J.P. & Roussel J.**, 1994. Imaging of the Moho depth in Madagascar through the inversion of gravity data: geodynamic implications. *Terra Nova*, n°6, pp. 512-519.

- Furon R.**, 1956. Lexique stratigraphique international. Africa (Tanganyika). *Ser. Géol. du Tanganyika*, n°8, pp 171.
- Gibs A.D.**, 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. geol. Soc. London*, v. 141, pp.609-620.
- Goslin J., Patriat P.**, 1984. Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of five aseismic ridges in the Indian Ocean. *Tectonophysics*, v. 101, pp. 221-224.
- Goslin J., Recq M., & Schlich R.**, 1981. Structure profonde du plateau de Madagascar: relations avec le plateau de Crozet. *Tectonophysics*, v. 76, pp. 75-97.
- Grimison N.L. & Chen W.-P.**, 1989. Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar region and the southern Nubian-Somalian plate boundary. *J. Geophys. Res.*, v. 89, n°139, pp. 10439-10450.
- Grossman E.L.**, 1994. The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.207-228, Boulder.
- Guaraldi I.**, 1994. Ammoniti del Madagascar nord-occidentale. *Tesi di Laurea, Università degli Studi di Parma (Anno Accademico 1993-94)*.
- Guerin-Villeaubreil G.**, 1964. Remarques a propos du sondage de l'Ihopy (HP. 1) NW de Madagascar. *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 27-29.
- Hallam A.**, 1981. A revised sea-level curve for the early Jurassic. *J. geol. Soc.*, v. 138, pp.735-743.
- Hankel O.**, 1987. Lithostratigraphic subdivision of the Karoo rocks of the Luwegu Basin (Tanzania) and their biostratigraphic classification based on microfloras, macrofloras, fossil woods and vertebrates. *Geol. Rundsch.*, v.76, n°2, pp. 539-565.
- Hankel O.**, 1990. Lower triassic spores and pollen from a borehole in the Lower Mariakani Formation (Karoo) of Kenya. *Berl. Geowiss. Abh. (A)*, v.120, n°2, pp.639-678.
- Hankel O.**, 1994. Early Permian to Middle Jurassic rifting and sedimentation in East Africa and Madagascar. *Geol. Rundsch*, n°83, pp. 703-710.
- Haq B.U., Hardenbol J., & Vail P.R.**, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, v. 235, pp. 1156-1167.
- Hart G.F.**, 1963b. Microflora from the Ketewaka-Mchuchuma coal field, Tanganyika. *Bull. Geol. Surv. Tanganyika*, n° 36.
- Heirtzler J.R. & Burroughs, R.H.**, 1971. Madagascar's palaeoposition: New Data from the Mozambique Channel. *Science*, 174: 488-490.
- Hilal A.F., Pavan G., Robba E.**, 1977. Geologia stratigrafica della Somalia. *Quad. Geol. Somalia*, v. 5°, pp. 19- 50, Mogadiscio.
- Hottin G.**, 1972. Geological map of Madagascar, scale 1:200000. *Bur. Rech. Géol. Min. Paris*.
- Hottin G.**, 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bull. Bur. Rech. géol. Min. Paris*, 2° Série, v. 4, n° 2, pp. 117-153.
- Iliffe J., Lerche I.**, 1987. Basin Analysis of South Mozambique Graben. *A.A.P.G. Bull.*, v. 71/5, pp. 570.
- Jacob K.**, 1952. A brief summary of the stratigraphy and palaeontology of the Gondwana system, with notes on the structure of the Gondwana basins and the probable direction of movement of the late carboniferous ice sheets. In: *XIX° Congrès Géologique International; Symposium sur les Sères de Gondwana*, pp. 153-174, Algeri.
- Kamen-Kaye M. & Barnes S.U.**, 1979. Exploration geology of northeastern Africa-Seychelles Basin. *J. Petrol. Geol.*, v. 2, n°3, pp. 23-45.
- Kamen-Kaye M. & Meyerhoff A.A.**, 1980. Petroleum Geology of the Mascarene Ridge, western Indian Ocean. *J. Petrol. Geol.*, v.3, n°2, pp. 123-138.
- Kamen-Kaye M.**, 1972. Permian Tethys and Indian Ocean. *A.A.P.G. Bull.*, v. 56, n° 10. pp. 1984-1999.
- Kamen-Kaye M.**, 1978. Permian to Tertiary faunas and paleogeography: Somalia, Kenia, Tanzania, Mozambique, Madagascar, South Africa. *J. Petrol. Geol.*, v.1, n°1, pp. 79-101.
- Kamen-Kaye M.**, 1982. Mozambique-Madagascar geosyncline, I: deposition and architecture. *J. Petrol. Geol.*, v.5, n°1, pp3-30.
- Kamen-Kaye M.**, 1983. Mozambique-Madagascar geosyncline, II: petroleum geology. *J. Petrol. Geol.*, v.5, n°3, pp.287-308.
- Kapilima S.**, 1984. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im Jura und der Kreide des tansanischen Küstenstreifens im Hinterland von Dar-Es-Salaam und Bagamoyo. *Berl. Geowiss. Abh.*, v. A, 57, 77 S, pp. 1-103, Berlin.
- Karche J.P.**, 1972. Contribution a l'etude géologique de la Montagne d'Ambré et des régions voisines du nord de Madagascar. *Tesi di dottorato, Facoltà di Scienze dell'Università di Besançon*, n° 60.
- Katz M.B.**, 1974. Paired metamorphic belts in Precambrian granulite rocks in Gondwanaland. *Geology*, v.2, pp. 237-241.
- Katz M.B.**, 1987. East African rift and northeast lineaments: continental spreading-transform system? *J. Afr. Earth Sci.*, v. 6, n° 1, pp. 103-107.

- Kent P.E.**, 1972. Mesozoic history of the east coast of Africa. *Nature*, v. 238, pp. 147-148. G.B.
- King L.C.**, 1958. Basic palaeo-geography of Gondwanaland during the Late Palaeozoic and Mesozoic eras. *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 114, pp. 47-70.
- Kogbe C.A. & Burrollet P.F.**, 1990. A review of continental sediments in Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, v.10, n°1/2, pp.1-25.
- Kreuser T. & Semkiwa P.M.**, 1987. Geometry and depositional history of a Karoo (Permian) Coal basin (Mchuchuma/Ketewaka) in SW-Tanzania. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v.2, pp.69-98.
- Kreuser T.**, 1984. Source rock analysis in two Karoo basins of coastal Tanzania. *J. Petrol. Geol.*, v. 7, n°1, pp.47-54.
- Kreuser T., Wopfner H., Kaaya C.Z., Markwort S., Semkiwa P.M. & Aslanidis P.**, 1990. Depositional evolution of Permo-Triassic Karoo basins in Tanzania with reference to their economic potential. *J. Afr. Earth Sci.*, v.10, n°1/2, pp. 151- 167.
- Lächelt S.**, 1988. Beitrag zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Archaikums und Proterozoicums. *Z. geol. Wiss.*, v. 16, pp. 627-634.
- Le Pichon X., Heirtzler J.R.**, 1968. Magnetic Anomalies in the Indian Ocean and Sea-Floor Spreading. *J. Geophys. Res.*, v. 73, n° 6 pp. 2101-2117.
- Leg 115 shipboard scientific party**, 1987. New studies of the Indian Ocean. *Nature*, v. 329, n° 15, pp. 586-587.
- Leg 116 shipboard scientific party**, 1987. Collisions in the Indian Ocean. *Nature*, v. 330, pp. 519-521.
- Lenoir J.L., Küster D., Liégeois J.P., Utke, Haider A., Matheis G.**, 1994. Origin and regional significance of late Precambrian and early Palaeozoic granitoids in the Pan-African belt of Somalia. *Geol. Rundsch.* v. 83, pp. 624-641.
- Letullier A.**, 1958. Itinerarie Geologique Betsioky-Sakoa. (*Voilage M. Levorsen - 25 Mai 1958*)
- Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.**, 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, v. 14, pp. 246-250.
- Luger P., Gröchke M., Bussmann M., Dina A., Mette W., Uhmman A., Kallenbach H.**, 1994. Comparison of the Jurassic and Cretaceous sedimentary cycles of Somalia and Madagascar: implications for the Gondwana breakup. *Geol. Rundsch.* n° 83, pp. 711-727.
- Manspeizer W.**, 1994. The breakup of Pangea and its impact on climate: Consequences of Variscan-Alleghanide orogenic collapse. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.169-186, Boulder.
- Martin A.K, Hartnady C.J.H.**, 1986. Plate tectonic development of the South West Indian Ocean: A revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *J. Geophys. Res.*, v.91, n°B5, pp.4767-4786.
- Mbede E.I.**, 1986. A review of the hydrocarbon potential of Kenya. *J. Afr. Earth Sci.*, v.8, n°3, pp.313-322.
- Mbede E.I.**, 1991. The sedimentary basins of Tanzania - reviewed. *J. Afr. Earth Sci.*, v.13, n°3/4, pp.291-297.
- McElhinney M.V., & Embleton B.J.J.**, 1976. The paleoposition of Madagascar: Remanence and magnetic properties of late Paleozoic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 31, pp. 101-112.
- McElhinney M.W., Embleton B.J.J., Daly L. & Pozzi J.P.**, 1976. Palaeomagnetic evidence for the location of Madagascar in Gondwanaland. *Geology*, 4: 455-457.
- McGowran B.**, 1978. Stratigraphic record of Early Tertiary ocean and continental events in the Indian Ocean region. *Marine Geology*, v. 26, pp. 1-39, Amsterdam.
- Merla G., Abbate E., Azzaroli A., Bruni P., Canuti P., Fazzuoli M., Sagri M. & Tacconi P.**, 1979. A geological map of Ethiopia and Somalia (1973) and Comment with a map of Major Landforms. *C.N.R.*, 95 p., Firenze.
- Mette W.**, 1993. Stratigraphie und fazies des Jura von Nordsomalia. *Berl. Geowiss. Abh.*, v. A, 149, pp. 1-125, Berlin.
- Miyata T. & Saka Y.**, 1979. Deformed cross-lamination in the Karoo System, near Mombasa, Kenya. *4th Prelim. Rept. Afr. Studies, Nagoya Univ.*, pp. 63-71.
- Mohr P.A.**, 1962. The Geology of Ethiopia. *Addis Ababa Univ. Press*, 268 pp.
- Mohr P.A.**, 1973. Structural geology of the African rift system: summary of new data from ERTS-1 imagery. *Center for Astrophysics, Preprint Series n°41*, pp. 1-25.
- Moore T.L. & Worsley T.R.**, 1994. Orogenic enhancement of weathering and continental ice-sheet initiation. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.75-90, Boulder.
- Mougenot D., Recq M., Virlogeux P. & Lepvrier C.**, 1986. Seaward extension of the East African Rift. *Nature*, v. 321, n° 5, pp. 599-603.
- Nichols G.J., Daly M.C.**, 1989. Sedimentation in an intracratonic extensional basin: the Karoo of the central Morondava basin, Madagascar. *Geol. Mag.*, v. 126, pp. 339-354.
- Norton I.O. & Sclater J.G.**, 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, v. 84, pp. 6803-6830.

- Paech H.J.**, 1988. Outline of the geologic history of South- East Africa and Madagascar. *Z. geol. Wiss.*, v. 16, pp. 617-626.
- Pallister J.W.**, 1971. The tectonics of East Africa. *UNESCO, Tectonics of Africa (Earth Sciences, 6)*, pp. 511-542.
- Pareek H.S.** 1980. Stratigraphy of north-western India and its correlation with that of Indus Basins, Pakistan, Madagascar, and South Africa. *In: XXVI^o Congrès Géologique International (Parigi 7-17 luglio 1980) v.1^o*.
- Pavoni N.**, 1993. Pattern of mantle convection and Pangaea break-up, as revealed by the evolution of the African plate. *J. Geol. Soc., London*, v. 150, pp. 953-964.
- Perrier de la Bathie H.**, 1910. Note sur la vallée permotriasique et le contact des terrains métamorphiques et des terrains sédimentaires dans l'ouest de Madagascar. *Bull. Econ. Mad., A. Paris*. pp 771.
- Peterson J.A.**, 1986. Geology and petroleum resources of central and east-central Africa. *Modern Geology*, v.10, pp. 329- 364.
- Petters S.W.**, 1990. Regional Geology of Africa. *Lecture Notes in Earth Sciences*, v. 40, pp. 1-722.
- Piccoli G., Boccaletti M., Angelucci A., Robba E., Mohamud A. Arush & Mohamed M. Cabdulqaadir**, 1986. Geological history of central and southern Somalia since the Triassic. *Mem. Soc. Geol. It.* v. 31, pp. 415-425.
- Plummer Ph.S.**, 1994. Mesozoic source rocks and hydrocarbon potential of the Seycelles offshore. *J. Petrol. Geol.*, v. 17 (2), pp. 157-176.
- Powell C.McA., Johnson B.D. & Veevers J.J.**, 1980. A revised fit of east and west Gondwanaland. *Tectonophysics*, n°63, pp. 13-29.
- Rabinowitz P.D., Coffin M.F. & Falvey D.**, 1982. Salt diapirs bordering the continental margin of northern Kenya and southern Somalia. *Science* v. 215, pp. 663-665.
- Rabinowitz P.D., Coffin M.F. & Falvey D.**, 1983. The separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220, pp. 67-69, *Washington*.
- Radelli L.**, 1975. Geology and oil of Sakamena Basin, Malagasy Republic (Madagascar). *A.A.P.G. Bull.*, 59: 97-114.
- Rais-Assa R.**, 1988. Stratigraphy and geodynamics of the Mombasa Basin (Kenya) in relation to the genesis of the proto-Indian Ocean. *Geol. Mag.*, v. 125, pp. 141-147.
- Rajaomazava F.**, 1992. Etude de la subsidence du Bassin de Morondava (Madagascar) dans le cadre de l'évolution géodynamique de la marge est-africaine. *Tesi di dottorato, Università di Montpellier, n°31*, p.208, *Francia*.
- Razafinbelo E.**, 1964. Note sur la faille d'Ambondromamy (NW Madagascar). *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 23- 24.
- Reale V., Baldanza A., Monechi S. & Mattioli M.**, 1992. Calcareous nannofossil biostratigraphic events from the early-middle Jurassic sequences of the Umbria-Marche area (central Italy). *Mem. Sci. Geol.*, v.93, pp.41-75.
- Reeves C.V., Karanja F.M. & MacLeod I.N.**, 1986. Geophysical evidence for a failed Jurassic rift and triple junction in Kenya. *Earth Plan. Sci. Lett.*, v. 81, pp. 299-311.
- Rerat J.C.**, 1964. Note sur les variations de faciès des séries jurassiques du nord de Madagascar. *C.R. Semaine géologique, 1964, Tananarive*, pp. 15-22.
- Rosendahl B.R.**, 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 15, pp.445-503.
- Russell D.A., Béland P. & McIntosh J.S.**, 1980. Paleocology of the dinosaurs of Tendaguru (Tanzania). *Mém. Soc. géol. Fr.*, n°139, pp. 169-175.
- Saka Y. & Miyata T.**, 1979. Directional structures and paleocurrent of the Duruma Sandstones (Karoo System) near Mombasa, Kenya. *4th Prelim. Rept. Afr. Studies, Nagoya Univ.*, pp. 41- 61.
- Saka Y., Rikita M. & Miyata T.**, 1979. Grain fabric of the fluvio-lacustrine sandstone (Duruma Sandstones) near Mombasa, Kenya. *4th Prelim. Rept. Afr. Studies, Nagoya Univ.*, pp. 73-82.
- Schlich R.**, 1974. Sea-floor spreading history and deep-sea drilling results in the Madagascar and Mascarene Basins, Western Indian Ocean. *In: E.S.W. Simpson, R. Schlich et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 25. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.*, pp. 663-678.
- Schlich R.**, 1975. Structure et age de l'Océan Indien occidental. *Mém. Hors-Série n°6 de la Soc. Géol. de France*, pp. 5-103.
- Schlueter Th., Picho-Olarker G. & Kreuser Th.**, 1993. A review of some neglected Karoo grabens of Uganda. *J. Afr. Earth Sci.*, v. 17, n°4, pp. 415-428.
- Scrutton R.A.**, 1978. The Davie Fracture Zone and the movement of Madagascar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 84-88, *Amsterdam*.

- Scrutton R.A., Heptonstall W.B. and Peacock J.H.**, 1981. Constraints on the motion of Madagascar with respect to Africa. *Marine Geology*, 43: 1-20, Amsterdam.
- Ségoufin J. & Patriat Ph.**, 1981. Réconstructions de l'océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. France*, 23: 603-607, Paris.
- Shackleton R.M.**, 1986. Pre-Cambrian plate tectonics of northern Gondwana. *Mem. Soc. Geol. It.*, 31, pp. 343-350.
- Smith A.G., Briden J.C. & Drewry G.E.**, 1973. Phanerozoic world maps. In: *Organisms and Continents Through Time, Special Papers in Palaeontology*, n°12, pp.1-42.
- Smith G., Hallam A.**, 1970. The fit of the southern continents. *Nature* v.225, pp. 139-144.
- Sommavilla E.**, 1977. Geologia strutturale della Somalia. *Quad. Geol. Somalia*, v. 1, pp. 60-93, Mogadiscio.
- Spence J.**, 1956. Geology of the western part of the Matumbi hills. *Confid. rep. to BP-Shell Petr. Dev. Comp. Tanganyika L.c.d.*
- Stockley G.M.**, 1947b. The geology and mineral resources of Tanganyika territory. *Bull. Imp. Inst. London*, n° 45, pp. 375-406.
- Tarling D.H. & Kent P.E.**, 1976. The Madagascar controversy still lives. *Nature*, 261: 304-305.
- Teitz H.H.**, 1991. The Ogaden basin, Ethiopia: An underexplored sedimentary basin. *J. Petrol. Geol.*, v. 14, Supplement 1.
- Temperley B.N.**, 1952. A review of the Gondwana rocks of Kenya colony. In: *XIX° Congrès Géologique International; Symposium sur les Séries de Gondwana*, pp. 195-208, Algeri.
- Termier H., Termier G.**, 1959. Paléontologie stratigraphique. *Edit. Masson & C.ie, Parigi*.
- Uchupi E., Emery K.O.**, 1991. Pangean divergent margins: historical perspective. *Marine Geology*, v. 102, pp. 1-28, Amsterdam.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N., & Hatlelid W.G.**, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, in Payton, C.E., ed., *Seismic stratigraphy; Applications to hydrocarbon exploration. A.A.P.G. Mem.*, v. 26, pp. 49-212.
- Veevers J.J.**, 1994. Pangea: Evolution of a supercontinent and its consequences for Earth's paleoclimate and sedimentary environments. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.13-24, Boulder.
- Veevers J.J., Conaghan P.J., & Shaw S.E.**, 1994. Turning point in Pangean environmental history at the Permian/Triassic (P/Tr) boundary. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.187-196, Boulder.
- Walters R. & Linton R.E.**, 1973. The sedimentary basin of coastal Kenya. In: *Bassins sediment. littoral Afr. 2. littoral Austral oriental. Symp.; Montreal 1972; Assoc. Serv. Geol. Afr.*, pp. 133-158. Paris.
- Wernicke B. & Burchfiel B.C.**, 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, v. 4, n°2, pp. 105-115.
- Wescot W.A.**, 1988. A late Permian fan-delta system in the southern Morondava Basin, Madagascar. *Fan-deltas: Sedimentology and Tectonic Settings; Eds. W. Nemeč and R.J. Steel*, pp. 226-238.
- Wescot W.A., Krebs W.N., Engelhardt D.W. & Cunningham S.M.**, 1991. New biostratigraphic age dates from the Lake Rukwa Rift Basin in Western Tanzania. *The A.A.P.G. Bull.*, v. 75, n°7, pp. 1255-1263.
- Wessel P. & Smith H.F.**, 1991. Free software helps map and display. *Eos Trans. Agu.* n°72, pp. 445-446.
- Windley B.F., Razafiniparany A., Razakamanana T., Ackermant D.**, 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Geol. Rundsch.* v. 83, pp. 642-659.
- Winn R.D., Steinmetz J.C. & Kerekgyarto W.L.**, 1993. Stratigraphy and rifting history of the Mesozoic-Cenozoic Anza Rift, Kenya. *A.A.P.G. Bull.*, v. 77, n° 11, pp. 1989-2005.
- Wopfner H. & Kaaya C.Z.**, 1991. Stratigraphy and morphotectonics of Karoo deposits of the northern Selous Basin, Tanzania. *Geol. Mag.*, v.128, n°4, pp. 319-334.
- Wopfner H. & Kreuser T.**, 1986. Evidence for late Paleozoic glaciation in southern Tanzania. *Palaeo., Palaeo.*, v.56, pp. 259-270, Amsterdam.
- Wopfner H. und Diekmann B.**, 1991. Neue Ergebnisse aus der spätpaläozoischen Abfolge in der Karoo Tansanias. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, v.11, pp. 2689-2701.
- Wopfner H.**, 1990. Rifting in Tanzanian Karoo basins and its economic implications. In: *Etudes récentes sur la Géologie de l'Afrique, 15° Colloque de Géologie Africaine 10-13 Septembre 1990*.
- Wopfner H.**, 1994. The malagasy rift, a chasm in the tethyan margin of Gondwana. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, v.9, n°4, pp. 451-461.
- Wopfner H., Markwort S. & Semkiwa P.**, 1991. Early diagenetic laumontite in the lower Triassic Manda beds of the Ruhuhu basin, southern Tanzania. *J. Sedim. Petrology*, v.61, n°1, pp.65-72.
- Worku T., Astin T.R.**, 1992. The Karoo sediments (Late Palaeozoic to Early Jurassic) of the Ogaden Basin, Ethiopia. *Sedim. Geol.*, v. 76, pp. 7-21.
- Worsley T.R., Moore T.L., Fraticelli C.M., & Scotese C.R.**, 1994. Phanerozoic CO2 levels and global temperatures inferred from changing paleogeography. *Geol. Soc. America, Spec. Paper 288*, pp.57-74, Boulder.

- Wright J., & McCurry P.**, 1970. The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores Archipelago - A comment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 8, pp. 267-268.
- Yamagiwa N.**, 1979. Some interesting corals from the Middle Jurassic Kambe Limestone in Mombasa-Kwale area, Kenya. *4th Prelim. Rept. Afr. Studies, Nagoya Univ.*, pp. 83-85.
- Yemane K. & Kelts K.**, 1990. A short review of palaeoenvironments for Lower Beaufort (Upper Permian) Karoo sequences from southern to central Africa: A major Gondwana lacustrine episode. *J. Afr. Earth Sci.*, v.10, n°1/2, pp. 169-185.
- Yossi M.**, 1988. The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante Plateaus in the Western equatorial Indian Ocean. *Marine Geology*, v.79, pp.261-274.
- Ziegler P.A.**, 1993. Plate-moving mechanism: their relative importance. *J. Geol. Soc.*, v. 150, pp.927- 940.

RINGRAZIAMENTI

Si desidera ringraziare per i permessi accordati il Direttore Generale del "Ministère de l'Energie et des Mines du Madagascar" dott. S.P. Randriamanana, il Direttore della Geologia del "Ministère de l'Energie et des Mines du Madagascar" dott. J.R. Ratsimbazafy; per la gentile e preziosa collaborazione il prof. E. Razafimbelo, il dott. G. Flores la società S.E.C.M.A. nelle persone del dott. G. Milazzo e del dott. V. Lorenzoni.

Un particolare ringraziamento è rivolto al prof. Sagri M. alle dott.esse M.L. Balestrieri e V. Reale, ed ai dott. M. Benvenuti, B. Ciscato, L. Rook e a tutti coloro che hanno contribuito attivamente alla realizzazione di questa tesi.