

GEOLOGIA DELL'AREA TRA GARBAHAARREY E IL FIUME GIUBA (REGIONE DI GEDO, SOMALIA SW)

Paolo Conti *

RIASSUNTO

Vengono descritti i caratteri geomorfologici, stratigrafici, tettonici e idrogeologici di un'area della Somalia meridionale. I dati raccolti confermano le ipotesi già avanzate da vari autori sull'evoluzione geomorfologica e stratigrafica della Somalia SW, la porzione di serie esaminata testimonia infatti il ciclo trasgressivo finale della successione del Bacino di Luuq-Mandera. Sono presenti inoltre depositi residuali, lacustri e fluviali oggi reincisi. Le strutture tettoniche sono state studiate in dettaglio ed interpretate come legate a movimenti transpressivi destri che dovevano interessare la Fascia deformativa di Garbahaarrey per tutta la sua lunghezza. L'assetto tettonico dell'area e la presenza di un paleoalveo (Paleo-Dawa) possono spiegare il movimento delle acque sotterranee.

PREMESSA

Scopo di questo studio è offrire un contributo alle conoscenze geologiche della Somalia sud-occidentale e più precisamente dell'area circostante l'abitato di Garbahaarrey, nella regione di Gedo.

Il lavoro si inserisce in un più ampio programma di cartografia geologica che il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università Nazionale Somala sta portando avanti in tale regione con la collaborazione di docenti e ricercatori di varie università italiane. È stato perciò possibile utilizzare fin dalla fase preliminare tutto il materiale scientifico realizzato fino ad oggi nell'ambito del suddetto progetto cartografico e definire subito un preciso piano di lavoro. Di fondamentale aiuto è stato il supporto organizzativo dell'Università Nazionale Somala, che ha messo a disposizione il materiale da campo e i mezzi fuoristrada necessari per lo svolgimento del lavoro di campagna (Ottobre-Novembre 1988).

L'attività svolta in Somalia si è articolata in tre stadi successivi. In un primo momento si è svolta la ricerca e lo studio del materiale disponibile; in questa fase, oltre alle ricerche bibliografiche, si è iniziato il lavoro di fotointerpretazione su foto aeree e su fotomosaici in scala 1:30.000 e su foto da satellite. Questa fase ha portato alla realizzazione di una carta fotogeologica preliminare.

* Via Zamenhof, 1 - 54036 Marina di Carrara (MS)

Successivamente si è iniziato il lavoro di terreno vero e proprio, durante il quale si sono verificate le informazioni dedotte a tavolino dalle foto aeree e più in generale si sono raccolte informazioni geologiche di dettaglio per l'area oggetto dello studio.

Nel terzo e ultimo stadio si è proceduto alla elaborazione di tutti i dati raccolti durante le fasi precedenti. Questo ha portato alla compilazione di una "Carta Strutturale", alla scala 1:50.000, e di una "Carta Geologica" alla scala 1:100.000 corredata di sezioni geologiche.

Lo studio eseguito dallo scrivente è stato reso possibile dal contributo finanziario dell'ISTITUTO ITALO-AFRICANO di Roma, il materiale di seguito presentato costituisce la relazione finale relativa alla borsa di studio assegnatami.

INTRODUZIONE

L'area studiata si trova nella regione di Gedo (Somalia sud-occidentale), in vicinanza del confine con Etiopia e Kenya (Fig. 1). Essa si estende per circa 800 km², ed è rappresentata nei fogli NA-38-13 "BARWAAQO", NA-38-25 "GARBAHAARREY", NA-38-14 "URKUT" e NA-38-26 "DOODAY" della cartografia ufficiale 1:100.000 della Repubblica Democratica Somala. La zona presa in esame si estende tra l'abitato di Garbahaarrey e il F. Giuba.

Questa area rientra in un bacino sedimentario di età giurassico-cretacea ("Bacino di Luuq-Mandera") che si estende con direzione circa SW-NE parallelamente ai confini Kenya-Somalia e Etiopia-Somalia (Fig. 1).



Fig. 1 - Carta schematica della Somalia meridionale. Nel rettangolo è indicata l'ubicazione della Fig. 2.

Questo ampio bacino è limitato lateralmente da due alti strutturali in cui affiorano metamorfiti di alto grado (migmatiti, gneiss, anfiboliti, granuliti, ecc.): a E il Basamento Cristallino della Regione dei Bur, a W il Basamento Cristallino del Northern Frontier District.

La giacitura regolare della successione sedimentaria nel Bacino di Luuq-Mandera è interrotta da due fasce larghe alcune decine di chilometri e lunghe oltre 100 km caratterizzate da fenomeni plicativi e faglie particolarmente evidenti (Fig. 2 e 3).

Queste due fasce, parallele e simmetriche rispetto all'asse del bacino, furono denominate "Sengif Anticlinal Trend" e "Garbahaarrey Anticlinal Trend" da Beltrandi & Pyre (1973). In questo studio si è esaminata la seconda per una lunghezza di circa 50 km ed ora in avanti convenzionalmente la si chiamerà "Fascia deformativa di Garbahaarrey".

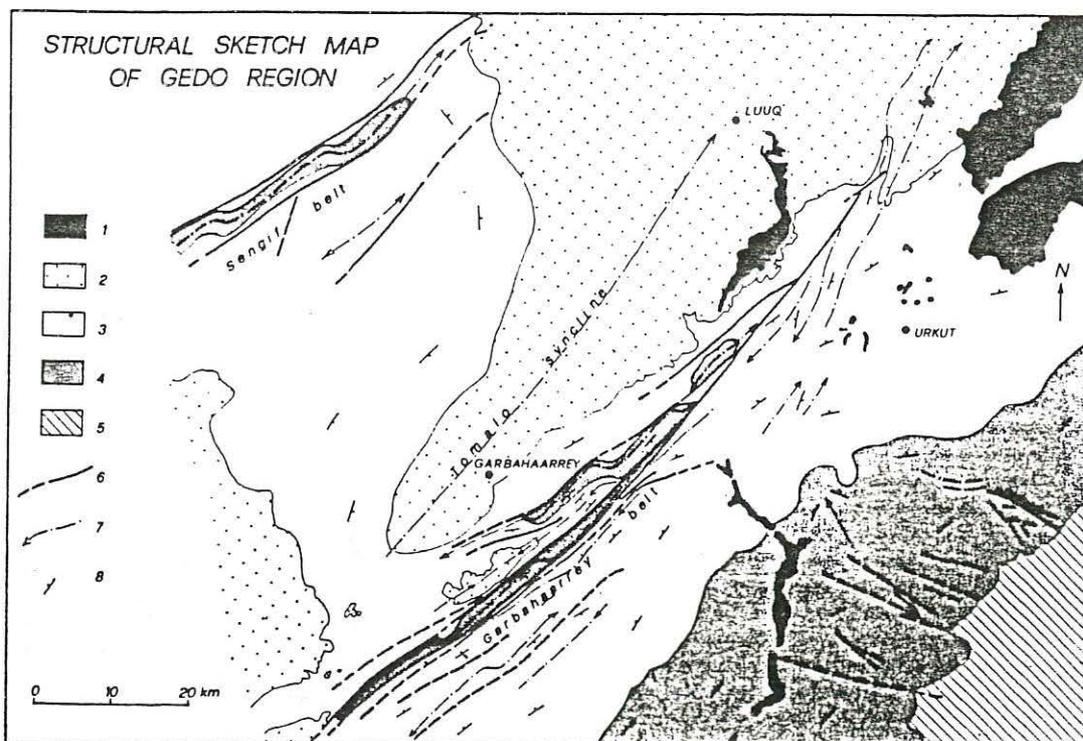


Fig. 2 - Schema strutturale della Regione di Gedo (da A. Kassim et al., 1987a): 1) Basalti terziari; 2) Formazione di Cambar e Membro di Macow della Formazione di Garbahaarrey; 4) Formazione di Wajid; 5) Formazione di Caanoole; 6) Faglie; 7) Assi di pieghe; 8) Giacitura della stratificazione.

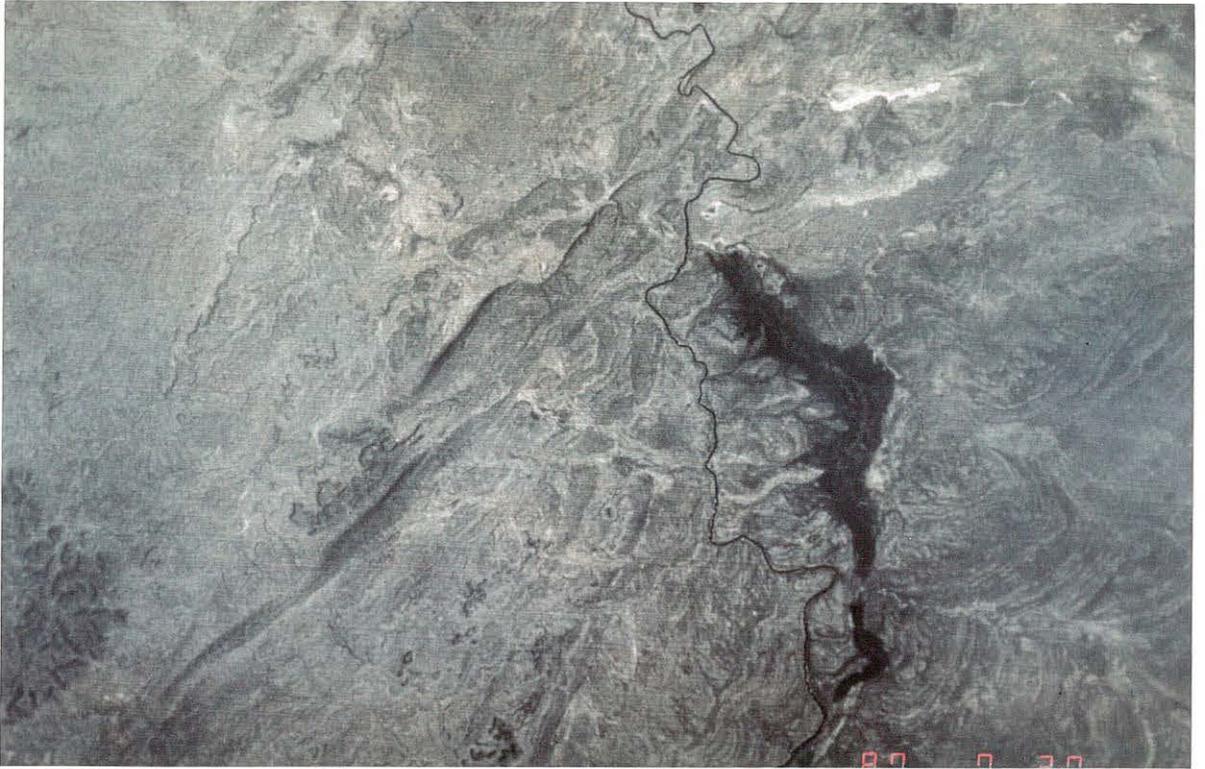


Fig. 3 - Foto da satellite dell'area studiata. Si noti l'andamento SW-NE della "Fascia deformativa di Garbahaarrey", le rocce scure presenti sulla destra corrispondono ad affioramenti di basalto.

RICERCHE GEOLOGICHE PRECEDENTI

Le indagini geologiche nell'Alta Valle del Giuba iniziarono con lo studio dei materiali raccolti dalle spedizioni di Bottego (De Angelis d'Ossat & Millosevich, 1900), cui seguirono nei decenni successivi i lavori di Stefanini (1913, 1931, 1936) e di Dainelli (1943). A loro si devono le prime descrizioni litostratigrafiche e paleontologiche, e il riconoscimento di due diverse serie stratigrafiche: la "Serie di Luuq" e la "Serie di Baardheere".

Negli anni 1930-1950 fu l'AGIP ad eseguire ricerche in gran parte della Somalia. I risultati di questi studi sono riportati nella "Carta Geologica della Somalia e dell'Ogaden" alla scala 1:500.000 edita dall'AGIP Mineraria e dal CNR (Azzaroli & Merla, 1957-59). Nella Valle del Giuba questo studio dell'AGIP riconobbe la reale successione stratigrafica, con la "Serie di Luuq" al di sopra della "Serie di Baardheere"; per l'area di Garbahaarrey le formazioni rimasero però quelle stabilite da Stefanini con limiti tra loro molto approssimativi.

Le ricerche petrolifere eseguite da varie compagnie (Gulf Oil Corp., Burmah Oil Corp., Hammar Petr. Corp.), negli anni '60, utilizzando le nuove tecniche fotogeologiche, aereomagnetiche, gravimetriche e sismiche, portarono al riconoscimento di strutture e a distinzioni formazionali che sono ritenute valide ancora oggi (Barbieri, 1968, 1970; Beltrandi & Pyre, 1973). Con gli scarsi risultati ottenuti dalla perforazione del pozzo "Hol N.1" (Burmah Oil Corp., 1973) gli interessi petroliferi nella regione diminuirono. Da allora ricerche geologiche sono state condotte da ricercatori dell'Università di Firenze e dell'Università Nazionale Somala e hanno portato alla pubblicazione di una "Carta geologica dell'Etiopia e della Somalia" scala 1:2.000.000 (Merla et al., 1973), delle relative note illustrative

(Merla et al., 1979) e di vari lavori a carattere stratigrafico (Hilal et al., 1977; Angelucci et al., 1981, 1983).

I programmi di cartografia geologica che si stanno sviluppando in questi anni nel quadro della collaborazione tra Italia e Somalia hanno permesso di realizzare una carta geologica alla scala 1:200.000 della regione di Gedo (Carmignani et al., 1983) e vari lavori a carattere geomorfologico, tettonico e petrografico (Abdirahim et al., 1987; Ali Kassim et al., 1987a; Ali Kassim et al., 1987b).

GEOMORFOLOGIA

L'area studiata è situata in una regione a clima semiarido, caratterizzata da una morfologia matura, con grandi estensioni piatte o debolmente inclinate e dislivelli minimi.

L'elemento morfologico predominante è l'allineamento di colline con direzione SW-NE parallelo agli assi delle pieghe della "Fascia deformativa di Garbahaarrey". Questi lineamenti sono legati alla presenza di strutture anticlinaliche che portano ad affiorare al loro nucleo la Formazione di Wajid, costituita essenzialmente da calcari, la litologia relativamente più resistente all'erosione.

L'elevazione media dell'area è di circa 200-300 m s.l.m., la quota massima raggiunta è di 482 m (Buuraha Sardheer), nella parte sud-occidentale dell'area. I vari depositi alluvionali si trovano a quote comprese tra i 150 e i 200 metri, il corso del Fiume Giuba (Jubba) è attorno ai 130 m s.l.m. .

Le colline presenti hanno generalmente scarpate abbastanza ripide e la sommità pianeggiante. Le quote più elevate corrispondono ad un antico penepiano che prosegue anche più a S dell'area studiata. L'esistenza di un penepiano reinciso è suffragata anche dalla presenza, sopra questa superficie, di ciottoli e granuli di quarzo molto bene arrotondati e livelli di late-rite.

Il fatto che buona parte della Somalia meridionale presenti una situazione morfologica simile fa pensare che il periodo di peneplanazione sia stato molto lungo. Posteriormente, in seguito ad un sollevamento generale dell'area legato alle fasi iniziali dello sviluppo del Rift Valley (Nyamweru, 1980) iniziò l'evoluzione morfologica della Valle del Giuba.



Fig. 4 - Foto panoramica dell'Alta Valle del Giuba, si noti la sommità peneplanata delle colline.

Nella zona di Garbahaarrey esistono altri elementi che testimoniano questa successiva evoluzione morfologica: la presenza di depositi fluvio-lacustri a NW delle principali strutture plicative e l'esistenza di una gola profondamente incisa tra Buuraha Gaal Weyne e Buuraha Alam Iaadeed. Questa gola, assieme ad altri caratteri morfologici, sembra indicare la presenza di una paleo-valle che dal punto suddetto si spingerebbe fino al corso del F. Dawa nei pressi di Mandera. Tale percorso è infatti segnato da un allineamento di resti di foreste con alberi anche centenari che superano l'attuale periodo di aridità grazie all'acqua di subalveo ancora oggi probabilmente esistente lungo il percorso. Anche la Catena del Sengif è attraversata da questo paleo-alveo che vi incise gole molto profonde.

In Fig. 5 è riportata una ipotesi sull'evoluzione geomorfologica dell'Alta Valle del Giuba, come proposta da Abdirahim et al. (1987). In Fig. 5a e 5b si può vedere come il Paleo-Dawa e il F. Giuba attraversino la Ca-

tena di Garbahaarrey, in Fig. 5c è mostrata la cattura del primo da parte del secondo, che ha oggi un percorso leggermente diverso da quello del passato, segnato da affioramenti di basalti che probabilmente fluirono lungo la paleovalle.

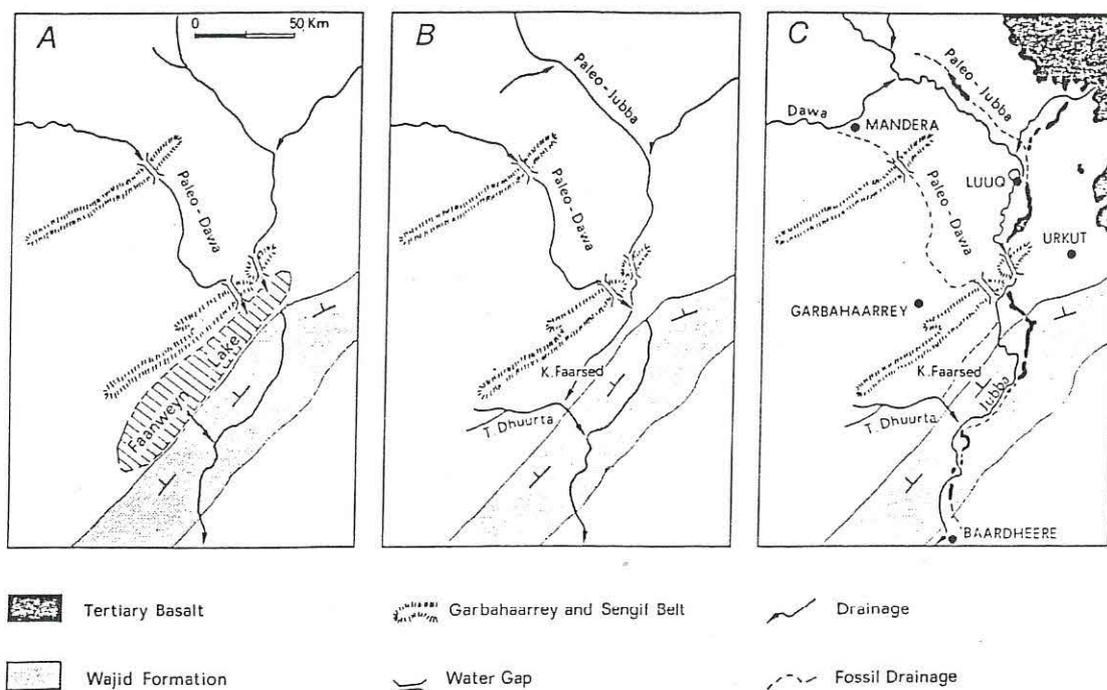


Fig. 5 - Evoluzione morfologica dell'Alta Valle del Giuba (da Abdirahim et al., 1987).

I depositi lacustri riportati nella carta geologica possono testimoniare la presenza di specchi d'acqua che si formavano lungo il corso del Paleo-Dawa in seguito a fenomeni di sovrimposizione e antecedenza che si dovevano avere in corrispondenza di anticlinali di materiale più difficilmente erodibile. Il meccanismo che probabilmente ha funzionato in questo caso non dovrebbe essere molto diverso da quello proposto da Mazzanti & Trevisan (1978) per l'evoluzione della rete idrografica del versante adriatico dell'Appennino Settentrionale.

STRATIGRAFIA

Come stabilito da Barbieri (1968) e illustrato in Fig. 6, la successione giurassico-cretacea del Bacino di Luuq-Mandera è caratterizzata da due cicli trasgressivi-regressivi principali con depositi essenzialmente calcarei nella parte inferiore ed evaporitico-terrigeni in quella superiore.

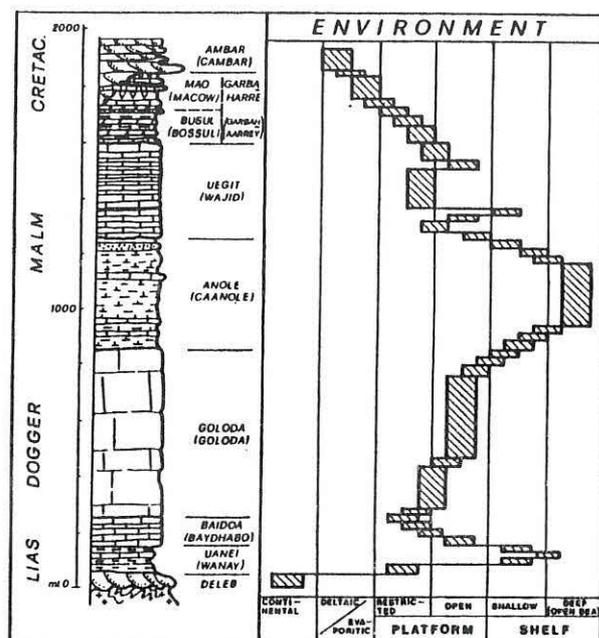


Fig. 6 - Successione stratigrafica ed ambienti deposizionali nel bacino di Luuq-Mandera (da Ali Kassim et al., 1987c)

Lo spessore di questa sequenza, come affiora tra il Basamento Cristallino dei Bur e l'asse del bacino, è stato stimato attorno ai 2500-2900 m (Beltrandi & Pyre, 1973). Con le perforazioni fatte dal pozzo "Hol N.1" (Burmah Oil Corp., 1973) ubicato nella parte centrale del Bacino di Luuq-Mandera (3° 35' 23" N, 42° 02' 58" E) sono stati però attraversati oltre 4400 m di rocce sedimentarie senza incontrare il basamento metamorfico. Il grande spessore di sedimenti triassici attraversati e mai riscontrati in affioramento farebbe pensare ad una subsidenza differenziale, iniziata precocemente nella parte centrale del bacino, mentre la trasgressione sul margine

orientale (Basamento Cristallino dei Bur) si sarebbe avuta solo al Giurassico superiore. Viene così ipotizzata da Beltrandi & Pyre (1973) la presenza di un bacino triassico nella parte centrale del Bacino di Luuq-Mandera (Fig. 14), i cui limiti corrispondono grosso modo alle fasce deformate di Garbahaarrey e del Sengif.

Nell'area presa in esame da questo studio affiorano solo i termini della successione che vanno dal Giurassico superiore al Cretaceo inferiore, dal basso verso l'alto abbiamo:

- Formazione di Wajid (*Oxfordiano superiore/Kimmeridgiano - Portlandiano superiore*);
- Formazione di Garbahaarrey, suddivisa da Barbieri (1968) in: Membro di Bussul (*Portlandiano superiore*) e Membro do Macow (*Cretaceo inferiore*);
- Formazione di Cambar (*Cretaceo inferiore*).

Queste formazioni sono state studiate in passato da vari autori, ai quali si rimanda per una descrizione litologica e biostratigrafica più precisa: Barbieri (1968); Angelucci (1981, 1983); Fazzuoli (1983, 1985); Piccoli et al. (1986).

FORMAZIONE DI WAJID. E' costituita da calcari grigi a granulometria generalmente lutitica, bene stratificati e con bancate di potenza superiore a 1 metro.

A questi calcari sono variamente intercalate calcareniti oolitiche e micriti più o meno fossilifere, più raramente marne e arenarie quarzose; nella parte alta della formazione compaiono caratteristici livelli di calcareniti a grossi Gasteropodi turricolati e grossi Ostreidi (Fig. 7) e talora anche coralli coloniali (Fig. 8). In prossimità del contatto con la F.ne di Garbahaarrey è presente un livello metrico di calcareniti con oncoliti di dimensioni centimetriche (Fig. 9), questo orizzonte è facilmente riconoscibi-



Fig. 7 - Formazione di Wajid. "Lumachella" calcarea a grossi Gasteropodi turricolati e Ostreidi.



Fig. 8 - Formazione di Wajid. Coralli coloniali.

le anche in foto aerea e rappresenta perciò un "marker" importante anche dal punto di vista fotogeologico.

Nell'area in esame la formazione affiora a nucleo delle principali anticlinali, senza però che sia visibile il contatto con la sottostante Formazione di Caanoole. Per questo motivo non è stato possibile misurare lo spessore completo della formazione, in aree adiacenti vari autori le attribuiscono una potenza superiore ai 300 metri.



Fig. 9 - Formazione di Wajid. Livello ad oncoliti.

FORMAZIONE DI GARBAHARREY - Membro di Bussul. Affiora estesamente nell'area studiata, poggiando stratigraficamente sulla F.ne di Wajid e passando superiormente per alternanza al Membro di Macow sempre della F.ne di Garbahaarrey. Il contatto con la formazione sottostante è piuttosto netto infatti si passa rapidamente dai calcari in grosse bancate e con oncoliti della F.ne di Wajid ai litotipi caratteristici del membro di Bus-

sul. Il contatto superiore è stato posto in corrispondenza dei primi livelli evaporitici del Membro di Macow.

Il Membro di Bussul è costituito dall'alternanza di varie litologie, quelle che presentano maggiore potenza sono:

- calcareniti giallastre laminate i cui sottili livelli sono costituiti da granuli di quarzo detritico;
- micriti grigie a molluschi, il cui contenuto fossilifero è molto variabile, ma generalmente talmente abbondante da dare delle vere proprie "lumachelle"; l'orientazione dei gusci dei molluschi parallelamente alla stratificazione conferisce anche a questo litotipo un aspetto laminato;
- arenarie quarzose con laminazione parallela e incrociata (Fig. 10). Nella parte superiore, oltre alle suddette litologie, sono presenti dolomie e calcari dolomitici stratificati.

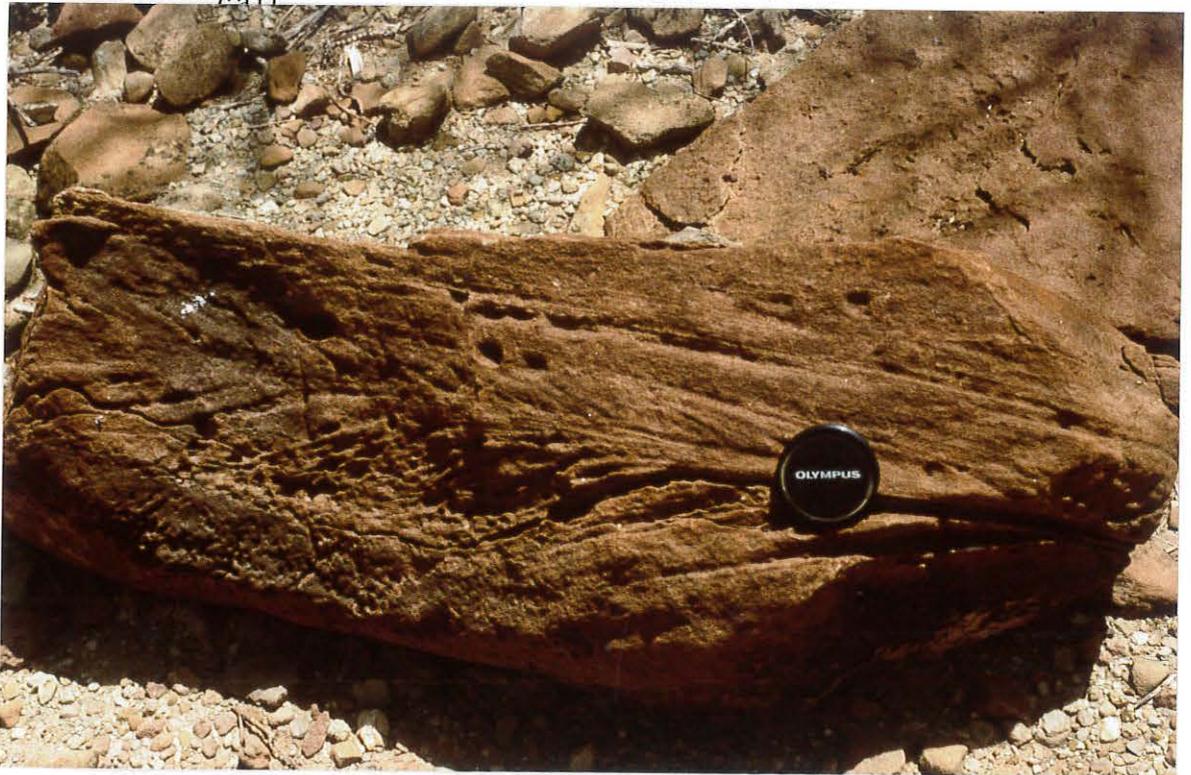


Fig. 10 - Formazione di Garbahaarrey, Membro di Bussul. Stratificazione incrociata.

FORMAZIONE DI GARBAHAARREY - Membro di Macow. E' costituito da un'alternanza regolare di strati metrici di gesso e di anidrite con intercalazioni di sottili livelli argillitici verdi, calcareniti e dolomie (Fig. 11). Le evaporiti costituiscono la quasi totalità della successione, al cui interno si sono osservate sia strutture di deposizione primaria che di risedimentazione (gessoareniti).

Il Membro di Macow affiora limitatamente nell'area studiata, ma andando verso Nord forma affioramenti estesi e continui per oltre 100 km.

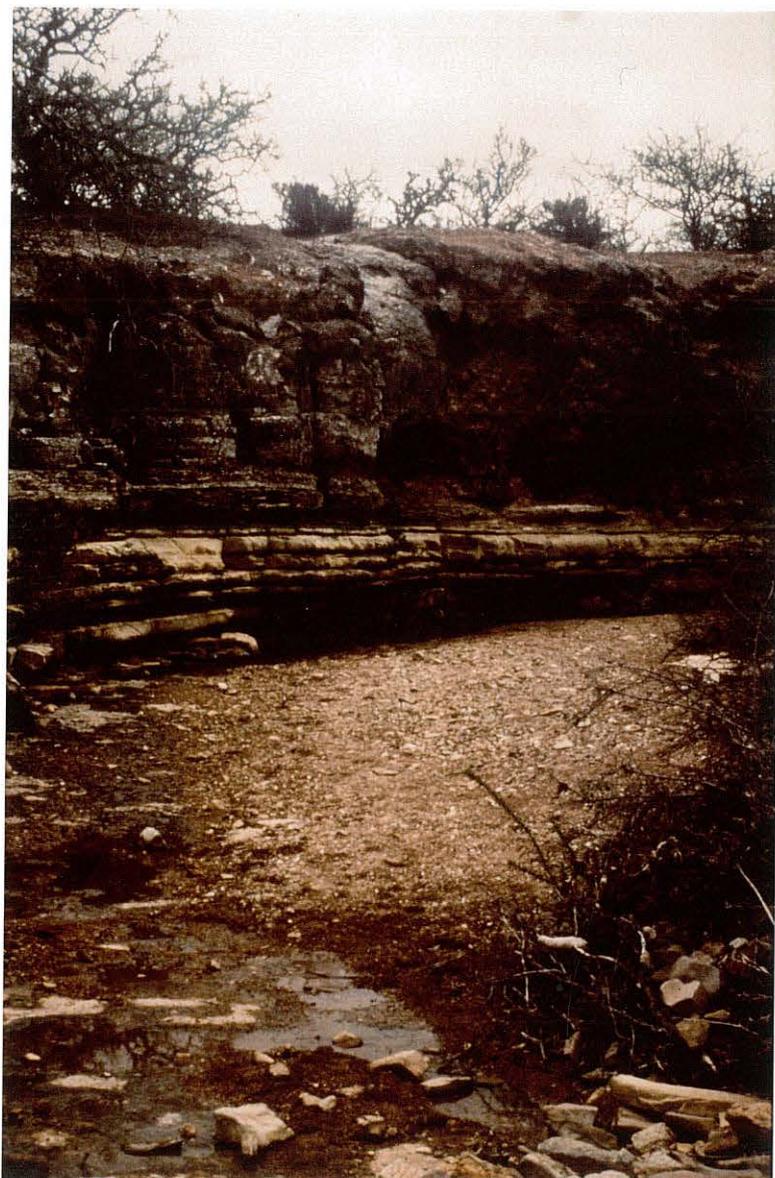


Fig. 11 - Formazione di Garbahaarrey. Membro di Macow. Facies calcareo-evaporitica.

Nell'area esaminata affiora solamente la sua parte basale, in cui lo spessore dei livelli argillitici e carbonatici è nettamente subordinato (< 1 m) rispetto a quello delle evaporiti (> 3 m). Spostandosi ad Est del F. Giuba diminuisce la percentuale della componente evaporitica e diventa più importante quella calcareo-dolomitica. Nella parte superiore della successione prevalgono invece i livelli argillitici.

Nella zona di Garbaharrey si ha il passaggio eteropico tra il Membro di Macow e la Formazione di Cambar. Questo passaggio avviene immediatamente al di fuori dell'area esaminata, ma nella carta geologica si può vedere come il contatto superiore del Membro di Bussul sia a Nord con il Membro di Macow, mentre a SW si passi stratigraficamente alla Formazione di Cambar.

FORMAZIONE DI CAMBAR. Affiora al nucleo della Sinclinale di Bussul e a SW di Garbahaarrey, in corrispondenza del fianco orientale della Sinclinale di Tomalo (Fig. 2). E' costituita da potenti bancate (spesso > 10 m) di arenarie quarzose chiare, molto friabili e con stratificazione incrociata evidente, separate da livelli di spessore inferiore al metro di calcareniti e argilliti (Fig. 12).

Le spesse bancate che caratterizzano questa formazione danno all'affioramento scarpate molto ripide e in foto aerea "key beds" chiari facilmente seguibili.

Come già detto in precedenza, nel Bacino di Luuq-Mandera sono riconoscibili due cicli trasgressivi/regressivi, la porzione di serie esaminata appartiene alla fase regressiva finale, quella che segna il definitivo ritiro del mare da questa regione.

Si passa infatti dai calcari di piattaforma della F.ne di Wajid con coralli, ostreidi, gasteropodi e oncoliti, al Membro di Bussul della F.ne di Garbahaarrey, depositato in un ambiente variabile tra quello transizionale

e quello di mare basso. Questo ambiente di transizione doveva essere caratterizzato da locali episodi trasgressivi/regressivi, testimoniati dalle alternanze di arenarie, calcareniti e micriti.

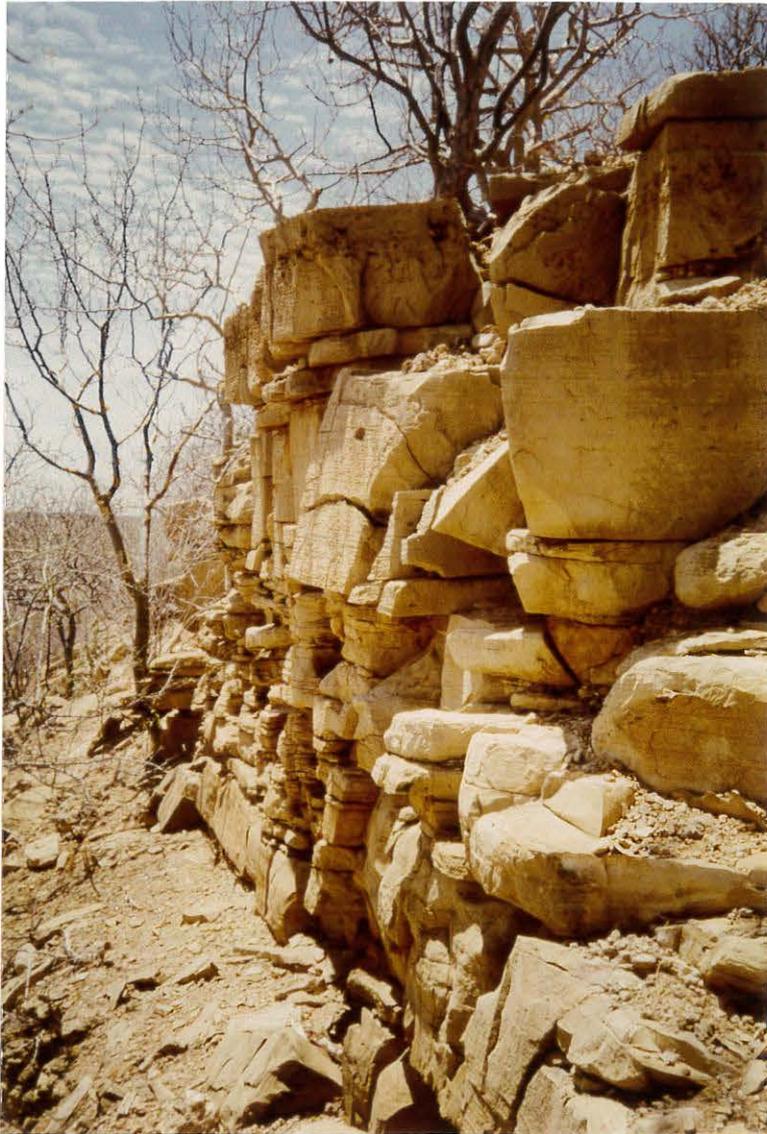


Fig. 12 - Formazione di Cambar. Bancate arenacee.

Il Membro di Macow doveva invece depositarsi in bacini evaporitici che diventavano col tempo sempre più ristretti, a causa del progressivo ritiro del mare. Questa variazione è osservabile nella parte alta della successione, dove diventano predominanti gli apporti terrigeni (argilliti).

Con la Formazione di Cambar si passa infine ad un ambiente di litorale/delta fluviale, in cui si hanno quasi esclusivamente sedimenti di origine continentale. Questi depositi segnano la definitiva regressione marina nella Somalia SW.

Al di fuori dell'area studiata la serie giurassico-cretacea appena descritta è ricoperta in discordanza da depositi fluviali che costituiscono a loro volta il substrato di estesi affioramenti di basalto.

Queste rocce effusive sono localizzate in vicinanza dell'attuale corso del F. Giuba , da Luuq fino oltre a Baardheere (Fig. 2, 3 e 5), fatto che farebbe pensare ad espandimenti lavici in corrispondenza di un paleoalveo del F. Giuba. L'età di questi basalti è piuttosto incerta, da datazioni assolute e da correlazioni con litotipi analoghi affioranti nella valle dello Shabelle si possono attribuire orientativamente all'Oligocene (Ali Kassim et al., 1987a).

Per quanto riguarda i depositi recenti, con il termine "Coperture Quaternarie" sono stati riportati nella carta geologica: i depositi alluvionali dei tug, le conoidi alluvionali alla base delle scarpate, i detriti di falda, le terre rosse residuali e le "caliche".

TETTONICA

Come già detto in precedenza, la regione di Gedo occupa la parte centrale dell'ampio bacino sedimentario di Luuq-Mandera. La struttura essenziale di questo bacino è molto semplice: a) nella sua parte sud-orientale, cioè l'area compresa tra la regione dei Bur e la zona di Garbahaarrey, la stratificazione immerge generalmente verso NW con deboli valori di inclinazione; b) nella parte occidentale del bacino, tra il basamento cristallino del Kenya nord-orientale e il massiccio del Sengif, l'immersione è invece verso E-SE. Le catene del Sengif e di Garbahaarrey hanno entrambe un andamento SW-NE e con le loro strutture interrompono la regolarità delle giaciture nel bacino. La loro distanza relativa è di circa 60 km e in questo spazio si sviluppa la Sinclinale di Tomalo che rappresenta la vera zona assiale del Bacino di Luuq-Mandera (Fig. 2, Fig. 15).

La zona studiata interessa solo marginalmente i terreni appartenenti a quest'ultima sinclinale, ad essa possono essere attribuiti gli affioramenti del Membro di Macow presenti nella parte settentrionale della carta e gli affioramenti della F.ne di Cambar che si trova a sud-ovest dell'abitato di Garbahaarrey. In entrambi i casi la stratificazione ha un'immersione verso NW.

La Fascia deformativa di Garbahaarrey corrisponde allo sviluppo di strutture anticlinaliche e sinclinaliche, con assi di direzione circa N40E, e che per tutta la loro lunghezza sono limitate lateralmente da importanti sistemi di faglie. Il parallelismo tra queste faglie e gli assi delle strutture plicative è il carattere strutturale più importante dell'area, anche per la sua influenza sull'assetto geomorfologico.

La carta geologica rappresenta circa 50 km di lunghezza della "Fascia deformativa di Garbahaarrey" degli oltre 130 di sviluppo totale. In questo tratto la larghezza media della zona deformata è di circa 10 km. Essa è costituita, a grandi linee, da due anticlinali maggiori, l'Anticlinale di Garbahaarrey e l'Anticlinale di Bussul, separate dalla Sinclinale di Bussul. Nella parte nord-orientale della carta compaiono poi anticlinali e sinclinali di dimensioni minore. Il tratto della "Fascia deformativa di Garbahaarrey" esaminato è quello con più intensa deformazione, infatti questa diminuisce andando verso NE e verso SW (Fig. 2).

L'Anticlinale di Garbahaarrey e l'Anticlinale di Bussul portano ad affiorare i calcari della F.ne di Wajid tramite sistemi di faglie inverse quasi subverticali, immergenti però verso il nucleo delle anticlinali. In foto aerea è facilmente riconoscibile lo sviluppo di queste faglie (Fig. 13), ma è più difficile valutarne l'inclinazione a causa degli scarsi dislivelli presenti che non permettono di avere buone esposizioni su pendii molto inclinati. Sul terreno, nonostante il forte grado di alterazione presente lungo queste superfici di discontinuità, si sono potuti osservare invece specchi di faglia e strie, che hanno permesso di stabilire l'immersione e l'inclinazione delle faglie (Fig. 14).

Le anticlinali presentano di solito zone di cerniera molto ampie con lunghi tratti suborizzontali, i fianchi invece diventano fortemente inclinati solo nelle immediate vicinanze della zona di faglia, con valori di inclinazione superiori anche ai 50°. Nel versante orientale di Buuraha Alam Iaaded sono stati osservati anche strati rovesciati, immergenti verso il nucleo dell'Anticlinale di Garbahaarrey e con direzione parallela a quella del sistema principale di faglie.

Queste caratteristiche geometriche non sono chiaramente visibili nelle sezioni geologiche corrispondenti, perchè l'esagerazione verticale adottata (5x) aumenta molto lo spessore degli strati delle zone suborizzontali



Fig. 13 - Foto aerea 1:33.000 della "Fascia deformativa di Garbahaarrey" (Buuraha Sardheer). Per la simbologia usata vedi legenda della "Carta Strutturale".



Fig. 14 - Faglia presente immediatamente ad Est di Buuraha Alam Iadeed.

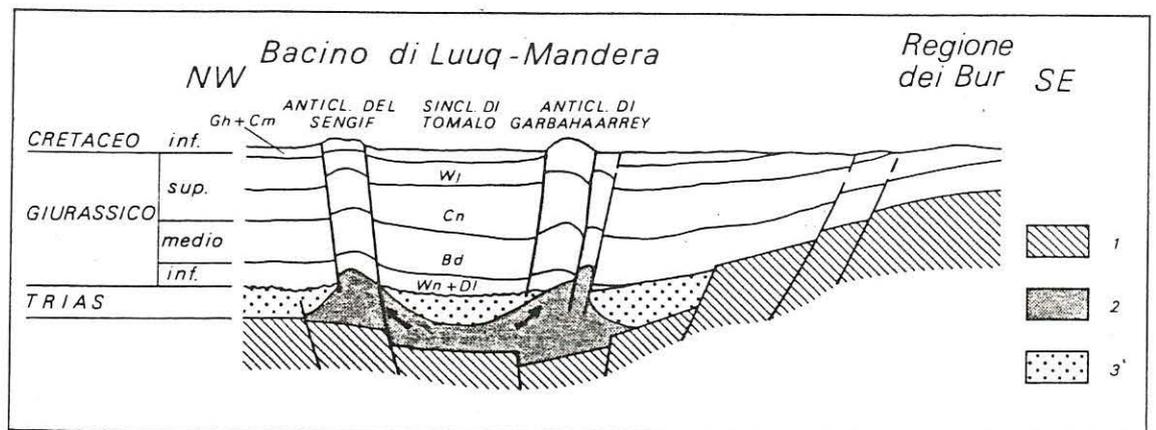


Fig. 15 - Sezione interpretativa del Bacino di Luuq-Mandera (da Beltrandi & Pyre, 1973, modif.):
 1) Basamento metamorfo; 2) Sedimenti triassici continentali; 3) Evaporiti; Cm = Formazione di Cambar; Gh = Formazione di Garbahaarrey; Wj = Formazione di Wajid; Cn = Formazione di Caanoole; Bd = Formazione di Baydhabo; Wn = Formazione di Waney; DI = Formazione di Deleb.

di cresta lasciando con spessori molto minori gli strati che deviano anche leggermente dall'orizzontalità (Ragan, 1973; pag. 172).

Dalle sezioni si può osservare però come i piani assiali di queste strutture non siano perfettamente verticali, ma leggermente immergenti verso SE. Questa asimmetria, che indica una vergenza verso NW delle strutture, è osservabile anche nei profili morfologici relativi. Infatti sia in foto aerea che durante il lavoro sul terreno si è notato sistematicamente come la giacitura della F.ne di Wajid influenzi fortemente la morfologia dei rilievi. I calcari appartenenti a questa formazione rappresentano la litologia più resistente all'erosione e nei rilievi i versanti più ripidi corrispondano a tratti in cui le bancate sono più verticali, mentre quelli meno inclinati si hanno dove gli strati sono più orizzontali. Conseguenza di ciò è uno spostamento, nella carta geologica, della traccia del piano assiale dell'Anticlinale di Garbaharrey verso il versante NW dell'anticlinale, il più acclive, e allo stesso modo uno spostamento verso SE della traccia del piano assiale della Sinclinale di Bussul.

Nette variazioni dell'inclinazione del pendio si hanno inoltre in corrispondenza del contatto con le altre formazioni; da tutto questo ne deriva che l'andamento e la struttura delle anticlinali è grosso modo individuabile anche dalla topografia dell'area.

La struttura della Fascia deformativa di Garbahaarrey e del Sengif era già stata studiata, tra gli altri, da Beltrandi & Pyre (1973). Secondo questi autori la presenza delle due grandi zone a pieghe con struttura essenzialmente anticlinalica (Fig. 15) è dovuta alla presenza di faglie dirette e inverse simmetricamente disposte rispetto alla Sinclinale di Tomalo, e che individuano due zone sollevate corrispondenti appunto alla regione del Sengif e di Garbahaarrey. La struttura a "horst" e "graben" che ne risulta sarebbe, sempre secondo Beltrandi & Pyre, originata dal movimento pro-

fondo di evaporiti triassiche dalla zona assiale verso la periferia del bacino.

Questa ipotesi spiega però con difficoltà alcuni sistematici rapporti tra pieghe e faglie esistenti in queste zone: una semplice tettonica di sollevamento non giustifica infatti le variazioni delle direzioni assiali, l'esistenza di pieghe non limitate da alcun tipo di faglie, la presenza di piani assiali di anticlinali dislocati da faglie e soprattutto non spiega i vari rapporti angolari tra pieghe e faglie.

Dai dati raccolti nell'area esaminata e dalle ricerche compiute in quest'ultimi anni nelle zone circostanti (Carmignani et al., 1983; Ali Kasim et al., 1987a) è possibile supporre invece per la Fascia deformativa di Garbaharrey un'origine legata a movimenti transpressivi destri.

Il termine "transpressione" è stato usato per la prima volta da Harland (1971) per descrivere deformazioni legate a movimenti convergenti obliqui tra due placche. Più in generale per transpressione si intende una deformazione che avviene in strette zone limitate da faglie, in cui si ha una componente di taglio semplice e una di taglio puro, si hanno cioè zone di trascorrenza accompagnate da un raccorciamento orizzontale e una direzione di allungamento verticale lungo il piano di taglio (Fig. 16).

La Fig. 17 riporta schematicamente l'orientazione di vari elementi strutturali in zone di transpressione (Fig. 17a) e di trascorrenza semplice

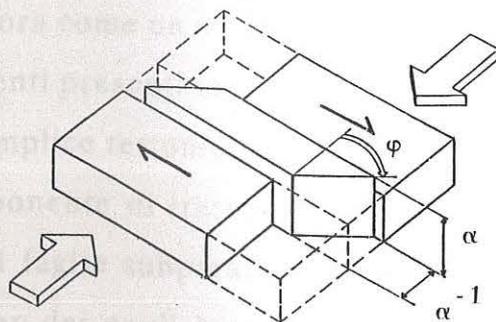


Fig. 16 - Modello di deformazione transpressiva. α^{-1} rappresenta il raccorciamento orizzontale (rapporto tra l'ampiezza attuale e originaria della zona deformata). α l'allungamento verticale e $\gamma = \text{tg}\phi$ lo strain di taglio (da Sylvester & Smith, 1976, modificato).

(Fig. 17b), si può vedere come la loro orientazione rispetto ai limiti della zona di taglio vari nei due casi.

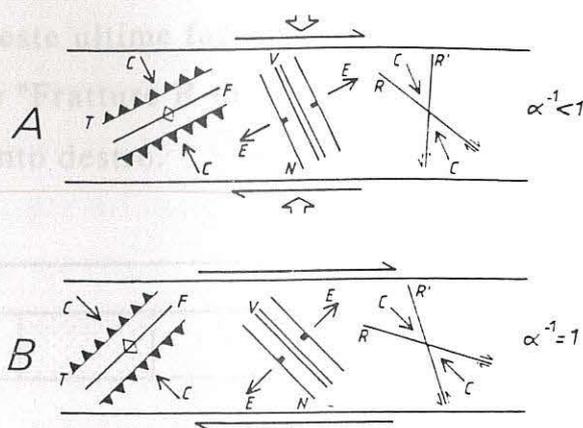


Fig. 17 - Orientazione dei vari elementi strutturali nel caso di transpressione (a) e di trascorrenza (b). C = assi di compressione σ_1 ; E = assi di estensione σ_3 ; N = faglie normali; T = "thrust"; R, R' = fratture di Riedel; V = vene, dicchi e fratture da estensione; F = assi di pieghe (da Sanderson & Marchini, 1984).

Il raccorciamento prodotto porta ad un inspessimento crostale e ad un sollevamento verticale (Fig. 18a) che si realizza attraverso sistemi di faglie inverse concave verso l'alto, che formano nell'insieme strutture indicate con il nome di "flower structures" da Harding & Lowell (1979). Questo tipo di strutture sono state riconosciute in parecchie aree (Harding, 1973; Wilcox et al., 1973; Sylvester & Smith, 1976) e in modelli plastici ricostruiti in laboratorio (Wilcox et al., 1973). La Fig. 18b mostra la situazione riscontrata in corrispondenza della Faglia di S. Andreas (California), le faglie della Fascia deformativa di Garbahaarrey hanno una geometria simile a questa.

Vediamo ora come un modello deformativo transpressivo può spiegare alcuni elementi presenti in questa zona e che non possono essere inquadrati in una semplice tettonica trascorrente.

Una componente di trascorrenza destra è documentata dagli importanti sistemi di faglie subparalleli ("main wrench fault" di Wilcox et al., 1973) all'interno dei quali è concentrata la deformazione, dalla presenza di pieghe "en échelon" tra Luuq e Urkut (Fig. 2) il cui piano assiale è spostato da faglie con movimento destrale, dall'esistenza, nella parte orienta-

le della carta geologica nelle vicinanze del F. Giuba (a N e a S di b. Ha-luul), di sistemi di faglie che formano un angolo di circa 25° con quelle principali e che individuano al loro interno un'anticlinale e una sinclinale.

Queste ultime faglie potrebbero rappresentare sistemi di frattura simili alle "Fratture R di Riedel" (Fig. 17), sintetici e perciò anch'essi con movimento destro.

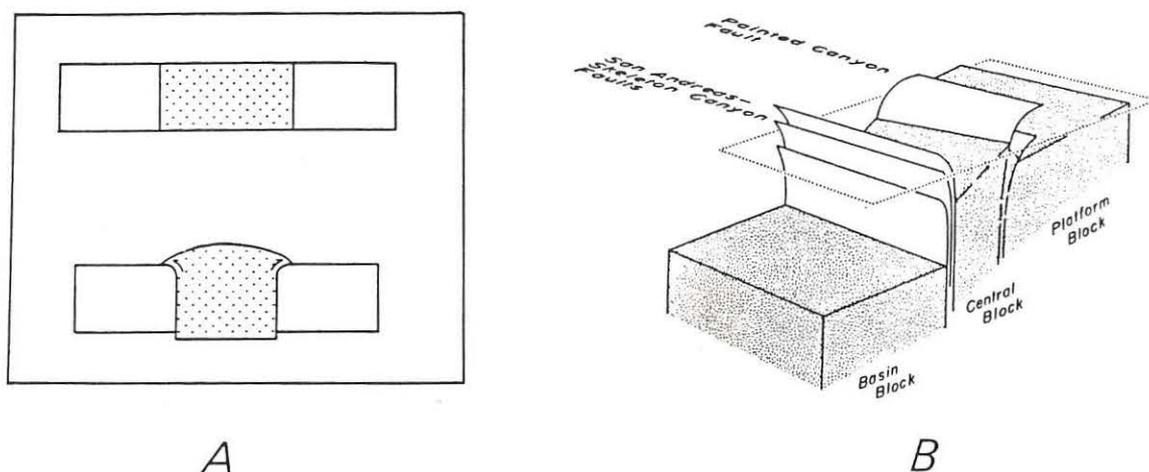


Fig. 18 - (a) Sezione schematica di una zona di transpressione che mostra l'ispessimento crustale e lo sviluppo di "flower structure" (da Sanderson & Marchini, 1984); (b) situazione ricostruita da Sylvester & Smith (1976) in corrispondenza della Faglia di S. Andreas (Mecca Hills, California).

Un semplice modello trascorrente non riesce però a spiegare il piccolo angolo che quest'ultima anticlinale e sinclinale e le pieghe "en échelon" tra Luuq e Urkut fanno con le faglie principali e soprattutto il parallelismo tra pieghe e faglie nella zona più deformata.

In una deformazione per taglio semplice progressivo l'asse X dell'"elisse dello strain incrementale" è sempre a 45° con i limiti della zona di taglio e perciò è con tale orientazione che ci si deve aspettare la nascita di pieghe "en échelon". Gli assi di queste pieghe possono poi ruotare mentre la deformazione procede e tendere al parallelismo con le "main wrench fault". L'angolo tra le pieghe e la superficie di taglio riscontrato in molte

aree (Moody & Hill, 1956; Moody, 1973; Harding, 1974; Wilcox et al., 1973) è però notevolmente inferiore a 45° e l'ipotesi di una rotazione passiva degli assi sembra in contrasto con il raccorciamento effettivamente presente in tali sistemi di pieghe.

Nel caso della Fascia deformativa di Garbahaarrey le pieghe "en échelon" presenti tra Luuq e Urkut formano un angolo di circa 20° con le faglie presenti, per ottenere un simile angolo è necessario un valore di strain di taglio $\gamma = 2.4$ (Ramsay, 1967, pag. 86), un valore molto alto che corrisponderebbe ad un angolo di taglio $\varphi = 68^\circ$ e perciò ad un raccorciamento maggiore del 60%. Ciò è in netto contrasto con quanto si osserva sul terreno, dove l'inclinazione dei fianchi supera poche volte il valore di 5° .

Questa incongruenza è ancora più evidente nell'area studiata, dove in molti casi si arriva al parallelismo tra gli assi delle pieghe e le faglie. La geometria delle pieghe non rivela la forte deformazione che ci si dovrebbe aspettare, ne è presente un'importante scistosità di dissoluzione di piano assiale o altre strutture indicanti raccorciamento; la presenza di superfici di stilolitizzazione è limitata alla sola vicinanza delle faglie.

Se invece ammettiamo che la deformazione avvenga con un meccanismo di transpressione, le prime pieghe che si formano lo fanno a basso angolo con la zona di taglio. Sanderson & Marchini (1984) hanno proposto un modello matematico per lo studio della geometria di una deformazione transpressiva, in Fig. 19a è riportato un diagramma da loro ricavato e che indica l'orientazione dell'asse X dell'ellisse dello strain finito in funzione del raccorciamento orizzontale (α^{-1}) e dello strain di taglio (γ). La condizione $\alpha^{-1} = 1$ equivale ad una deformazione per taglio semplice progressivo. La Fig. 19b riporta invece l'orientazione dell'ellisse dello strain incrementale (θ_i) per diversi valori di strain incrementale (T_i). T_i è un termine che tiene conto delle componenti del taglio puro e del taglio semplice, infatti viene definito come $T_i = \gamma_i(1 - \alpha_i^{-1})^{-1}$. Se consideriamo un

incremento infinitesimo di deformazione con $\alpha_i^{-1} = 0.99$ e $\gamma_i = 0.02$ (corrispondente ad $\alpha = 1^\circ$), abbiamo $T_i = 2$, dal diagramma si vede come le prime pieghe si dovrebbero, secondo questa teoria, iniziare con un angolo di circa 30° con i limiti della zona di taglio.

In generale in una deformazione traspressiva la componente compressiva fa sì che sia richiesto uno strain minore per avere pieghe a basso angolo con le "main wrench fault" rispetto ad una situazione di trascorrenza semplice.

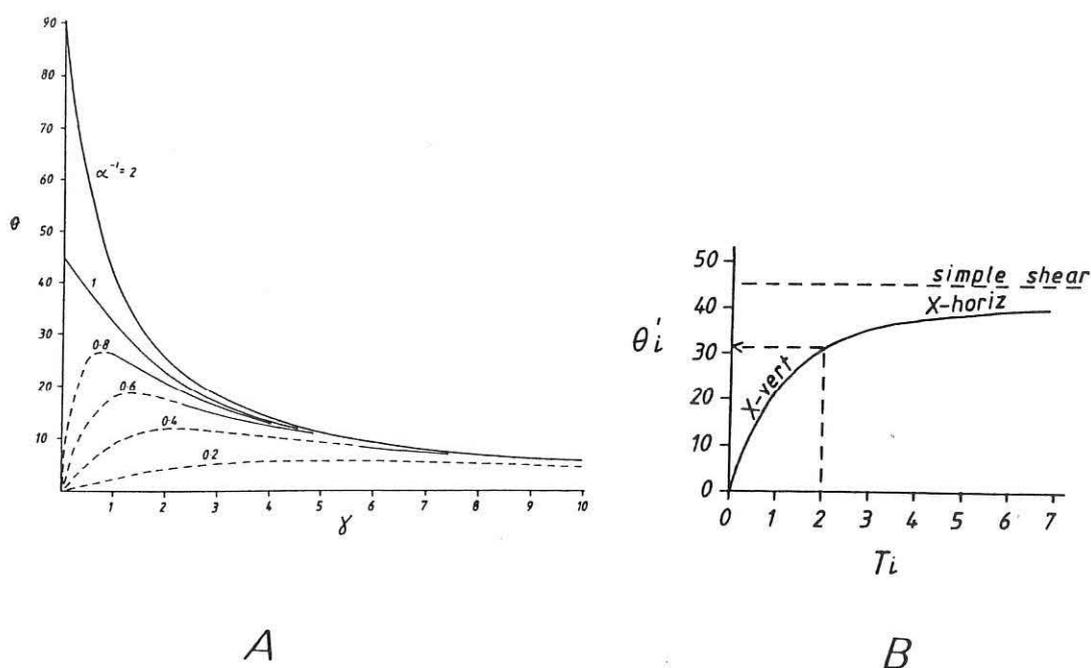


Fig. 19 - (a) Diagramma che riporta l'orientazione dell'asse X dell'ellisse dello strain finito sul piano orizzontale (θ) in funzione del raccorciamento (α^{-1}) e dello strain di taglio presente (γ); (b) grafico mostrante l'angolo iniziale (θ_i) che forma l'ellisse dello strain incrementale con la direzione della superficie di taglio per vari valori di strain incrementale (T_i) (da Sanderson & Marchini, 1984).

Per quanto riguarda la torsione dell'asse dell'Anticlinale di Garbahaarrey, la struttura ricorda la geometria delle pieghe di trascinamento ("drag folds") legate ad un movimento destrale. La torsione potrebbe perciò essere dovuta alla componente trascorrente dei movimenti traspressivi finali, interessando una struttura già precedentemente piegata.

La deformazione che ha interessato l'asse dell'Anticlinale di Garbahaarrey e solo in misura minore quello della Sinclinale di Bussul è stata limitata a SE dalla "main wrench fault" che a S borda il fianco occidentale dell'Anticlinale di Bussul e a NE corre sul lato orientale dell'Anticlinale di Garbahaarrey. A NE la torsione doveva essere assorbita invece da sistemi di faglie che oggi giacciono probabilmente sotto i depositi fluvio-lacustri. Al di fuori di questa fascia gli effetti del piegamento tardivo sono nulli.

Inquadrare da un punto di vista cronologico tutte queste deformazioni è abbastanza difficile perchè i primi sedimenti non coinvolti nelle strutture sono distanti e di età incerta. I movimenti vanno posti in un intervallo di tempo abbastanza ampio il cui limite superiore è rappresentato dall'età dei depositi fluviali e dai basalti terziari (Oligocene?), l'età del più giovane sedimento implicato (F.ne di Cambar) indica il Cretaceo inf. come limite inferiore.

Le deformazioni dell'area di Garbahaarrey e del Sengif, come già ipotizzato da Beltrandi & Pyre (1973) e visibile in Fig. 15, potrebbero essere legate alla presenza di un bacino triassico nella zona centrale del Bacino di Luuq-Mandera. La coincidenza delle due fasce deformate, sia come distanza relativa che come direzione di sviluppo, con i margini del bacino triassico non sarebbe però dovuta al movimento delle evaporiti, ma alla presenza di faglie che limitavano in precedenza tale bacino.

Posteriormente al Cretaceo inf. queste faglie dovettero riattivarsi interessando la successione sedimentaria sovrastante e provocando movimenti transpressivi.

Secondo A. Kassim et al. (1987a) tutti questi movimenti potrebbero essere indotti dall'apertura del Rift Est Africano. La differente velocità di apertura del Rift nei suoi vari tratti, può infatti causare stress nelle placche circostanti, nella Regione di Gedo la presenza di vecchi sistemi di fa-

glie ha fatto sì che tutta la deformazione si concentrasse nella zona di Garbahaarrey e del Sengif.

IDROGEOLOGIA

L'area studiata, pur appartenendo ad una regione con clima arido, sembra possedere nel sottosuolo discrete quantità d'acqua. La presenza di importanti strutture tettoniche e di un paleoalveo nelle vicinanze di un grande fiume come il Giuba, sono due fattori che dovrebbero influenzare molto il movimento delle acque sotterranee.

Se consideriamo le sorgenti e i pozzi localizzati sulla carta topografica 1:100.000 ufficiale e riportati nella carta geologica, possiamo notare come tutti si trovino in corrispondenza di faglie, è evidente a questo punto che le strutture tettoniche siano responsabili delle venute d'acqua.

In questa zona le faglie della "Fascia deformativa di Garbahaarrey" arrivano in prossimità del F. Giuba e in un tratto lo attraversano, modificandone il corso; queste superfici di discontinuità possono avere un effetto drenante sulle acque del bacino del fiume, facilitando il loro allontanamento e permettendo una loro successiva risalita.

Dobbiamo notare anche come alcune sorgenti siano ubicate proprio in corrispondenza del contatto tettonico tra la F.ne di Wajid e il Membro di Bussul della F.ne di Garbahaarrey, mentre le altre siano poste nelle vicinanze di un contatto di questo tipo. Probabilmente il diverso spessore delle bancate calcaree e la diversa percentuale di materiale non carbonatico intercalato nelle due formazioni è responsabile di un diverso grado di permeabilità che associato al motivo tettonico provoca l'emergenza.

La presenza di un paleoalveo che dalla zona di Garbahaarrey arriva fino a Mandera è già stata discussa nella parte dedicata alla geomorfologia (Fig. 5), è da rimarcare qui invece come la presenza di foreste con alberi molto vecchi indichi l'esistenza odierna di acqua nel subalveo del Paleo-

Dawa. Questo corso in subalveo, che proviene da regioni più settentrionali, potrebbe rappresentare una riserva d'acqua sicura e continua per le aree circostanti.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare il Prof. L. Carmignani per l'aiuto, scientifico e non, offertomi durante la permanenza in Somalia, Ali Kassim M. e P. Fantozzi per il materiale fornitomi. P.F. Milano e L. Carmignani hanno corretto il manoscritto, F. Ortolani e S. Minozzi hanno sapientemente preparato il materiale fotografico.

BIBLIOGRAFIA

- Abdirahim M.M., Ali Kassim M., Carmignani L., Coltorti M. & Fantozzi P., 1987. *The geomorphological evolution of the Upper Jubba Valley in Southern Somalia*. In: International Meeting "Geology of Somalia and Surrounding Regions", Mogadiscio 23-30 Nov. 1987. In stampa.
- Ali Kassim M., Carmignani L. & Fantozzi P., 1987a. *Tectonic transpression in the Gedo Region (Southern Somalia)*. In: International Meeting "Geology of Somalia and Surrounding Regions", Mogadiscio 23-30 Nov. 1987. In stampa.
- Ali Kassim M., Bellieni G., Carmignani L., Fantozzi P., Ferraro G., Justin Visentin E., Tonarini S. & Zanettin B., 1987b. *Flood basalts of the Gedo region (Southern Somalia): geology, petrology and isotopic geochemistry*. In: International Meeting "Geology of Somalia and Surrounding Regions", Mogadiscio 23-30 Nov. 1987. In stampa.
- Ali Kassim M., Carmignani L. & Fazzuoli M., 1987c. International Meeting "Geology of Somalia and Surrounding Regions" - Excursion A Guidebook. Mogadiscio 23-30 Nov. 1987.
- 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 (South-Western Somalia)*. Univ. Naz. Somala, Quaderni Geol. Somalia, 4: 115-154.
- Angelucci A., Barbieri F., Cabdulqqadir M.M., Faaduma C.C., Franco F., Arush C.A. & Piccoli G., 1983. *The Jurassic Stratigraphic series in Gedo and Bay Regions (South-western Somalia)*. Mem. Soc. Geol. It., 36: 73-94.
- Azzaroli A. & Merla C., 1957-59. *Carta Geologica della Somalia e dell'Ogaden (Scala 1:500.000)*. AGIP Min. e C.N.R., Litogr. Art. Cartografica, Firenze.
- Barbieri F., 1968. *Jurassic microfacies in Western Somalia*. Riv. It. Paleont. Strat., 74: 805-826.
- Barbieri F., 1970. *La stratigraphie du Mesozoique dans la region du Giuba en Somalia*. Actes IV Coll. Africain Micropaleont., 45- 50, Nice.
- Beltrandi M.D. & Pyre A., 1973. *Geologic evolution of Southwest Somalia*. In: (Blant G., ed.) *Sedimentary basins of African Coasts*, pt. 2, South and East Coasts, Ass. Serv. Geol. Afr., 159-178.
- Bosellini A., 1986. *East Africa Continental Margins*. Geology, 14: 76-78.
- Burmah Oil Corp., 1973. *"HOL N.1" Completion Report*, inedito, 71 pp., Mogadiscio.
- Carmignani L., Ali Kassim M. & Fantozzi P., 1983. *Nota preliminare sul rilevamento della Regione di Gedo (Alta Valle del Giuba, Somalia Meridionale)*. Univ. Naz. Somala, Quad. Geol. Somalia, 7: 85-109.
- Dainelli G., 1943. *Geologia dell'Africa Orientale; Vol. II; L'imbasamento cristallino e la serie sedimentaria mesozoica*. Reale Acc. d'Italia, Centro Studi per l'Africa Orientale Italiana, 704 pp., Roma.

- De Angelis d'Ossat G. & Millosevich F., 1900. *Studio geologico sul materiale raccolto da M. Sacchi (Seconda spedizione Bottego)*. Soc. Geogr. It., 212 pp.
- Harding T.P., 1973. *Newport-Inglewood Trend, California. An example of wrenching style of deformation*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 58 (1): 97-116.
- Harding T.P., 1974. *Petroleum traps associated with wrench faults*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 58 (7): 1290-1304.
- Harding T.P. & Lowell J.D., 1979. *Structural styles, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 63: 1016-1058.
- Harland W.B., 1971. *Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen*. Geol. Mag., 108 (1): 27-42.
- Hilal C.F., Pavan G. & Robba E., 1977. *Geologia stratigrafica della Somalia*. Univ. Naz. Somala. Quad. Geol. Somalia, 1: 19-50.
- Mazzanti R. & Trevisan L., 1978. *Evoluzione della rete idrografica nell'Appennino Centro-Settentrionale*. Geogr. Fis. Din. Quat., 1: 55-62.
- Merla G., Abbate E., Canuti P., Sagri M. & Tacconi P., 1973. *Carta Geologica dell'Etiopia e della Somalia, 1:2.000.000*. C.N.R., Stab. Poligr. Fiorentino.
- 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) 1:2.000.000 and Comment with a Map of Major Landforms*. C.N.R., 95 pp., Centro Stampa, Firenze.
- Moody J.D. & Hill M.J., 1956. *Wrench faults tectonics*. Geol. Soc. Am. Bull., 67(9): 1207-1246.
- Moody J.D., 1973. *Petroleum exploration aspects of wrench-fault tectonics*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 57: 449-476.
- Moore J.McM., 1979. *Tectonics of the Najd trascurrent fault system*. J. geol. Soc. Lond., 136: 441-454.
- Nyamweru C., 1980. *Rifts and Volcanoes*. Nelson Africa, 128 pp.
- Ragan D., 1973. *Structural Geology - An introduction to geometrical techniques*. J. Wiley & Sons, New York, 208 pp.
- Ramsay J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Sanderson D.J. & Marchini W.R.D., 1984. *Transpression*. J. Struct. Geol., 6(5): 449-458.
- Stefanini G., 1913. *Osservazioni geologiche nella Somalia Italiana Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 32: 398-400.
- Stefanini G., 1931. *Cenni stratigrafici sulla "Serie di Lugh" in Somalia*. Paleont. It., 32: 25-28.
- Stefanini G., 1936. *Saggio di una carta geologica dell'Eritrea, della Somalia e dell'Etiopia*. Ist. Geogr. Mil., Firenze.

Sylvester A.G. & Smith R.R., 1976. *Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 60 (12): 2081- 2102.

Wilcox R.E., Harding T.P. & Seely D.R., 1973. *Basic wrench tectonics*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 57 (1): 74-96.