

II. GEOLOGIA

1. Premesse

Considerata la configurazione geografica del Sahel, comprendente una fascia latitudinale della lunghezza di 4500 km ma dell'altezza di soli 180-450 km, una descrizione geologica di queste regioni non può prescindere dalla considerazione di fenomeni tettonici e sistemi stratigrafici che largamente esorbitano dall'area in esame, ma di cui le regioni saheliane fanno parte, anche se a volte marginale.

E non solo, ma riteniamo utile di fornire anche alcuni sommari elementi sulla formazione stessa del continente africano nel suo insieme in quanto è solo in anni recenti che la sua geologia ha compiuto sensibili progressi grazie all'introduzione della geocronologia. Quando infatti ai tentativi su galena e zirconio si sono sostituite radiodatazioni più sistematiche coi metodi Rb/Sr e K/Ar, fra il 1960 e il 1977, si è potuto arrivare a un totale di circa un migliaio di radiodatazioni con un aumento continuo in questi ultimi anni: esse hanno permesso di stabilire la scala stratigrafica e le correlazioni fra differenti unità geologiche del continente anche se separate da grandi distanze; esse hanno anche contribuito alla formulazione di ipotesi sulla storia delle connessioni fra continenti. Parallelamente importanti contributi sono stati apportati anche dagli studi microtettonici compiuti in certi limitati settori, e per quanto riguarda i bacini sedimentari (specie del Paleozoico e del Cenozoico) dalle ricerche eseguite a fini di sfruttamento delle riserve petrolifere.

Purtroppo non ci è stato possibile evitare che la descrizione della geologia dei paesi saheliani orientali (Sudan, Etiopia e in parte il Ciad) fosse più sommaria di quella dei paesi occidentali. L'inconveniente è dovuto al fatto che, se studi approfonditi e localizzati per fini economici sono stati compiuti un po' dovunque, gli studi sistematici a carattere essenzialmente scientifico sono stati incomparabilmente maggiori da parte francese che da parte britannica o italiana, e ciò prima come dopo l'indipendenza africana. L'« Atlas International de l'Ouest-Africain » per esempio, che riguarda l'Africa occidentale fino al Niger, non ha un equivalente per l'Africa cen-

tro-orientale né per la restante parte del continente. In realtà le ricerche francesi furono superiori in tutti i campi, ben al di là di quello della geologia. Questa ineguale distribuzione della ricerca scientifica rischia di perpetuarsi ai nostri giorni se si persiste nella errata idea, indotta da circostanze politiche, che il Sahel si limiti a quello che attraversa gli stati francofoni.

È noto che circa la terminologia e la cronologia dei cicli del Precambriano esistono incertezze e divergenze dovute a difficoltà obiettive. Per questo motivo riportiamo qui di seguito la terminologia e la cronologia adottate in questo testo con l'equivalenza dei termini più in uso (in milioni di anni):

3600	— 3000 *	CATARCHEANO	PRECAMBRIANO D ₂
3000	— 2600	ARCHEANO	PRECAMBRIANO D ₁
2600	— 1850 ± 250 **	PROTEROZOICO inferiore	PRECAMBRIANO C ***
1850 ± 250	— 1100 ± 200 ****	PROTEROZOICO medio	PRECAMBRIANO B
1100 ± 200	— 550 ± 100	PROTEROZOICO superiore	PRECAMBRIANO A (o Infracambriano)

* In riferimento all'orogenesi intorno al 3000.

** Orogenesi eburneana ed episodio huabiano.

*** Si distinguono a volte un C₂ (2400-1800) e un C₁ (1800-1600) per Mauritania, Costa d'Avorio e Ghana.

**** Orogenesi kibariana.

Nella prima colonna è la terminologia secondo B. Bessoles del BRGM (1977); nella seconda è quella dell'« Atlas International de l'Ouest-Africain » (1968).

Diamo anche l'equivalenza con la precedente terminologia francese (R. Furon, 1968) e con quella tradizionale italiana:

?	- 3000	Precambriano inferiore (I)	Archeano
3600	- 2000	Precambriano medio (II)	Algonkiano inferiore
2000	- 1000	Precambriano superiore (III)	Algonkiano superiore
1000	- 600	Precambriano terminale (IV)	Infracambriano

Poiché infine nemmeno la cronologia delle altre epoche geologiche incontra l'unanimità, riferiamo quella qui applicata (in milioni di anni):

Paleozoico o Primario	— 520 — 440	Cambriano	
	440 — 320	Siluriano	
	320 — 265	Devoniano	
	265 — 210	Carbonifero	
	210 — 185	Permiano	
Mesozoico o Secondario	— 185 — 155	Trias	
	155 — 130	Giurassico	
	130 — 60	Cretaceo (70-60 Paleocene)	
Cenozoico o Terziario	— 60 — 40	Eocene	} Paleogene
	40 — 28	Oligocene	
	28 — 12	Miocene	
	12 — 1	Pliocene	} Neogene
Neozoico o Quaternario (migliaia di anni)	— 1.000.000 — 12.000	Pleistocene	
	12.000 — zero	Olocene	

2. Formazione geologica e geografica del Continente

2.1. Orogenesi¹

Le tappe principali di questo processo sono state schematizzate in 7 maggiori orogenesi (T. N. Clifford, 1970):

1. Un'orogenesi difficilmente precisabile intervenuta alla fine del Precambriano inferiore (Catarcheano), intorno ai 3000 milioni di anni.
2. L'orogenesi Shamvaiana del Precambriano medio, circa fra i 2800 e i 2500 m. a., che ha portato alla formazione di 8 nuclei distribuiti nell'Africa occidentale e centro-meridionale.
3. L'Eburneana, con connesso episodio huabiano, del Precambriano superiore, intorno ai 1850 m. a., che ha dato luogo alla formazione di 4 scudi o cratoni rimasti poi stabili: Ovest-Africano, Angola-Kasai, Tanzania, Rhodesia-Transvaal.
4. La Kibariana, pure del Precambriano superiore, intorno ai 1100 m. a., che ha condotto alla fusione dei due scudi centrali riducendo i cratoni a 3: Ovest-Africano, Congolese, Kalahari.
5. La Panafricana (o Damariana-Katanghiana) dell'Infracambriano, intorno ai 550 m. a., che ha dato all'Africa l'essenziale del suo disegno attuale per quanto riguarda la piattaforma continentale.
6. Le orogenesi del Paleozoico inferiore (Acadiana) e superiore (Ercinica), circa fra i 500 e i 200 m. a., che ha prodotto l'Atlante marocchino e le Mauritanidi (coste dell'Africa occidentale) in un diastrofismo medio-atlantico della lunghezza di 1200 km².
7. E finalmente l'inizio dell'orogenesi alpina del Mesozoico inferiore, che è stata risentita sulla fascia nord mediterranea del continente completandola.

Attraverso queste molteplici fasi si è costituita la piattaforma del continente mediante la saldatura di 3-4 cratoni o scudi: quello dell'Africa occidentale, e del Sahara occidentale (ma i cratoni potrebbero essere due, nord e sud, a distanza ravvicinata); quello del Congo, sottostante alla parte centro-occidentale dell'Africa centrale; quello del Kalahari, che forma la base dell'Africa australe; è stata anche ipotizzata l'esistenza di un cratone nilotico sotto alle regioni limitrofe di Libia, Egitto, Sudan e Ciad (G. Rocci). Fra questi cratoni, zone stabili fin dall'orogenesi Kibariana (1100 m.a. circa), vengono a formarsi vaste zone di pieghe tettoniche dell'Infracambriano e del Paleozoico (coste ai limiti occidentali dei cratoni ovest-africano e congolese, area fra quest'ultimo e quello del Kalahari, coste a sud del Kalahari) e si aprono profonde fratture lunghe migliaia di km (par. 2.4.); e in queste medesime zone, come pure

¹ BERNARD BESSOLES, *Géologie de l'Afrique - Le craton ouest-africain*, Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM), n° 88, 1977.

² Nell'Africa sud-equatoriale le serie primarie posteriori alle orogenesi del Cambriano sono di difficile decifrazione anche perché il Carbonifero superiore deve avere coinciso con un periodo glaciale a un'epoca in cui l'Europa si trovava nella fase interglaciale del Mindel-Riss (tilliti di Dwyka); d'altra parte tutti i terreni antichi dello Zaire sono anteriori al Cambriano datando a 630-620 m. a.; il sollevamento della catena dei Capidi è conseguenza dei movimenti ercinici; il Permiano è periodo alluvionale che al suo termine si orienta verso l'aridità.

a oriente di quella che divide il cratone congolese dall'ipotetico cratone nilotico, sono riscontrabili vaste aree di ringiovanimento. Abbiamo dunque un processo di stabilizzazione progressiva o cratonizzazione del continente, mentre le zone restate mobili diventano più limitate e lineari (Windley).

2.2. *Trasgressioni marine*³

È quindi con l'orogenesi ercinica, durante il Carbonifero e il Permiano, che si costituisce la piattaforma africana nella sua forma definitiva, con la sola eccezione del suo margine mediterraneo. Il basamento tuttavia non va confuso col disegno geografico del continente a causa delle trasgressioni marine che furono numerose dal Precambriano fino al Miocene:

- a. Il Precambriano e l'Infracambriano di tutto il Nord-Ovest dell'Africa portano le tracce di un mare a Stromatoliti⁴ che deve aver raggiunto grandi estensioni, dal Marocco al Sahara occidentale, fino all'Alto Volta.
- b. Nel Cambriano una trasgressione marina occupa la maggior parte dell'Africa nord-occidentale (rari sono invece i segni nell'Africa sud-equatoriale).
- c. Nell'Ordoviciano (Siluriano inferiore) la metà occidentale dell'Africa nord-equatoriale è interessata da un mare con acque poco profonde.
- d. Nel Gotlandiano (Siluriano superiore) il fenomeno è più limitato ed esclude la parte a S della Guinea e il NE del continente.
- e. Trasgressione del Viseano (Carbonifero inferiore) poi regrediente durante il Namuriano e il Westfaliano, in seguito alla quale si formò un golfo che penetrò nel Sahara da N a S fino a Tindouf (Algeria), Taoudenni (Mali) e le regioni a N del Hoggar, a W dell'Air, a SE del Tibesti.
- f. Quella del Giurassico con un punto massimo nel Giurassico medio (Baiociano, Bartoniano) che ha interessato tutto il margine N (dal Marocco all'Egitto) e W (dall'Etiopia alla Tanzania penetrando a tratti fino a 150 km dalla costa; si è esaurita nel Giurassico superiore (Kimmeridgiano).
- g. Nel Cretaceo superiore si ha una trasgressione di enormi proporzioni che inizia nell'Albiano interessando l'Angola, il Gabon, la Guinea Equatoriale, la Nigeria, il Sahara centrale, l'Etiopia e tutta la costa orientale fino al Mozambico; si accentua nel Cenomaniano superiore (l'inferiore è regressivo) e nel Turoniano inferiore estendendosi allo Zaire, al Congo-Brazzaville, al Camerun, per poi ridursi durante il Senoniano e il Daniano (generalmente regressivo) eccetto che nel Sahara; durante il Cenomaniano superiore il mare ricopre il nord-Atlante marocchino, lambisce i massicci del Hoggar e dell'Air e li supera formando due grandi bracci che confluiscono nel-

³ RAYMOND FURON, *Géologie de l'Afrique*, Payot, 1968, studio importante specie per le costanti elencazioni dei fossili-guida.

⁴ Si tratta di scisti, ftaniti e calcari dolomitici a Stromatoliti, ossia formazioni di scogliera risultanti dall'attività di alghe azzurre o verdi e di batteri che hanno provocato la precipitazione del carbonato di calcio; le due forme principali sono il 'Conophyton' costituente un gruppo omogeneo a forme cilindriche di 5-50 cm di diametro e dell'altezza anche di decine di m con strutture a zone concentriche nella sezione trasversale (in passato furono spesso confuse con tronchi di legno fossile); e le 'Collenia' a strutture meno precise caratterizzate dalla convessità degli strati successivi.

l'attuale valle del Bénoué collegando il Mediterraneo con il golfo di Guinea. Nel Cretaceo la costa dell'oceano Indiano, già disegnata nel Giurassico, si precisa; la fine del Giurassico è generalmente regressiva mentre il Barremiano è trasgressivo e il mare invade la costa del Kenya e tutta la Somalia; l'Aptiano inferiore è stabile mentre il superiore è nuovamente trasgressivo dall'Arabia fino al Mozambico tanto che viene sommersa l'Etiopia orientale; a partire dal Campaniano il Madagascar è certamente insulare.

- h. Nell'Eocene la trasgressione marina dell'Africa nord-equatoriale raggiunge la sua massima estensione durante l'Ypresiano e il Luteziano, dopo di che, con l'amplificarsi dei movimenti orogenetici dei Pirenei e della prima fase alpina, emerge l'Algeria e si producono importanti pieghe tettoniche nell'Atlante mediterraneo e sahariano che si traducono in un sollevamento anticlinale; si inizia la regressione marina. Nell'Oligocene emerge tutto l'Atlante marocchino, il mare si ritira da tutte le regioni sahariane e sudanesi (eccetto che nel Senegal ove resta un grande golfo), si formano il Mar Rosso e le Rift Valleys, il Mediterraneo si approfondisce; l'Oligocene rimane trasgressivo nell'Africa orientale dove il mare occupa ancora il Corno d'Africa.
- i. All'inizio del Miocene (Burdigaliano) un'ultima trasgressione limitata si manifesta sulle coste mediterranee, mentre nel Vindoboniano, in occasione della fase parossistica dei movimenti alpini, il mare si ritira definitivamente; se occupa ancora parte delle coste atlantiche, se persiste lo stretto a S del Rif che collega il Mediterraneo con l'Atlantico presso Gibilterra, tuttavia l'Alto Atlante marocchino si solleva e si allarga raggiungendo in seguito nel Pliocene il suo paesaggio attuale.

Il Quaternario ha in Africa una cronologia sensibilmente parallela a quella dell'Europa perché le 4 glaciazioni corrispondono ad altrettanti periodi aridi⁵ separati da periodi pluviali corrispondenti agli interglaciali europei. All'inizio del Pleistocene c'è una modesta trasgressione marina sulla costa marocchina, mentre all'inizio dell'Olocene un'ultima pulsazione tirreniana, in coincidenza col 4° Pluviale, registra sulla costa atlantica una piccola trasgressione di 5-8 m.

2.3. Deformazioni tettoniche della piattaforma⁶

Essendo emersa da 250 m.a. e più, l'Africa è il continente più propizio per lo studio delle fasi della tettonica per fratture, della formazione dei grandi bacini, dei cicli di erosione e delle superfici di livellamento, delle fasi epirogenetiche. Dal Precambriano a oggi vi sono una decina di fasi e vi sono incontestabilmente dei cicli. Il continente è un antico scudo precambriano rigido, così che sono i movimenti della piattaforma, ossia i movimenti epirogenetici, ad aver determinato direttamente i movimenti della copertura sedimentaria, le fasi di erosione e di sedimentazione, l'incisione. Tali movimenti hanno avuto luogo con tensioni e sforzi immensi, provocando enormi ondulazioni (sollevamenti, sprofondamenti e bacini) e deformazioni risolvendosi in fratture (faglie, horst, graben).

⁵ Questa corrispondenza è esattamente il contrario di quanto per molto tempo si è pensato.

⁶ R. FURON, *op. cit.*

Vi sono delle direzioni privilegiate nei piani di faglia come nei processi di rinnovamento degli strati del basamento fin dalle epoche del Precambriano, tanto che è spesso difficile stabilire l'età di una faglia o di una fossa tettonica. Questi sprofondamenti hanno avuto una funzione protettiva nel senso che hanno sottratto le serie sedimentarie alla distruzione per erosione; la maggioranza dei bacini dell'Africa orientale devono la loro esistenza unicamente a questi sprofondamenti con formazione di fosse tettoniche limitate da faglie e che sono isolati gli uni dagli altri da zone precambriane completamente messe a nudo dall'erosione.

Lo stato delle strutture e della morfologia attuali è dunque la conseguenza di movimenti epirogenetici recenti, terziari e quaternari, e di processi di erosione di grande importanza (con la riserva che certe formazioni come le Rift Valleys e altre grandi fosse tettoniche sono del Cretaceo, e che certe direzioni dei piani di faglia sono date anche dal Precambriano). Sembra proprio che convessità e bacini non siano solo effetti di una specie di ondulazioni crostali, ma anche di faglie e sprofondamenti a volte lineari, a volte più o meno circolari. I risultati visibili degli sforzi tettonici sopportati dall'antico basamento e dagli strati di copertura è stata la creazione di uno strano intarsio di immense fratture che hanno appunto prodotto sollevamenti e sprofondamenti, rilievi e bacini.

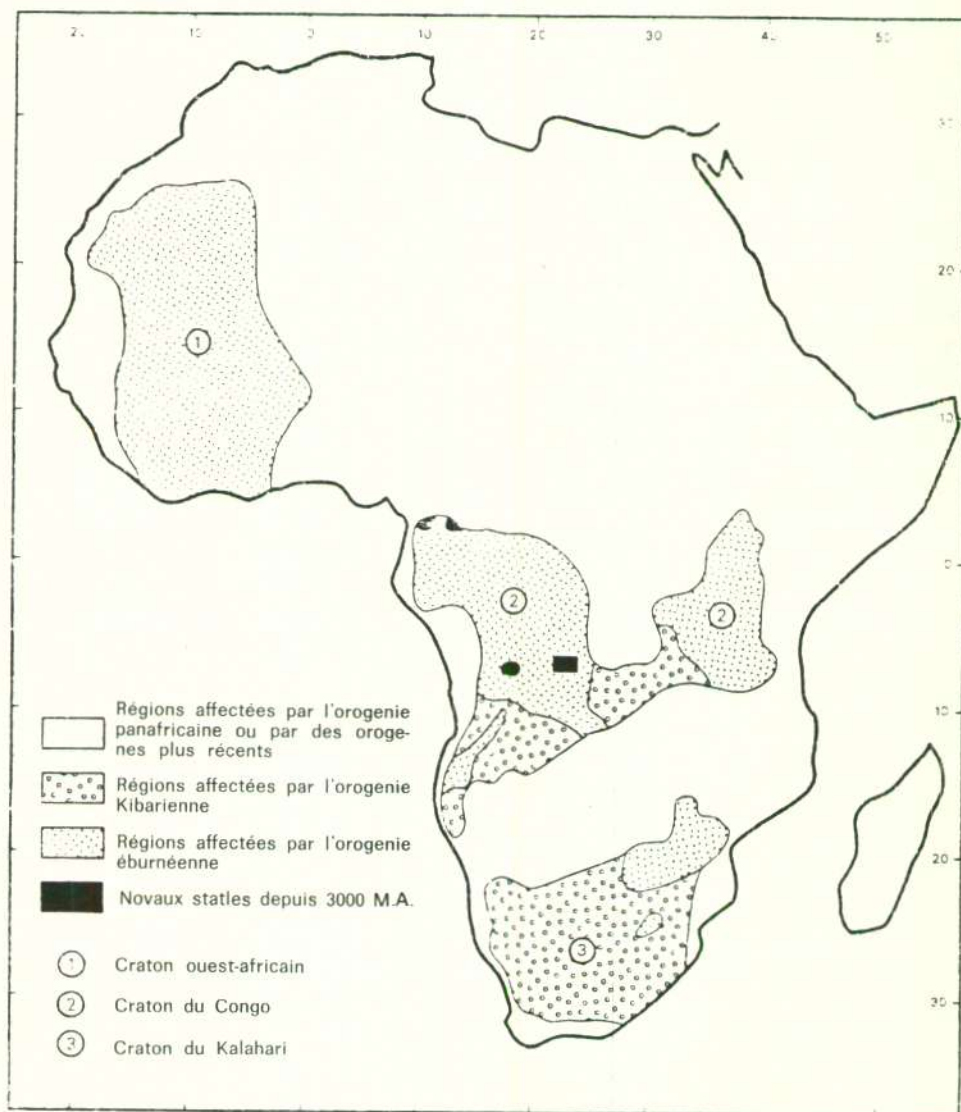
In generale le grandi faglie si sono prodotte e sono evolute secondo due direzioni ortogonali, NW-SE e NE-SW, perfettamente parallele nei due gruppi indipendentemente dalla distanza geografica:

- A. Fratture NW-SE: a) frattura della piattaforma sottomarina dalle isole del Capo Verde alla Liberia (2000 km); b) frattura da Bourem sull'ansa del Niger in Mali alla Nigeria lungo la bassa valle del Niger (1500 km); c) fossa di Gao del Cretaceo, prossima e parallela alla faglia principale 'b'; d) fossa tettonica del Téfidet dall'Air orientale al lago Ciad, del Cretaceo superiore; e) fossa del Mar Rosso dal Taurus turco allo stretto di Babel Mandel, ringiovanita fra il Miocene e il Pleistocene, causata da faglie ortogonali non rettilinee; f) frattura dal lago Tanganika al Mozambico; g) fossa dal lago Victoria a S della fossa dell'Upemba (88 km); h) fossa da Mombasa allo Zambia (1800 km).
- B. Fratture NE-SW: a) serie di faglie dalla Guinea all'ansa del Niger in Mali passanti per il corso superiore del Senegal; b) frattura dall'isola di S. Elena nell'Atlantico centrale fino al massiccio del Tibesti, passante per la fossa del Camerun (4000 km); c) fossa dell'Afar e fossa etiopica dal Mar Rosso al lago Rodolfo (1500 km); d) fossa del lago Alberto; e) fossa dal lago Tanganika alla costa del Mozambico.

E infine le fosse delle due Rift Valleys, parallele, che però hanno un andamento N-S, dal Mar Rosso allo stretto di Mozambico (oltre 4000 km, profonde 1400 m al lago Tanganika).

Vi è poi un certo numero di bacini di cui si ignorano ancora in parte le strutture reali, perché in esse hanno non solo giocato ondulazioni erciniche, alpine e recenti, ma anche fratture sia rettilinee che curve: a) bacino multiplo del basso Sahara, a N del Hoggar (fondo precambriano raggiunto a 3867 m a Hassi Messaoud, ma non raggiunto a 4422 m presso Biskra); b) bacino di Taoudenni, di 1200 km di diametro, apparentemente sinclinale di origine ercinica, ma con bordi doleritici attraversanti il

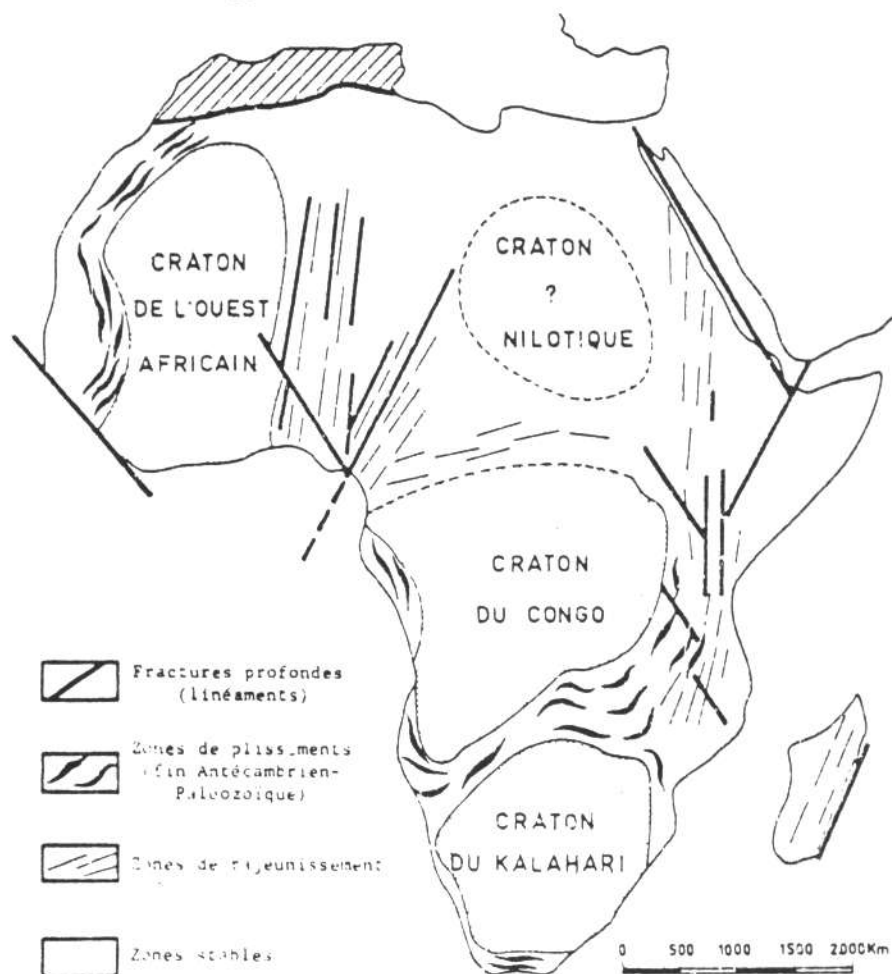
Carbonifero e disposti a cerchio e a raggi, il che sembra indicare un possibile cedimento dell'area centrale; c) bacino di Murzuk e bacino del deserto libico; d) bacino del Ciad⁷, di oltre 1000 km di diametro, piuttosto interessante perché sede del-



Schizzo dei cratoni africani nella loro evoluzione (secondo R. BESSOLES, Géologie de l'Afrique, B.R.G.M., 1977).

⁷ Cfr. Cap. I par. 6.

l'incrocio delle due fosse tettoniche di Téfidet e del Tibesti-Camerun-S. Elena (a Maiduguri in Nigeria, ossia alla latitudine di N'Djamena, la piattaforma precambriana non è stata raggiunta a 1103 m, mentre nella zona del Chari-Baguirmi, fra



Schizzo delle strutture d'insieme dell'Africa (secondo G. Rocci, 1965).

il lago Ciad e il Ouaddai, fu raggiunta a 97 m a Am Sack, 103 a Koundjar, 170 m a Beurso, 307 m ad Abu Beza); e) bacino del Congo, di 700 km di diametro e di origine relativamente recente, che presenta fosse e zone di sprofondamento (due perforazioni a 1680 e 2040 m non hanno raggiunto il basamento precambriano); f) bacino di Kalahari, separato dal bacino di Okavango a N da una soglia a sistema di pieghe; g) bacino del Karroo, fossile, divenuto pianura a seguito di sollevamento.

E infine esistono un certo numero di soglie e rilievi che sono stati oggetto di sollevamenti verticali in epoche diverse e successivamente deformati, fratturati, a volte attraversati da vulcani lungo il percorso delle faglie, e dove l'erosione ha messo a nudo il Precambriano (da E a W): a) scudo arabo-nubiano, tagliato in due dallo sprofondamento del Mar Rosso; b) rilievo del Tibesti, con le sue fratture punteggiate da vulcani; c) rilievo del Hoggar, con i suoi annessi dell'Air e dell'Adrar degli Iforas; d) la dorsale di Reguibat, bordo N del bacino di Taoudenni; e) i rilievi al confine Liberia-Costa d'Avorio, ove il Precambriano affiora ovunque; f) i rilievi del Camerun, fratturati nel Cretaceo con eruzioni vulcaniche e che si collegano a E con la soglia dell'Oubangui, importante e recente, che separa i bacini del Ciad e del Congo; g) grande e lunga dorsale NE dell'Africa orientale, dall'Etiopia al Mozambico, segno di uno sforzo epirogenetico prodigioso, accompagnato da una deformazione e dalla frattura delle Rift Valleys.

2.4. Attività vulcanica⁸

Per il vulcanesimo tre sono i periodi importanti. In primo luogo le estese eruzioni della fine del Triassico, la cui coincidenza con un periodo orogenetico ed epirogenetico relativamente poco attivo invita a dubitare di certe teorie e conclusioni: nel Nord-Africa colate di basalti doleritici sono state constatate all'interno di serie triassiche; in Africa occidentale sill e filoni doleritici attraversano tutte le serie del Primario, compreso il Westfaliano di Taoudenni, e sono anteriori al Continentale intercalare; in Sud-Africa il Karroo (sedimenti continentali permo-triassici dello spessore di 7000 m) è ricoperto di lave basaltiche per 1000-2000 m che sono attraversate a loro volta da filoni (dykes) di dolerite. La maggior parte di queste eruzioni è di tipo fessurale con direzione NE-SW e NW-SE come del resto tutto il sistema delle linee di frattura del continente che ha in seguito portato alla formazione della Gregory Rift Valley.

Il secondo grande periodo vulcanico è quello del Cretaceo. Appartengono a questa fase le collane di vulcani che sono il risultato della grande frattura che ha portato alla formazione della fossa tettonica allineata SSW-NNE con percorso isola di S. Elena (nell'Atlantico meridionale) — golfo di Guinea — Camerun — Tibesti. Le due faglie principali che formano le pareti laterali della fossa sono punteggiate di piccoli vulcani, mentre nell'asse stesso della fossa tutto un sistema secondario di fratture parallele ha portato alla formazione di edifici vulcanici di più grandi dimensioni: i vulcani insulari Annobon, S. Tomé, Principe, Fernando Po, e quelli continentali del monte Camerun e delle catene dei monti Manengouba e Bambuto, fino ai vulcani del Tibesti dove il Toussidé e il Tarso Voon sono ancora attivi (3.3.3.). Particolarmente studiato è stato il monte Camerun (4070 m): le eruzioni sono cominciate nel Cretaceo superiore con proietti di tufi basaltici; nel Paleogene (Eo-Oligocene) si

⁸ IFAN (Institut Fondamental d'Afrique Noire), « Atlas International de l'Ouest-Africain », 1968, *Geologia* a cura di Jean-Louis Mestraud del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM); R. FURON, *op. cit.*

sono avute vaste colate di lave basaltiche talora a tendenza andesitica; nel Miocene una nuova fase è stata caratterizzata dall'emissione di rocce chiare nefelinitiche, trachiti e fonoliti; nel Plio-Pleistocene le eruzioni hanno provocato il deposito di una formazione basaltica della potenza di 1000 m (le ultime eruzioni, con emissione di torrenti di melme, hanno avuto luogo nel 1909 e nel 1922, mentre un nuovo periodo di attività è cominciato nel 1959). Gli altri massicci vulcanici del Camerun presentano generalmente la successione basalti-trachiti nefelinitiche-basalti. Al medesimo tipo vulcanico appartiene il massiccio di Biu (NE della Nigeria) che è però composto solo di basalti. L'altro grande campo di fratture è la Rift Valley che va dal Taurus turco allo stretto di Mozambico passando per il Mar Rosso, l'Etiopia e tutta l'Africa orientale: vi sono ancora 2 vulcani attivi nel Mar Rosso, 17 più o meno attivi in Etiopia e Somalia, 16 nell'Africa orientale (Teleki, Meru di 4568 m, Kilimandjaro di 6000 m), mentre nella fossa occidentale presso il lago Kivu c'è il Virungas.

Il terzo periodo vulcanico importante è quello del Terziario e del Quaternario (Miocene, Pliocene, Pleistocene) provocato dalle azioni postume dei movimenti alpini del Terziario che hanno portato al sollevamento e alla deformazione di certi massicci antichi, alla ripresa di antiche fratture e alla comparsa di nuove faglie. Rientra in questo periodo l'attività vulcanica del Hoggar, dell'erg di Ténéré, dell'Air, dell'altopiano di Jos (Nigeria) e della penisola del Capo Verde (Senegal).

3. Geologia del Sahara centro-meridionale

Le formazioni del Sahara centro-meridionale sono per noi importanti in quanto il Sahel, costituendo il margine sud di queste regioni, è interessato dalla stessa loro tettonica e stratigrafia. A questa descrizione seguirà quella riguardante la geologia dei paesi sahariani e del Sahel in particolare.

3.1. *Parte occidentale*⁹

3.1.1. LA DORSALE DI REGUIBAT

Gli affioramenti del Precambriano del Sahara occidentale descrivono a N un arco di cerchio intorno al bacino di Taoudenni e questa è appunto la dorsale di Reguibat, con andamento NE-SW, che prosegue poi lungo la Mauritania occidentale. Non si conosce l'epoca della messa a nudo di questo Precambriano, ma si suppone che esso sia stato ricoperto da sedimenti dell'Infracambriano e del Paleozoico successivamente eliminati dall'erosione.

Si tratta di Precambriano D₁ in senso lato (Catarcheano, Archeano) costituito in parti sensibilmente eguali da filladi cristalline risparmiata dalla granitizzazione e da

⁹ IFAN, « Atlas International de l'Ouest-Africain », 1968, *Geologia* a cura di Jean-Louis Mestraud del BRGM.

graniti a caratteri molto generalmente sintettonici. Queste formazioni comprendono ectiniti e ciarnochiti:

- a. Le ectiniti sono rappresentate nella regione del Ghallamane (N mauritano) da quarziti, quarziti ferruginose, leptiniti, gneiss a biotite, gneiss calco-magnesiaci a anfiboli e pirosseni e più raramente a micascisti. Le ectiniti figurano anche nella serie più antica del Precambriano (D_2) che si trova nell'Amsâga (W mauritano) ma che continua poi a NE fino al Tiris, mentre a E scompare sotto la pianura sedimentaria dell'Adrar di Atar; questa serie è fatta di gneiss a due miche, leptiniti, quarziti ferruginose, anfiboliti, cipollini, serpentiniti, anortositi e metagabbri; le stesse facies si ritrovano nel Taziâzet e nel Tijirîr (NW mauritano) ma con prevalenza di elementi calco-magnesiaci, anfiboliti e metagabbri. Le quarziti hanno meglio resistito all'erosione rimanendo in evidenza; spesso ferruginose, contenenti limonite, oligisto o magnetite, sono ottime per lo sfruttamento del ferro; il tenore di Fe delle miniere mauritane di Zouerat è fra i più alti del mondo.
- b. Le ciarnochiti sono state riconosciute nell'Amsâga sotto forma di graniti sintettonici; questi sono generalmente migmatici nell'Amsâga, nel Taziâzet e nel Tijirîr (NW mauritano), a carattere fortemente endomorfo nel Ghallamane (N); sono quasi sempre calco-alcaline a due miche o ad anfiboli e formano il basamento cristallino sul quale galleggiano le filladi cristalline.

Le formazioni del Precambriano D sono interamente piegate e raddrizzate alla verticale, specie nel Ghallamane dove si arriva difficilmente a riconoscere le strutture sinclinali o anticlinali; la direzione delle pieghe è NE-SW e cambia in NW-SE a S del Tiris. Più a NE le regioni del Zemmour e del Yetti presentano anch'esse serie svariate di difficile interpretazione. Più ancora a NE altre serie figurano nel massiccio cristallino del Yetti-Eglab.

La geocronologia assegna alla granitizzazione magmatica e alla sistemazione in sede delle pegmatiti dell'Amsâga e del Taziâzet un'età compresa fra 2600 e 2500 milioni di anni.

Il Precambriano C_2 (2400-1800 m.a.) è rappresentato in una ristretta banda a direzione NE-SW a E del Ghallamane nota come 'serie di Agueli Nebkha' e comprendente scisti cristallini di origine sedimentaria. Peraltro un importante complesso granitico posteriore a questa serie, ma che ha prodotto metamorfismo di contatto, figura alla estremità orientale della dorsale senza mostrare generalizzati caratteri sintettonici; essa è anche in gran parte posteriore alla 'serie di Ayoûn Abd el Mâlek', situata più a NE, che appartiene al ciclo C_1 (1800-1600 m.a.); tuttavia non è escluso, vista la mancanza di dati geocronologici, che i micrograniti precoci, certe facies orientate e forse il granito porfiroide calco-alcino a biotite di tipo 'serie Yetti' (massiccio del Yetti-Eglab) composta di scisti, quarziti e rocce vulcaniche, siano associati al ciclo C_2 .

Il Precambriano C_1 è dunque essenzialmente rappresentato dai graniti post-tettonici e atettonici, e le serie vulcano-detritiche di Ayoûn Abd-el-Mâlek citata e di Imourène a S del Yetti (NE mauritano) non ne sono che dei ridotti cumuli di erosione. Queste formazioni comprendono conglomerati, arkose a ciottoli, arkose fini, arenarie e grovacche senza localizzazione stratigrafica precisa; alle facies detritiche sono associate facies piroclastiche di tipo ignimbriti, lave riolitiche, tufi e

cenерiti. Pare si tratti di depositi molassici tipici provenienti dalla distruzione delle catene del Precambriano C₂ che sono rappresentate appunto dalla 'serie di Aguel Nebkha' di cui si ritrovano ciottoli nei conglomerati. Queste formazioni furono in seguito moderatamente piegate e poi interessate da una granitizzazione che ne ha lasciato sussistere solo dei lembi. Tali graniti post-tettonici e atettonici devono essersi messi in sede in varie fasi, dagli elementi calco-alcalini come il granito di Aïn Ben Tilli (a N del Tiris sulla frontiera mauritana) che è largamente predominante, fino ai massicci circoscritti di graniti alcalini e iperalcalini e finalmente ai micrograniti porfirici allungati in grandi masse o filoni; al contatto col granito di Aïn Ben Tilli si è prodotta una trasformazione delle facies detritiche in leptiniti o in embrechiti e anatessiti leptiniche.

Il Precambriano B (superiore, Proterozoico medio) figura nel massiccio del Yetti-Eglab con una 'serie di Guelb el Hadid' discordante sulle precedenti, completamente detritica, infiltrata di andesiti e rioliti; essa è raggiunta dai graniti dell'Aftout ed è ricoperta in discordanza dall'Infracambriano a Stromatoliti (P. Grevin).

3.1.2. LA SINCLINALE DI TAOUDENNI

La sinclinale ercinica di Taoudenni-Araouane (villaggi sahariani del Mali) occupa tutto il Sahara occidentale. È un immenso bacino autonomo e una delle più vaste sinclinali del mondo con oltre 1200 km di diametro. Tutti gli affioramenti si chiudono verso W in Mauritania e verso NE sulla dorsale di Reguibat, che separa questa serie primaria da quella del Sud algerino; verso S invece gli strati si rialzano progressivamente per emergere ai margini degli altipiani che dominano l'Aouker mauritano, e verso SE per emergere nell'altopiano di Bandiagara sulla destra del Niger in Mali; le due estremità del bacino, a W nel Tamga e a SE nella regione che sta a N di Tombuctù, sono localmente piegate e raddrizzate.

Allo stato attuale delle conoscenze dell'Ovest africano si ammette che molto tempo sia trascorso fra la sistemazione in loco dei graniti del Precambriano C₁ e la formazione dei bacini del Precambriano A (Infracambriano, Proterozoico superiore) che è rappresentato principalmente appunto dal bacino di Taoudenni (e dal bacino voltaico). Non si può precisare questo intervallo che potrebbe essere fra i 1600 e i 1000 m.a. Il Precambriano A comunque è rappresentato da 3 tipi di formazioni: a) coperture di piattaforma, sedimentarie e suborizzontali; b) catene o coperture piegate aventi per origine depositi sedimentari o vulcano-sedimentari nelle fosse infracratoniche che sono metamorfiche e piegate; c) graniti atettonici a facies spesso subvulcanica.

Sebbene siano in gran parte mascherate da coperture più recenti, è legittimo immaginare che le formazioni sedimentarie attribuibili al Precambriano A o Infracambriano tappezzino la maggior parte dell'immensa sinclinale, poiché le si ritrova regolarmente ai bordi di essa (con la sola eccezione di certi punti del Senegal e della Guinea dove il Paleozoico è direttamente trasgressivo sullo scudo antico).

Al bordo NW del bacino (catene del Hank algerino e dell'Adrar mauritano) il Precambriano A è stato suddiviso in 3 gruppi separati da 2 leggere discordanze (dall'alto in basso):

- 1) Un gruppo essenzialmente arenaceo-scistoso o unicamente arenaceo;

- 2) Un gruppo carbonatico (calcari a Stromatoliti e dolomiti) con arenarie grossolane alla base e arenarie psammiti alla sommità;
- 3) Un gruppo arenaceo-scistoso-carbonatico formato di arenarie grossolane o conglomerati alla base.

La potenza di questo Precambriano A è di 1500 m nell'Adrar e diminuisce in direzione del Hank dove il gruppo superiore è unicamente arenaceo.

Il Precambriano A si ritrova anche sugli altri bordi del bacino: a W nella catena mauritana dell'Afollé (4.1.2.), nella falesia maliana di Tambaoura (4.1.3.), a N dell'altopiano maliano (4.1.3.); a S immediatamente sotto Bamako (4.1.3.); a E sulla frontiera maliano-voltaica e nell'ansa del Niger (4.1.3.). In realtà nessun fossile permette di attribuire con sicurezza queste formazioni all'Infracambriano in quanto le Stromatoliti non sono dei fossili guida ma solo fossili di facies di scogliera; tuttavia la presenza costante di una tillite al disopra di esse non lascia dubbi in proposito in quanto si tratta di tillite nota come costituente di base dell'Eocambriano. Qualificate come suborizzontali, le formazioni dell'Infracambriano sono localmente monoclinali con inclinazioni che possono raggiungere i 10° (caso della 'serie di Ségou-Madina-Kouta' in Mali); ma queste deformazioni non sono necessariamente dovute all'orogenesi riffiana (del Riff marocchino), caratteristica del Precambriano A, perché possono essere anche posteriori, per es. dovute all'orogenesi ercinica; l'esistenza comunque di due discordanze nell'Infracambriano dell'Adrar mauritano, e più ancora la discordanza angolare che separa l'Infracambriano dalla tillite eocambriana, sono altrettante prove di movimenti orogenetici.

L'importanza di questi movimenti orogenetici emerge dal fatto che il Precambriano A appare sempre presente nelle catene e coperture piegate. Come sappiamo, sul bordo W del bacino di Taoudenni è stata riconosciuta una catena piegata ercinica nota come 'Mauritanidi': ebbene in essa troviamo coinvolte con i depositi paleozoici delle formazioni che sono attribuite al Precambriano A senza che il fatto sia per nulla dimostrato ma che sono stratigraficamente equivalenti agli strati di terreni sedimentari suborizzontali che abbiamo visto esistere al disotto della tillite eocambriana. Questa catena corre ininterrottamente lungo la costa atlantica dal Marocco fino alla Sierra Leone con una digitazione attraverso la Guinea-Bissau. La paleogeografia del Precambriano A può dunque concepirsi come segue: al momento stesso in cui cominciava a crearsi l'immensa depressione del bacino di Taoudenni vi fu anche la formazione di una fossa intracontinentale, fossa che fu sede di una sedimentazione di natura diversa da quella dei depositi della piattaforma e al tempo stesso di un vulcanesimo sottomarino a carattere ofiolitico (da notare che sondaggi elettrici presso Nouakchott non hanno incontrato il Precambriano a 2000 m); alla fine del ciclo del Precambriano A il complesso vulcanico sedimentario che riempiva la fossa subiva l'orogenesi riffiana (Riff marocchino) che ebbe effetti solo molto attenuati sulla copertura del bacino; la fossa infracambriana d'altra parte continuò ad avere un ruolo importante nel Paleozoico fino all'orogenesi ercinica, almeno nella parte della catena che è a N della Guinea, perché a S di questo limite vediamo il Paleozoico riprendere la sua funzione uniforme di copertura quasi tabulare della piattaforma.

Le formazioni vulcanico-sedimentarie così attribuite all'Infracambriano e che partecipano alla costituzione della catena delle Mauritanidi hanno ricevuto nomi locali: serie di Akjoujt, di Gâdel, di Diala Bouanzé (4.1.2.), serie di Gabou e dei Bassari (4.1.1.). L'Infracambriano compreso nella catena delle Mauritanidi ha dunque subito almeno due orogenesi maggiori, la riffiana verso i 620 m.a. e l'ercinica verso i 360-350 m.a.; la prima fu accompagnata da metamorfismo delle formazioni vulcanico-sedimentarie, mentre la seconda è all'origine nella parte N della catena di importanti sovrascorrimenti (overlapping) e di una struttura imbricata nella serie di Akjoujt; le dislocazioni tangenziali si attenuano verso S, e se hanno ancora provocato sovrascorrimenti nelle serie di Gâdel e di Diala Bouanzé, che mostrano uno stile isoclinale con prolungamenti verso W, le strutture isoclinali delle serie dei Bassari (e di Koulountou in Guinea) sarebbero autoctone.

Le formazioni del Paleozoico nel bacino di Taoudenni sono conosciute in 6 paesi (Sahara marocchino, Mauritania, Senegal, Guinea-Bissau, Guinea-Conakry, Mali) e lo sono essenzialmente sotto l'aspetto di copertura di piattaforma, ma che partecipa tuttavia, come abbiamo visto, all'architettura della catena delle Mauritanidi dove racchiudono in più gli spandimenti vulcanici; ricordiamo ancora che è per la presenza molto generalizzata di una tillite importante alla base della successione stratigrafica che si è potuta attribuire questa copertura a un'età eocambriana, in quanto i primi fossili identificabili (Brachipodi inarticolati) sono caratteristici del limite fra il Cambriano e l'Ordoviciano; la sommità della successione è costituita dal Carbonifero superiore (Namuriano).

Nel Hank (N mauritano) il Cambro-Ordoviciano inferiore presenta due unità:

- a. Serie arenacea del Kreb-en-Nâga alla sommità, costituita da arenarie fini che passano lateralmente ad W a un'alternanza di banchi di argille plastiche a sottili intercalazioni di calcari marnosi;
- b. Serie arenaceo-pelitica dell'Azlaf, a N della precedente, a cemento calcareo e con presenza di glauconite, dove, nella zona di affioramento centrale, vi è passaggio laterale ad arenarie striate intercalate di ftaniti e diaspri; alla base si osserva una tillite della potenza di qualche metro.

Nella parte occidentale del bacino di Taoudenni (Adrar e Tagant di Mauritania) ha potuto essere descritta (Th. Monod, 1952; R. Trompette, 1967) una stratigrafia completa del Cambro-Ordoviciano inferiore come appare nella sezione delle falesie ai limiti degli altipiani (dall'alto in basso):

- 1) Devoniano senza discordanza (il centro della sinclinale, essendo occupato da dune, non lascia vedere alcuno strato superiore al Fresniano);
- 2) Gotlandiano (20-50 m);
- 3) Formazione arenaceo-argillosa di scisti, siltiti e arenarie inferiori (Arenarie del Dahr) con un livello calcareo dolomitico (200 m);
- 4) Formazione di grande potenza (250 m) composta di ftaniti, diaspri, siltiti e argilliti (shale) ftanitiche, con nella parte inferiore qualche metro di calcari dolomitici a noduli di baritina;

- 5) Formazione tillitica complessa, spesso carbonatica, a ciottoli di basamento sovente striati, a cementazione argillo-calcareo, composta di calcari a Stromatoliti di Atar (orizzontali), di siltiti, arenarie e scisti di base (1-50 m) sotto forma di lenti piuttosto che di strati uniformi e senza discordanze visibili;
- 6) Discordanza importante;
- 7) Piattaforma precambriana a pieghe livellate.

Rimandiamo alle descrizioni particolari i dati sul Cambro-Ordoviciano inferiore delle catene dell'Afollé e dell'Assaba, della depressione del Hodh (4.1.2.), delle regioni di Nioro del Sahel e Nara (4.1.3.), della regione della Falémé (4.1.1.).

Il Cambro-Ordoviciano superiore è rappresentato nel Hank (estremo N mauritano e maliano) dalla 'serie delle arenarie dell'erg Chech', composta di arenarie piuttosto grossolane e localmente conglomeratiche (potenza 400 m). Nell'Adrar mauritano la serie superiore che forma il Cambro-Ordoviciano superiore è concordante con la serie inferiore essenzialmente arenacea, e sono stati distinti 3 livelli (dall'alto in basso):

- a. Arenarie fini micacee e arenarie quarzitiche di Zli (350 m);
- b. Arenarie di Oujeft color viola chiaro, feldspatiche e a volte caoliniche a stratificazione incrociata (200 m);
- c. Arenarie-quarzitiche di Cinguetti (100 m).

Rimandiamo alle descrizioni particolari le serie del Tagant e dell'Assaba (4.1.2.).

L'Ordoviciano superiore dell'Adrar mauritano¹⁰ è rappresentato dalle 'Arenarie di Tamaga' (regione fra il Tagant e l'Assaba), di potenza 20-200 m, che sono arenarie quarzitiche massicce o a strati di spessore monumentale.

Il Siluriano figura nell'Adrar meridionale e nel Tagant, distinto in 5 piani (R. Trompette, 1967) di scisti e arenarie alternati per una potenza totale di 80 m. Nelle stesse regioni il Siluro-Devoniano (Siluriano e Devoniano sono in genere confusi) presenta una sezione schematica (J. Delpy, 1963) con la successione seguente (dall'alto al basso):

- a. Arenarie diverse, spesso fossilifere, che rappresentano il Devoniano;
- b. Argilliti in piccole placche o fogliettate, di color marrone o bianco;
- c. Arenarie diverse in genere in banchi sottili.

Il Devoniano comprende nell'Adrar 3 grandi sequenze:

- a. Arenarie quarzitiche fini e siltiti del Fresniano (450 m);
- b. Calcari oolitici a ciottoli di fosfati siltitosi (100 m);
- c. Arenarie e arenarie quarzose spesso grossolane con intercalazioni ferruginose che vanno dal Siegeniano al Coblenziano (80 m).

¹⁰ In nessun'altra parte del bacino di Taoudenni si è potuto isolare un Ordoviciano superiore dal Cambro-Ordoviciano superiore; ciò è dovuto al fatto della scoperta, nel 1962, di una discordanza provocata da erosione e di una tillite in seno a questo complesso nelle arenarie di Tamaga presso Moudjéria ai confini fra il Tagant e l'Assaba.

Il Devoniano della parte N del bacino di Taoudenni in Mali descrive un arco di cerchio di 500 km di lunghezza con la successione che segue (sempre dall'alto in basso):

- 1) Arenarie fini e ultrafini;
- 2) Formazione argillosa superiore gessifera;
- 3) Formazione calcare giallastra con piano marnoso fossilifero;
- 4) Formazione argillosa inferiore di argille variegata e scisti argillosi;
- 5) Arenarie fini di base.

La potenza della serie aumenta da 50 a 150 m andando da W a E.

Il Carbonifero non è rappresentato che nella parte N del bacino di Taoudenni, nella regione del villaggio omonimo, dove occupa una grande superficie scomparendo poi verso S e SW sotto la copertura del Continentale intercalare o sotto un vasto hamada. In questo insieme, della potenza di 600 m, si distingue (dall'alto in basso):

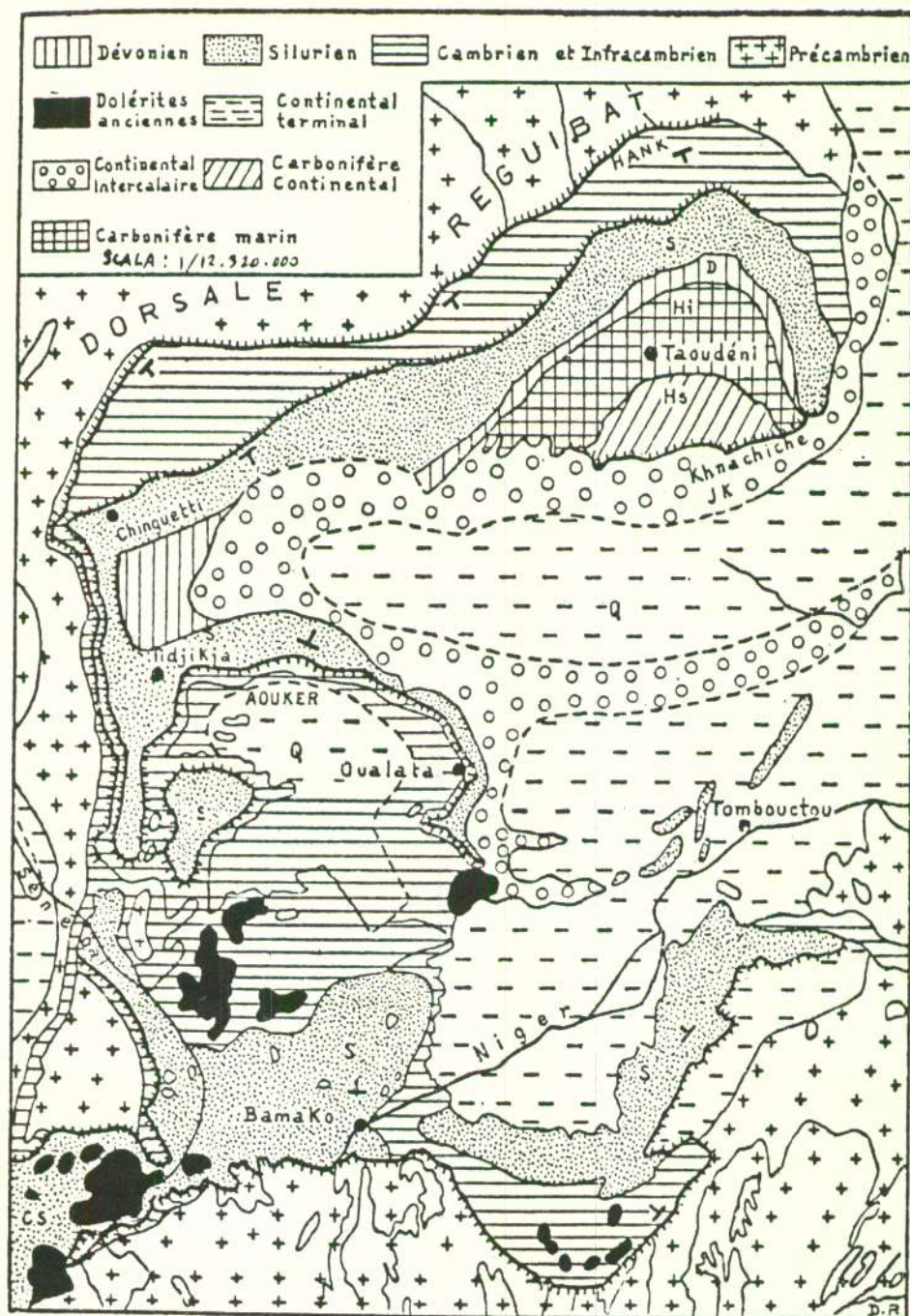
- a. Serie rossa continentale con flora fossile caratteristica;
- b. Formazione essenzialmente calcarea comprendente un episodio detritico a volte argilloso appartenente al Viseano superiore;
- c. Facies detritiche a episodi argillosi e calcarei che hanno fornito una fauna del Tur-naisiano e del Viseano inferiore.

Le due sequenze inferiori, che rappresentano il ciclo marino, sono attribuite al Dinantiano (Eocarbonifero). In generale però nel bacino di Taoudenni i depositi del Paleozoico terminano con una sedimentazione continentale che va dal Namuriano al Westfaliano e che rappresenta dunque un Mesocarbonifero.

È interessante notare che nell'Africa occidentale tutte le formazioni geologiche anteriori al Mesozoico sono attraversate da intrusioni basiche del Primario (e più precisamente post-viseano), che dimostrano l'avvento di un vulcanismo fessurale. Le manifestazioni più importanti sono localizzate appunto nel bacino di Taoudenni sia dalla parte mauritana che da quella maliana. Esse si presentano con giacimenti di tipo assai vario:

- Filoni (dykes) di riempimento di fratture o faglie con potenza variabile di 2-20 m;
- Massicci sovente molto estesi, come nel caso della frontiera mauritano-maliana;
- Sill che possono arrivare a una lunghezza di varie centinaia di km nella Mauritania settentrionale;
- Laccoliti;
- Necks (antichi condotti vulcanici).

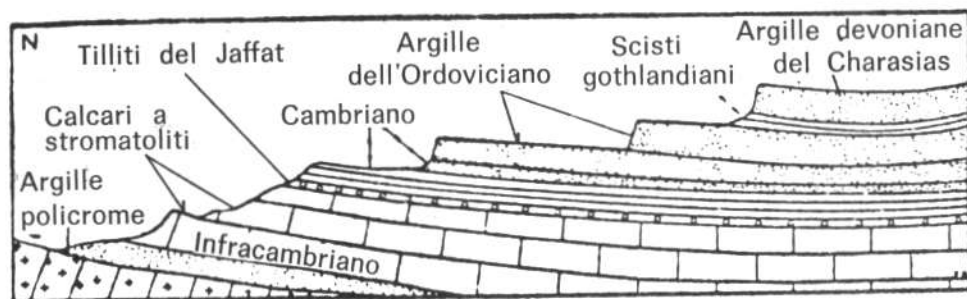
La facies petrografica più comune è una dolerite a labradorite e poi augite, pigeonite, iperstene, olivina e quarzo. Esistono tuttavia diverse differenziazioni: la struttura intersertale può diventare microlitica con facies che sono allora basaltiche; al centro dei sill si osservano strutture micropegmatiche con associazioni di quarzo e albite; alla base di certi sill molto spessi si trovano a volte localizzate delle peri-



Schizzo del bacino di Taoudenni (secondo R. FURON).

dotiti; in molti sill, specie nel Mali, si osservano rocce leucocratiche a quarzo visibile o dei granofiri.

Nell'alto bacino (Mauritania e Mali settentrionali) esistono formazioni limitate del Continentale terminale: si tratta di formazioni di hamada con struttura di altipiani orizzontali spesso decomposti in lembi e cosparsi di affioramenti delle formazioni sottostanti; il loro spessore non supera mai i 20 m; le facies sono essenzialmente silicee e calcaree a carattere detritico, le facies silicee variando da sabbie non consolidate ad arenarie quarzitiche di tinte molto varie; quelle calcaree, arenacee o brecciodi, essendo di colore bianco, grigio o azzurro con frequente presenza di grani di quarzo lisci o angolosi.



Sezione schematica degli altipiani della Mauritania (secondo TH. MONOD).

È forse utile chiudere questa parte con la descrizione di una sezione orizzontale del bacino per un tratto di 370 km da N a S, ossia dalla falesia del Hank al villaggio sahariano di Taoudenni (N. Menchikoff, Th. Monod, J. Fabre, J.R. Villemur):

- Infracambriano: la falesia del Hank è composta di arenarie sormontate da 100 m di calcari dolomitici a Stromatoliti.
- Cambriano: conglomerato a ciottoli di quarzite e arenarie stratificate senza fossili.
- Ordoviciano: conglomerato a ciottoli di quarzite e 150 m di arenarie grossolane spesso a stratificazione incrociata.
- Gotlandiano: scisti fossiliferi su qualche decina di metri.
- Devoniano: Eifeliano inferiore alla sommità della falesia S di Teghazza; Eifeliano superiore a 10 km a S di Teghazza (con fossili ferruginosi negli scisti); Devoniano superiore certamente esistente ma fossili non ancora reperiti.
- Carbonifero inferiore: vi figurano Turnesiano, Viséano, Namuriano-Westfaliano; è l'epoca del ritiro del mare dal Sahara centrale e sembra che l'emersione sia proprio del Namuriano perché ai calcari marini del Viséano succedono calcari brecciodi, arenarie e argille color vinaccia a volte gessifere, a carattere lagunare, lacustre e forse anche continentale; segue il 'post-tassiliano' (3.2.2.) con 150 m di depositi di argilliti e arenarie color vinaccia alternati (queste formazioni appaiono in 'monadnock' sul Hamada-el-Haricha e scompaiono a S sotto il Continentale intercalare del Khnache, regione a SW di Taoudenni).

- Doleriti: tutta la serie primaria è attraversata da una straordinaria abbondanza di filoni doleritici disposti in arco di cerchio o a raggi, il che potrebbe indicare uno sprofondamento dell'area centrale del bacino; questi filoni doleritici, labradoritici e quarziferi a pigeonite attraversano il Carbonifero continentale ma non il Continentale intercalare, per cui sembrano del Triassico o al massimo del Lias (Th. Monod.).
- Continentale intercalare: sulle argille color vinaccia del Westfaliano vi è una nuova serie continentale molto più recente, cioè il Continentale intercalare del Cretaceo inferiore contenente le arenarie a tronchi silicizzati della falesia del Khnachiche (SW di Taoudenni) che si estendono verso S fino ai dintorni N di Araouane per scomparire poi a NE sotto il hamada di Tanezrouft; verso W, nell'immensa regione desertica del Djouf, a cavallo della frontiera mauritano-maliana, appaiono placche di arenarie e argille a tronchi silicizzati che si estendono a S fino al Dahr Tichit, Oualata, Nema e Nara, nel Sahel mauritano e maliano.
- Continentale terminale: nel deserto del Djouf sono stati scoperti brandelli di arenarie tabulari apparentemente di origine lacustre ma privi di fossili; il Continentale terminale finisce con un centinaio di metri di sabbie argillose e di argille variegata di tipo mio-pliocenico.
- Quaternario: nelle regioni di Taoudenni e di Teghazza sono esistite delle enormi 'sebkhas'¹¹, i cui depositi di sale sono stati sfruttati per secoli; le saline di Teghazza furono sfruttate a partire dal sec. XI e la cittadina sahariana era allora interamente costruita in sale; Taoudenni succedette a Teghazza all'inizio del sec. XVIII e vi si sfruttano ancora oggi 5 strati di sale dello spessore di 10-15 cm che sono separati da strati argillosi; le tavole di sale arrivano a dorso di cammello al mercato di Tombuctù di dove vengono distribuite in tutte le regioni circostanti.

3.1.3. ATTIVITÀ VULCANICA

Da notare le 5 strutture crateriformi della Mauritania, allineate SW-NE per 450 km secondo due linee parallele a partire da Ouadane: a) il cratere di Ouellul a 50 km a S di Atar, di 250 m di diametro e 15 di profondità, fatto di arenarie primarie, che potrebbe essere un cratere di esplosione ma anche il punto di impatto di un meteorite; b) a 125 km a NE di Atar il sollevamento dei Semsyat, atolli-forme e poco visibile a terra, apparentemente provocato da uno smottamento laccolitico; c) la cupola livellata del Richat, di 50 km di diametro, che mostra una sezione di Infracambriano a Stromatoliti con verso il centro un po' di materiale riolitico, segno di una possibile origine vulcanica esplosiva; d) il cratere di Tennaouer, di 1800 m di diametro, che interessa il Primario e il hamada del Continentale terminale; e) finalmente il cratere di Temimichat-Ghallamane, di 500 m di diametro nel Precambriano. Non essendoci erosione questi crateri fanno pensare a manifestazioni vulcaniche relativamente recenti.

Infine, circa il vulcanismo della penisola del Capo Verde nel Senegal — risultato non di sollevamenti e deformazioni ma dello sprofondamento della costa atlantica — esso iniziò nell'Oligo-Miocene con proietti di tufi argillosi più o meno ricchi di elementi piroclastici con fauna dell'Aquitano; questi furono seguiti da emissioni di basalti, ankaratriti, doleriti, gabbri a olivina e basaniti; nel Quaternario, e

¹¹ Conche di depositi di sale o gesso soggette a sola evaporazione, senza infiltrazione.

specie nel Villafranchiano, un nuovo periodo di attività vulcanica ha registrato, da principio il deposito di cineriti sulla formazione delle sabbie rosse infrabasaltiche, più tardi l'accumulazione di brecce (almeno in prossimità del centro di eruzione delle Mamelles), e finalmente la messa in posto di colate di basaniti e poi di doleriti che formano un grande dyke in corrispondenza della frattura di emissione delle colate doleritiche.

Fra i fenomeni vulcanici curiosi o pseudovulcanici possiamo citare le singolari manifestazioni della zona di Tombuctù, dove fiamme e fumi si liberano durante la stagione secca dalle fessure delle argille ('mud cracks').

3.2. *Parte centrale*

Il Sahara centrale è dominato dal massiccio del Hoggar (Ahaggar), fatto di rocce cristalline e filladi apparse a seguito di erosione al centro di un'aureola di altipiani del Paleozoico che sono i Tassili. La piattaforma cristallina si eleva fino a 2300 m nel Teffedest, mentre i rilievi vulcanici recenti dell'Ataqor raggiungono i 3000 m (Tahat, 2918 m). Il massiccio cristallino del Precambriano è al centro della formazione e su di esso giace la serie del Paleozoico in discordanza angolare. I Tassili interni, cioè i più prossimi al nucleo cristallino, sono costituiti da arenarie inferiori ordoviciane o cambriane. Il Gotlandiano scistoso crea una depressione topografica ('solco intra-tassiliano') fra Tassili interni ed esterni, che sono formati da arenarie superiori in gran parte eodevonianee. L'altopiano dei Tassili esterni fa luogo poi alla zona pre-tassiliana e alle serie pre-tassiliane che sono del Neo- e Meso-Devoniano e del Carbonifero; a N del Hoggar questa spiaggia pre-tassiliana scompare sotto i sedimenti del Cretaceo.

Numerosi furono i movimenti tettonici del massiccio centrale sahariano: i più violenti furono quelli del Precambriano; movimenti caledoniani si notano nel Gotlandiano dei monti del Mouyidin (zona di Amserha a W del Hoggar) e altri ne intervengono fra il Coblenziano e il Devoniano medio; ma sono dei movimenti ercinici che hanno dato a questa regione il suo aspetto attuale. L'insieme è stato sollevato dopo il Carbonifero inferiore marino, e delle pieghe si sono formate dopo i depositi del Westfaliano continentale; si è alzata una cupola che si è poi erosa nel corso del tempo facendo apparire il nucleo cristallino e non lasciando sussistere che una frangia di terreni sedimentari disposti ad aureola discontinua. I Tassili hanno pieghe orientate da NW a SE, l'erosione delle quali si manifesta con una serie di festoni. Per lungo tempo il Hoggar restò un massiccio sottoposto a forte erosione, drenato da torrenti abbastanza potenti da creare vaste zone periferiche di depositi del Continentale intercalare. Nel Cretaceo superiore il mare entra nel Sahara e ricopre anche parte dei rilievi del Hoggar e dei suoi annessi non lasciando sussistere che un'isola. Nel Cenozoico il mare si ritira definitivamente e più tardi, a seguito dei movimenti alpini tardivi, quei sedimenti marini vengono sollevati con tutto il massiccio fino a 700-800 m di altitudine. Parallelamente si manifesta una certa attività vulcanica durante la fine del Cenozoico e il Neozoico.

3.2.1. IL PRECAMBRIANO DEL HOGGAR

Il Precambriano D in senso lato (Catarcheano e Archeano, detto nel Hoggar 'Suggariano') ha una potenza di circa 20.000 m e presenta facies a scisti cristallini assai differenziati come pure massicci granitici:

- A. Le facies scistose cristalline sono per la maggior parte ectiniti perché rare sono le migmatiti ben differenziate dei graniti sintettonici migmatici; si tratta di ectiniti aventi un aspetto particolare che le apparenza alla facies ciarnockitica quale è quella di In-Ouzzal, assai ben sviluppata specie nell'Adrar degli Iforas (In-Ouzzal è a N di questo, oltre frontiera, in Algeria). Il Precambriano D metamorfico, o Suggariano del Hoggar, è dunque rappresentato da: a) ectiniti con una gamma estesa di facies - micascisti, leptiniti, gneiss diversi, ad anfiboli, a pirosseni, cipollini, quarziti; b) una presenza di migmatiti che esprime uno dei segni più occidentali della catena suggariana; c) il massiccio ciarnockitico a facies 'In-Ouzzal' nel quale la maggior parte delle facies di ectiniti sono rappresentate, ma con una larga prevalenza di leptiniti (queste formazioni si estendono su un'area di $\text{km } 600 \times 20$ che va dal Tanezrouft all'Adrar degli Iforas).
- B. I graniti occupano una superficie relativamente limitata e sono prevalentemente sintettonici, in genere circondati da aureole di migmatiti; hanno tutti i caratteri dei graniti di anatessi e sono per la maggior parte calco-alcalini monzonitici a biotite; non mancano però ristrette aree di piccoli massicci di graniti intrusivi a bordi circoscritti.

Le misure di età assoluta hanno creato molta confusione nello schema geologico classico del massiccio centrale sahariano: il massiccio ciarnockitico a facies In-Ouzzal è compreso fra 3000 e 2500 m.a. e deve restare attribuito al Precambriano D; vi è poi una vasta parte di Suggariano, in particolare la banda centrale del Hoggar e quella orientale che si prolunga nell'Air, che apparterrebbero — con un'età di granitizzazione dell'ordine di 650 m.a. — a un Precambriano A (Infracambriano) antico, mentre i filoni del 'Farusiano del Hoggar' rappresenterebbero il Precambriano A recente ¹².

Il Precambriano D si presenta in larghe bande submeridiane separate da solchi di formazioni del Farusiano appartenenti a una catena più recente e si prolunga poi nell'Adrar degli Iforas e nell'Air (come vedremo singolare è il parallelismo rigoroso di queste pieghe molto serrate fra loro). Questo grande complesso fu sottoposto a un metamorfismo generale molto intenso già acquisito anteriormente alla formazione delle pieghe. La migmatizzazione ha infatti interessato tutta la zona inferiore perché ci sono intrusioni granitiche che sono legate alla formazione della catena precambriana inferiore (graniti migmatici di Teffedest, graniti dell'Ataqor, graniti post-tettonici).

Il Precambriano C₂ (Farusiano inferiore) è largamente rappresentato nel Hoggar e nell'Adrar degli Iforas sotto l'aspetto di allineamenti submeridiani con virgazioni locali, tra faglie che si alternano al Precambriano D (Suggariano). Le catene del Pre-

¹² Secondo questa terminologia regionale il Suggariano corrisponde alla base del Precambriano, mentre il Farusiano corrisponde alla sommità; il Farusiano si divide poi in inferiore (Relaidiniano) e superiore (Nigriziano).

cambriano D₂ (inferiore, Catarcheano) erano già molto erose al tempo della trasgressione marina del ciclo del Precambriano C₂ che è iniziato con lo sprofondamento di vasti settori del Precambriano D e la creazione di fosse tettoniche. In queste fosse, parallelamente a una attività vulcanica protrattasi per molto tempo sotto forma di andesiti, daciti e rioliti, è cominciata una sedimentazione spesso imponente di depositi di conglomerati (Lelubre, 1948).

Questo Precambriano C₂ è dunque fatto di ectiniti di origine vulcanica e sedimentaria, in genere poco metamorfosate (almeno a paragone del Precambriano D) e poi di migmatiti o batoliti che sembrano legate ai graniti: questi conglomerati comprendono di conseguenza filladi, arkose, arenarie più o meno quarzifere, calcari a Stromatoliti che si sono localmente trasformati in cipollini; più eccezionalmente si sono identificate facies della mesozona con micascisti, leptiniti, gneiss, anfiboliti e anche scisti verdi derivanti da rocce vulcaniche basiche. Lo spessore della serie è dell'ordine di 15.000 m.

La migmatizzazione che ha modificato localmente i metasedimenti del P. C₂ (e specie le filladi) pare sempre legata ai graniti più antichi, e si traduce in una metasomatosi a carattere eterogeneo diversamente dal caso della migmatizzazione regionale. I graniti sintettonici tardivi appaiono in massicci allungati che seguono l'orientamento tettonico; sono calco-alcalini, di un tipo che va dal granodioritico al monzonitico, spesso a biotite. Una gran parte dei graniti è post-tettonica e forma cupole intrusive che forano il P. C₂ a caso; sono sovente più alcalini dei precedenti e passano a facies effusive di tipo riolitico; sono stati anche riconosciuti elementi sienitici che passano a trachiti. La direzione generale delle pieghe appare strettamente condizionata dalla paleogeografia del Precambriano C₂: nelle fosse di subsidenza i depositi sono stati compressi fra due masse di Precambriano D col risultato di formare lunghe pieghe parallele molto serrate e allungate nella direzione della fossa, dunque submeridiane; nelle zone ove le tensioni E-W sono state meno forti le pieghe sono più larghe e talora a ventaglio.

Le misure di età assoluta sul Precambriano C₂ sono paragonabili a quelle delle formazioni P.D, comprese fra 700 e 500 m.a.; tale convergenza sembra indicare che le due catene hanno subito il medesimo processo di ringiovanimento appunto in questa età a seguito di un evento tettonico; sembra proprio che il P.D e il P. C₂, pure essendo cicli distinti, siano appartenuti alla stessa cintura metamorfica (R. Black, 1967): il Precambriano D corrisponderebbe così a un Precambriano A₂, mentre il Precambriano C₂ corrisponderebbe a un Precambriano A₁.

Il Precambriano B (superiore, Farusiano superiore, Proterozoico medio) nell'Adrar degli Iforas e nel Timétrine misura 2000 m di conglomerati e arenarie discordanti sul Precambriano medio (D₁+C, Farusiano inferiore); nell'Ahnnet vi è un'altra serie di 4000 m di conglomerati e arenarie color vinaccia con ciottoli di graniti e rioliti, scisti e qualche banco calcareo ritenuta in linea di massima come infracambriano (M. Lelubre, J. Follot).

3.2.2. LA CINTURA DEI TASSILI

La cintura tassiliana è discontinua, specie a W e SW, e si estende a N dal Tanezrouft a occidente fino all'estremità orientale del Tassili degli Ajjer.

L'Adrar Ahnet è un piccolo massiccio di quarziti precambriane, ma si designa con questo nome in senso lato tutta la zona che va dal Tanezrouft al Mouydir e dall'Adrar Ahnet al Tidikelt. Il Tassili interno è rappresentato da altipiani allungati nel senso delle pieghe erciniche NNW-SSE, giace in discordanza e termina in faglia sulla regione cristallina a S. Comprende (dal basso in alto):

- a. Infracambriano: puddinghe purpuree dell'Ahnet, in discordanza;
- b. Cambriano: conglomerati di ciottoli quarziferi, sabbia grossa, arenarie a stratificazione incrociata o bianche a punti purpurei o bianchi 'a colonnette' ossia a tigilliti;
- c. Ordoviciano: psammiti, conglomerati ad arenarie in banchi, arenarie dure;
- d. Gotlandiano: il solco intratassiliano che è di lunghezza variabile o assente;
- e. Devoniano inferiore: arenarie e argille di transizione dal Gotlandiano, arenarie dure, arenarie fossilifere;
- f. Devoniano medio;
- g. Devoniano superiore.

Le pieghe tettoniche, a direzione submeridiana, mostrano 5 anticlinali largamente decapitate dall'erosione e un nucleo cristallino che penetra assai lontano verso N; molto marcata è la dissimetria generale delle pieghe; nelle sinclinali l'inclinazione va dai 5° ai 15°, ed è molto meno accentuata rispetto all'inclinazione a W che raggiunge e supera i 70°; l'insieme dà l'impressione di ondulazioni provenienti da E.

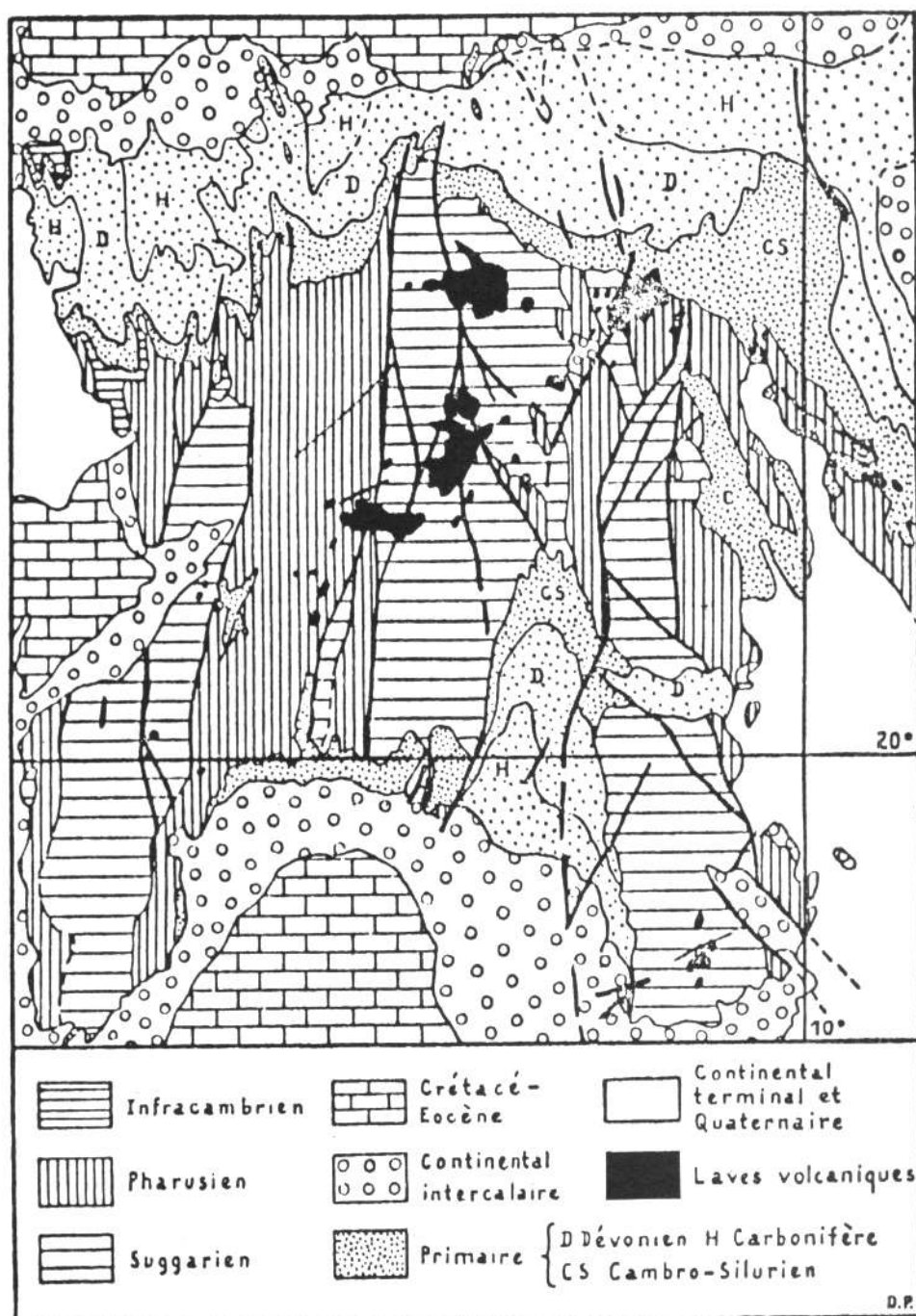
3.2.3. IL MOUYDIR

Il Mouydir, che si trova a E dell'Ahnet, è in discordanza accentuata rispetto alla piattaforma precambriana piegata costituente il Tassili interno. Comprende (dal basso in alto):

- a. Conglomerati di arenarie feldspatiche;
- b. Arenarie a tigilliti a cemento caolinico o siliceo non fossilifere attribuite al Cambriano;
- c. Psammiti dell'Ordoviciano inferiore;
- d. Arenarie granitiche dell'Ordoviciano superiore in discordanza, o meglio discontinuità, a causa dell'erosione delle precedenti;
- e. Scisti del Gotlandiano (150 m, formanti il solco intra-tassiliano) e arenarie lagunari o continentali;
- f. Calcarei azzurri del Devoniano medio;
- g. Un Devoniano superiore completo (Frasniano, Fammeniano).

3.2.4. IL TIDIKELT

Il Precambriano A (Infracambriano) figura nei 'graniti dei Taourirts' (Taourirt è a NW del massiccio, nel Tidikelt). Si tratta di effusioni riolitiche presentanti localmente strutture microgranitiche che sono spesso prossime ai graniti e partecipano al medesimo grande ciclo magmatico; misure di età assoluta hanno permesso di fissare l'epoca della messa in posto di queste intrusioni alla fine dell'Infracambriano e al Cambriano inferiore. Esse costituirebbero le manifestazioni degli eventi termotettonici dell'orogenesi riffiana, responsabile del processo di ringiovanimento del

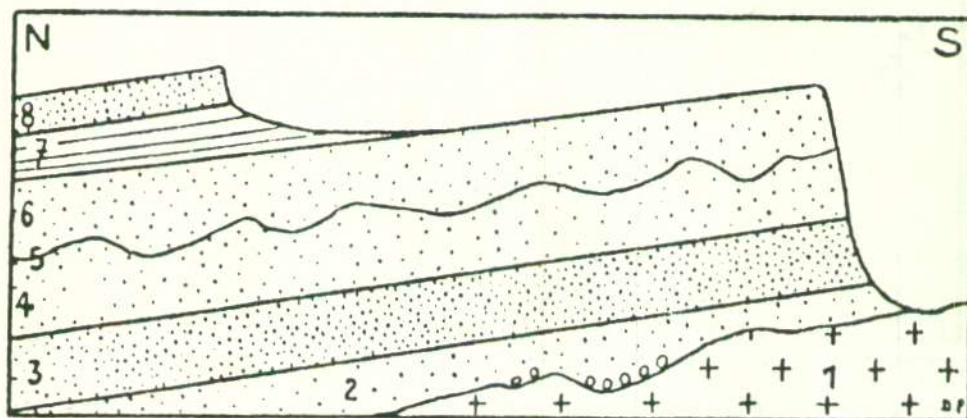


Schizzo geologico del Sahara centrale (secondo M. LELUBRE).

massiccio centrale sahariano. I graniti circoscritti dei Taourirts si allineano generalmente sulle grandi faglie submeridiane che percorrono il massiccio del Hoggar.

A W, ai confini del Touhat, l'Oued Chebbi e i suoi affluenti hanno messo a nudo una serie primaria (dal basso in alto):

- a. Cambro-Ordoviciano con circa 1000 m di arenarie, sormontate da 300 m di scisti a Graptoliti (Gotlandiano), poi da alcuni orizzonti di calcari e infine da un'altra serie di arenarie per altri 300 m;



Sezione schematica del Tassili (R. FURON). 1) Piattaforma precambriana. Tassili interno: 2) conglomerati e arenarie di base - 3) arenarie a colonnette presunte cambriane - 4) arenarie dell'Ordoviciano inferiore - 5) discordanza di erosione idrica intra-ordoviciano - 6) arenarie dell'Ordoviciano superiore, solco intra-tassiliano - 7) scisti gotlandiani. Tassili esterno: 8) Devoniano.

- b. Devoniano iniziante col Coblenziano, seguito dall'Eifeliano con 80 m di calcari, sormontati da 500 m di strati coralligeni passanti a scisti più o meno arenacei;
- c. Carbonifero iniziante con arenarie del Turoniano seguite da calcari del Viseano inferiore.

Questi terreni primari scompaiono a N sotto i sedimenti del Cretaceo che hanno fossilizzato le loro forme topografiche antiche; a S scompaiono sotto le formazioni recenti e i 'sebkha' che li separano dalla zona pre-tassiliana. Il Paleozoico del Oued Chebbi appartiene a una anticlinale N-S la cui inclinazione visibile raggiunge verso W i 75°.

3.2.5. IL TASSILI DEGLI AJJER E IL BACINO DI ILLIZI

La base è formata da arenarie del Cambriano a tigilliti giacenti in discordanza sul Precambriano, e poi da arenarie argillose dell'Ordoviciano costituenti l'insieme delle 'arenarie inferiori' e del Tassili interno. Il solco intra-tassiliano è segnato da scisti del Gotlandiano. Il Tassili esterno comincia col Devoniano inferiore, medio

(Eifeliano) e superiore (che appare più a N sotto l'erg Issaouane); il Frasniano è rappresentato da scisti argillosi grigio-azzurri con lenti di calcari fossiliferi e il Flamenniano da arenarie ferruginose contenenti tronchi silicizzati alla sommità. La serie si sommerge verso N nel bacino di Illizi (F. Foureau, G. B. M. Flamand). Il Carbonifero è composto da conglomerati ferruginosi e fosfatici del Turnesiano, da una serie argillo-sabbiosa con calcari del Viseano e infine da un livello di arenarie e argille gessifere del Namuriano. Esiste anche un livello del Moscoviano presso la strada che va da Ohanet a Illizi; segue il Carbonifero superiore a legni silicizzati.

3.2.6. IL TASSILI DEL HOGGAR

Il Tassili Ouan-n-Ahaggar, a S del Hoggar, fra l'Adrar degli Iforas e l'Air, ha la seguente serie stratigrafica primaria (dal basso in alto):

- a. Serie di In-Guezzan (al confine N del Niger) con arkose purpuree e conglomerati, di età sconosciuta, forse nell'Infracambriano;
- b. Discordanza;
- c. Cambro-Ordoviciano con 400 m di arenarie a colonnette a impronte; dopo una discordanza da erosione idrica, 50 m di quarziti;
- d. Gotlandiano per 40-120 m;
- e. Emsiano ad arenaria, discordante, per 40-180 m;
- f. Emsiano superiore, Eifeliano per 70 m;
- g. Giveziano ad arenaria per 40 m;
- h. Frasniano (?) ad arenaria per 120 m;
- i. Viseano inferiore (?) ad arenarie diverse per 280 m;
- l. Viseano superiore ad arenarie argillose e calcari azzurri per 30 m visibili.

3.2.7. ATTIVITÀ VULCANICA

Il Hoggar è stato sede di eruzioni vulcaniche di grande ampiezza nel Terziario e nel Quaternario. Una medesima causa profonda ha provocato sia il sollevamento della piattaforma cristallina che l'attività vulcanica (P. Bordet); fu infatti l'importante sistema di faglie submeridiane a favorire il vulcanismo. Si distingue un vulcanismo basico (basalto) che ha prodotto effusioni di altopiano con leteriti intercalate e colate di vallata; e un vulcanismo acido, specie a carattere fonolitico.

Nel massiccio dell'Ataqor (m 3003) si osservano numerose effusioni basaltiche che formano gli altipiani e colmano le vallate, ma l'aspetto più caotico è dovuto al vulcanismo acido posteriore, composto di estrusioni di fonoliti, trachi-fonoliti e rioliti (Tahat, m 2918; Pic Ilamane, m 2760; Assekrem, m 2728).

A S dell'Ataqor la regione di Tamanrasset è caratterizzata da apparati acidi tabulari 'a roccaforte'. Vi sono anche crateri di esplosione (Eheri, Tedjet Imanane, Ouksem, Tesemt, Edjéré). Invece la montagna riolitica di In-Zize non è un cratere vulcanico ma una cavità di erosione del Precambriano (Th. Monod). Verso NE, nel Tassili degli Ajjer, c'è il vulcano del Tin Taoussis quasi al fondo del Oued Djanet che sarebbe in relazione con una grande frattura N-S di età ercinica (C. Kilian);

le rocce sono trachiti e basanitoidi; in generale il magma è sempre carente in silicio e privo di rioliti recenti.

Nel Ténéré, dopo un vulcanismo acido fra il Cretaceo e l'inizio del Terziario, si ebbero nel Quaternario colate basaltiche non superanti i 2 m di spessore, con pomici chiare, ceneri e bombe.

Il massiccio dell'Air possiede una serie di vulcani che hanno avuto due periodi di attività: l'una ha dato delle grandi colate di basalti che hanno formato i pianori anteriori alle vallate attuali, mentre l'altra, più recente, ha lasciato nei monti Baguezans dei crateri ben conservati e colate che seguono le vallate (R. Lambert). D'altra parte vi sono anche neck basaltici (Monte Greboun, Picco Ourteguide) che sembrano anteriori alle arenarie cretache che li circondano (M. Raulais). Nell'Air vi fu un vulcanismo acido (rioliti, trachiti) legato alle fratture NW-SE e alle strutture anulari che avevano lasciato il passaggio a graniti giovani, il tutto seguito da spandimenti basaltici. I basalti sono stati distinti in due tipi: basalti doleritici ad andesina; basalti olocristallini a labradorite a struttura ofiolitica, che racchiudono qualche lamella di mica (E. Denaeyer).

3.3. *Parte orientale*

3.3.1. LA CONCA FRA IL HOGGAR E IL TIBESTI

Fra il Hoggar e il Tibesti vi è una grande conca dove si ritrova la serie primaria dei Tassili parzialmente ricoperta da sedimenti del Cretaceo: è uno degli elementi rivelatori della grande trasgressione marina di questo periodo che mise il Mediterraneo in comunicazione col golfo di Guinea.

Il Paleozoico è rappresentato nei dintorni sia del Hoggar che del Tibesti da un'importante serie di arenarie cambro-ordoviciane; analoghe sono anche le arenarie del Gotlandiano. Il Devoniano è fossilifero a 200 km a NNE di Bilma (Niger) con facies di arenarie tenere a miche (Coblenziano). Il Carbonifero inferiore marino, che esiste in tutto il S del Fezzan (Libia) e nel NE del Niger, raggiunge una potenza di 300 m. Il Continentale post-tassiliano è rappresentato fra l'altopiano del Djado e i monti Doumergue nell'Enneri Chelemma le cui falesie hanno mostrato impronte di fossili di acqua dolce. Il Continentale intercalare è visibile sull'altopiano del Djado come anche su quelli del Mangueni e del Toummo che sono reg a tronchi silicizzati di Gimnosperme; nell'Emi Fezzan (m 840) ha una potenza di 280 m e ne forma la sommità.

Il Cretaceo superiore marino, che è trasgressivo, è stato trovato nella regione del Djado fra Tiffa e Chirfa (Cenomaniano superiore e Turoniano inferiore) e nell'Enneri Chelemma (Mangueni) a quota 710 m (C. Kilian, X. Langlois). La scoperta — cioè un riccio di mare fossile del Cretaceo medio o superiore — è della massima importanza perché non si è potuto reperire il giacimento fossilifero, il che è spiegabile in una regione desertica così poco frequentata; ma esso corrisponderebbe comunque, per la sua latitudine, al giacimento di Amguid nel N del Hoggar: è un preciso indizio dell'esistenza del Cretaceo marino nella grande conca fra il Hoggar e il Tibesti; d'altra parte l'Eocene marino è testimoniato da bivalvi a N di Bilma.

Il Paleozoico presenta dunque una considerevole estensione nelle due grandi depressioni del Tamesna e del Djado. Nel Tamesna, fra la mole di In-Guezzam e l'Air, è stata stabilita una precisa successione (F. Joulia, 1959). Dall'alto in basso:

- a. Carbonifero – Namuriano: serie di Tagora (arenarie e siltiti a *Lepidendron*);
Viseano superiore: serie di Talach (argillo-siltiti);
Viseano inferiore: arenarie di Farazekat;
- b. Devoniano – superiore: serie di Amesgueur (alternanza di arenarie grossolane ferruginee e psammiti);
medio: scisti di Akara e arenarie di Touaret;
inferiore: arenarie di Idekel;
- c. Discordanza, trasgressione marina;
- d. Cambro-Ordoviciano – Siluriano inferiore: scisti a *Graptoliti*;
(indifferenziato) Ordoviciano superiore: complesso arenaceo ferruginoso;
Discordanza da erosione idrica;
Ordoviciano medio: arenarie di In-Azaoua;
Discordanza da erosione idrica;
Ordoviciano inferiore: arenarie a colonnari;
Cambriano superiore: arenarie di Timesgar.

Nel bacino del Djado fu parimenti definita una stratigrafia dettagliata (B. R. P.). Dall'alto in basso:

- a. Carbonifero – Westfaliano: arenarie continentali di Madama alla sommità; banchi di gesso, argille gessifere, calcari ghiaiosi oolitici o breccioidi, arenarie calcaree (*Encrine*, *Lamellibranchi*, *Gasteropodi*, *Foraminiferi*);
Namuriano: arenarie, argille spesso arenacee o calcaree, calcari a *Colenia*;
Viseano superiore: argille e arenarie calcaree a *Brachiopodi*;
Viseano inferiore continentale: arenarie con piccoli vegetali;
Viseano inferiore marino: argille e arenarie a *Brachiopodi*;
- b. Devoniano – medio e superiore: essenzialmente alternanza di argille e arenarie fini (200 m);
inferiore: arenarie più o meno grossolane (200 m);
- c. Siluriano: sequenza arenaceo-psammitica a *Harlania* in sommità; sequenza argillosa a *Graptoliti* alla base;
- d. Cambro-Ordoviciano inferiore (unicamente rappresentato sul fianco W della sinclinale del Djado):
— serie superiore di arenarie più o meno indurite con sottili piani argillosi a *Harlania*;
— serie inferiore di arenarie grossolane a stratificazioni incrociate.

Altri affioramenti:

- A N dell'Adrar degli Iforas le formazioni continentali rappresentate dalla 'serie purpurea dell'Ahnet' composta da conglomerati, arkose, grovacche, calcari, argille e molto vulcanismo acido.

— A NE dell'Air l'importante lembo di copertura cambro-siluriano (O. Gariel, J. Lacaze, 1965). Dall'alto in basso: Siluriano con argille verdi siltose alternate ad arenarie fini a Graptoliti — Ordoviciano superiore con arenarie di tipo incerto, quarziti, argille sabbiose a carattere glaciale — Discordanza da erosione idrica — Cambro-Ordoviciano con arenarie massicce o a stratificazioni oblique.

3.3.2. IL TIBESTI, IL BORKOU E L'ENNEDI

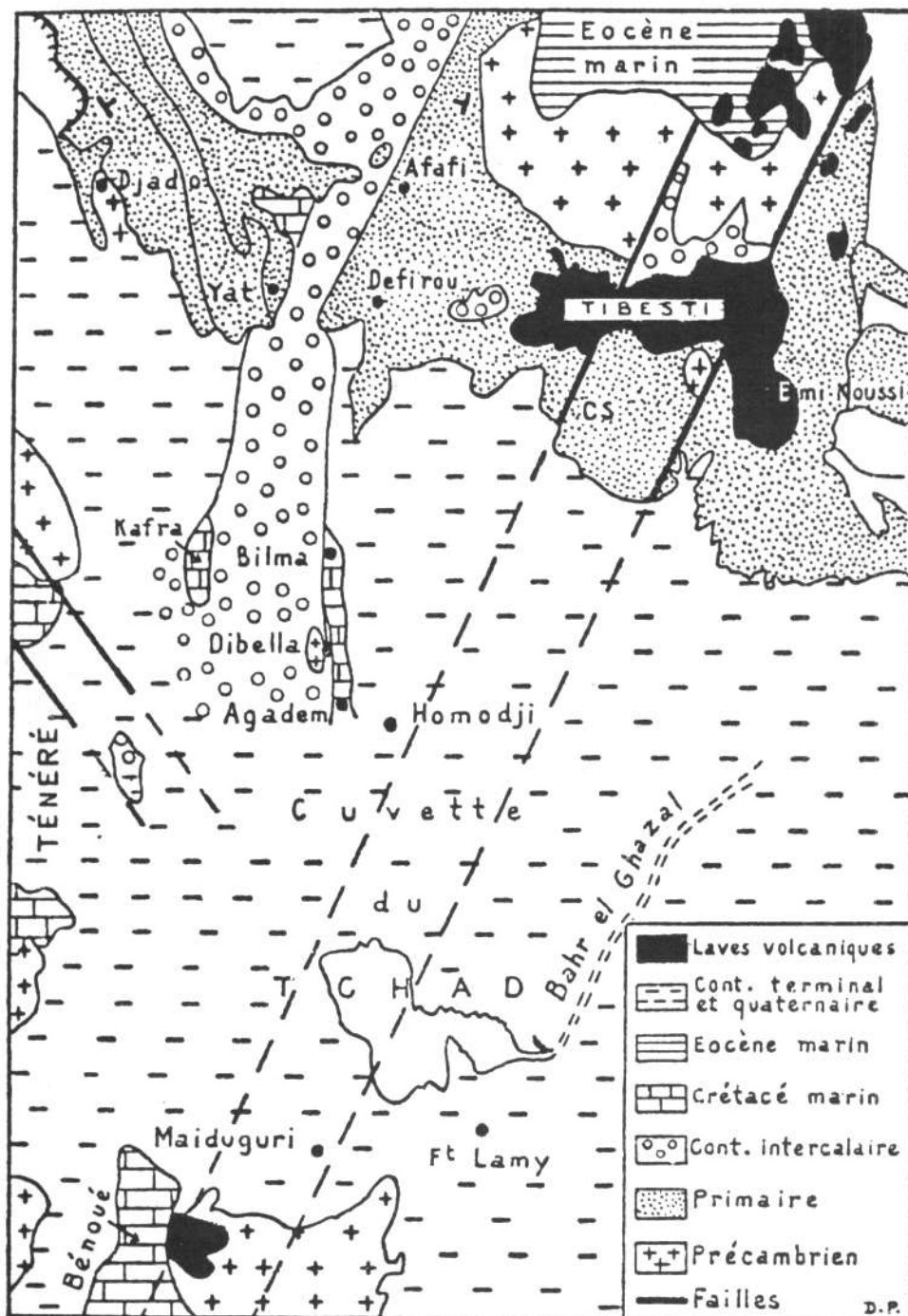
Il Tibesti e i suoi annessi sono altipiani di arenarie primarie giacenti sulla piattaforma del Precambriano. Il massiccio è dominato dal grande vulcano Emi-Koussi (m 3415).

Il Precambriano affiora ampiamente a N del massiccio dove prevalgono scisti verdastri, scisti a sericite, arenarie fini. Gli strati sono raddrizzati fino alla verticale e sono orientati NNE continuando a E fino a oltre Yébugué. Più ancora a E, nella valle del Kahbor, la serie scistosa passa a livelli di marmi cipollini, quarziti, quarziti micacee, scisti micacei, scisti carboriosi, scisti anfibolici, che scompaiono sotto la falesia delle arenarie del Dohone (sud libico); verso N questa serie continua fino all'Enneri-Eguei dove scompare sotto le formazioni continentali dell'Eocene. In essa figurano numerosi graniti dei quali i più antichi affiorano verso Edeba, a W di Bardai, e sono compresi nelle pieghe della serie metamorfica; altri graniti, sintettonici questi, sono schiacciati assieme alle rocce che hanno metamorfosato; esistono anche graniti post-tettonici che frazionano alla rinfusa gli scisti cristallini piegati producendovi delle aureole di contatto. Nella parte alta dell'Enneri-Kemmé, infine, formazioni vulcaniche e rioliti appartenenti al Precambriano superiore sono schiacciate e ricoperte in discordanza da arenarie primarie (M. Lelubre).

Il continentale post-huroniano è fatto di arenarie feldspatiche. Il Cambro-Ordoviciano ha 500 m di arenarie che iniziano con un conglomerato di ciottoli di quarzo, arenarie più o meno dure, talora quarzose, oppure tenere e friabili: allo studio petrografico (L. Cayeux) appaiono tipiche di un mare poco profondo e sono la prova che la trasgressione marina è giunta fino al Tibesti.

Il Gotlandiano, che forma la maggior parte del Borkou più a S, non è scistoso come nel Hoggar, ma ha una facies laterale di arenarie argillose, variegata e micacee con impronte fossili piuttosto problematiche. Il Devoniano è mal definito, mentre il Devoniano marino sembra essersi esteso a S fino all'Ennedi. Il Devoniano terminale e il Carbonifero inferiore hanno la loro migliore serie a W del Tibesti, nel Defirou, ove non figurano scisti ma solo arenarie fini (P. Corsin). Verso SE poi, presso la frontiera del Sudan, abbiamo i grandi altipiani arenacei dell'Ennedi che fanno seguito a quelli del Borkou. Il Carbonifero inferiore marino si è esteso fino al Tibesti e fino alla depressione del Mourdi a N dell'Ennedi, dove i calcari rosati e bluastri sembrano indicare il limite orientale della trasgressione del Dinantiano.

Quanto al Continentale intercalare, la frequenza dei tronchi silicizzati alla superficie del suolo nel Mourdi annuncia la vicinanza delle 'arenarie di Nubia' del Sudan, e formano tutti i rilievi a N della depressione del Mourdi (Erdi Dji, Erdi Ma) di altitudine 500 m che dominano i reg circostanti.



Schizzo geologico del Tibesti e delle regioni circostanti (secondo R. FURON).

L'Eocene marino figura immediatamente a N del Tibesti e va fino ai piedi della falesia del Dohone (dove il Cretaceo marino manca); si tratta di un Luteziano a quota 500 m la cui superficie forma come un vasto canale N-S che si prolunga fino alla Sirte libica. Infine strati del Continentale terminale affiorano a N e a S del Tibesti, specie sull'altopiano di Angamma.

3.3.3. L'ATTIVITÀ VULCANICA

Il massiccio del Tibesti fu sede di un vulcanismo intenso, forse iniziatosi nell'Oligocene, ma le grandi eruzioni sono del Quaternario. Nel versante N hanno un allineamento NE-SW e formano un prolungamento di quelli della fossa tettonica del Camerun.

L'Emi Koussi (m 3415) mostra un cono molto svasato alla base, sovrapposto ad arenarie del Primario che stanno a quota 1200; la prima fase è basaltica e la seconda trachitica; su certe fratture ci sono coni vulcanici riolitici che appaiono contemporanei della fase trachitica. Il Toussidé (m 3265), stabilito su arenarie primarie fu all'origine un grande edificio riolitico e trachitico; diventò poi una caldera sui bordi della quale si sono formati due crateri di esplosione e il cono attuale. Le lave recenti sono dei basalti ed alcune fumarole sono ancora attive. Nel Tibesti centrale i vulcani Tarso Yéga, Tarso Toon, Tarso Voon e Soborom sono edifici complessi nei quali assumono grande importanza le ignimbriti; una forte attività vulcanica persiste nel Soborom per quanto riguarda il suo apparato di fumarole.

Questo sistema vulcanico terziario e quaternario si estende su un'area di km 300×200 (60.000 km²); tutte le vette primitive sono scomparse per far posto a caldere di sprofondamento alle quali si associano caldere di esplosione e cupole vulcano-tettoniche. L'attività vulcanica comunque non è terminata e all'origine di questo vulcanismo sembra esserci un rigonfiamento della piattaforma provocato da un laccolite (B. Gèze).

Oltre ai vulcani il Tibesti quaternario aveva dei laghi sui quali caddero ceneri vulcaniche (tufi e ceneriti); altri laghi hanno lasciato depositi calcarei.

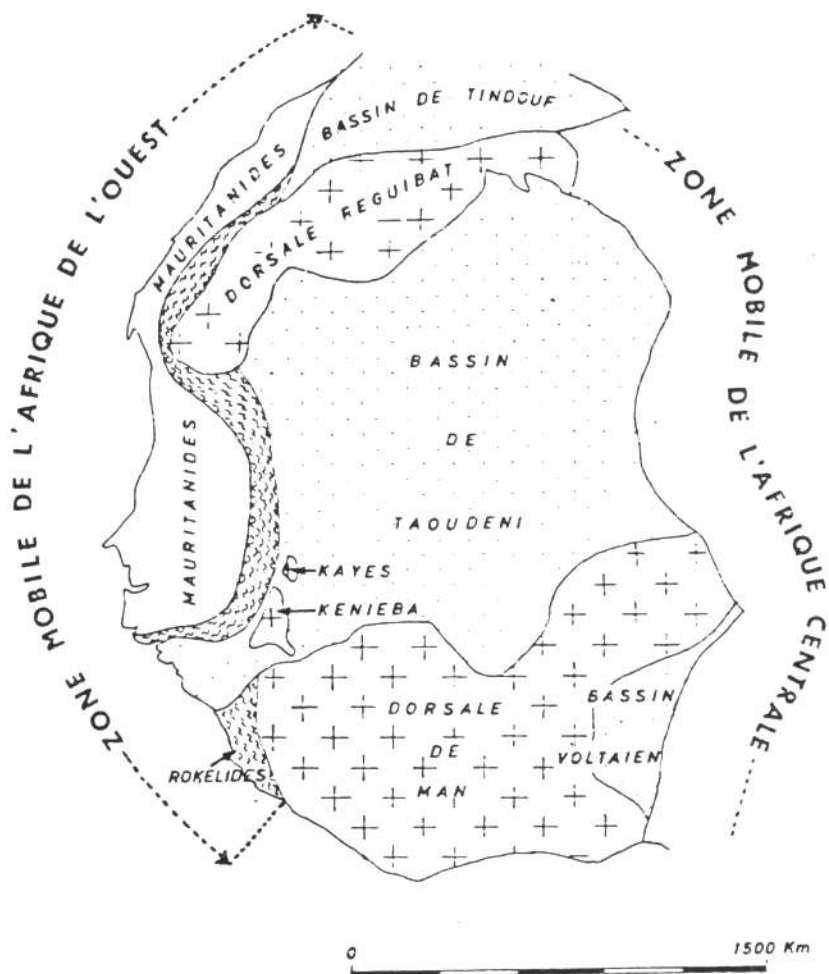
4. La geologia del Sahel

4.1. I paesi del Sahel occidentale¹³

Come abbiamo visto (2.) all'origine della storia geologica dell'Ovest africano vi è un enorme cratone formatosi dalla riunione di catene erose e largamente granitizzate appartenenti ai due cicli più antichi del Precambriano (D e C - 3600 - 1850 ± 250 m.a.) che si è costituito a partire dal Proterozoico superiore (Precambriano A o Infracambriano). Durante la maggior parte del Paleozoico è poi esistito un immenso bacino marino subsidente — il bacino di Taoudenni con le sue propag-

¹³ IFAN, « Atlas International de l'Ouest-Africain », 1968; RAYMOND FURON, *Géologie de l'Afrique*, Payot, 1968. (Vedi carte a colori in Appendice tavv. IX-X).

gini — che era ai margini localmente bordato da profondi solchi i cui spessi depositi, vulcanico-sedimentari o unicamente sedimentari, sono stati più o meno profondamente trasformati e piegati durante diverse orogenesi (è il caso della catena delle



Schizzo sintetico del cratone dell'Ovest africano (secondo B. BESSOLES). Esso è limitato a N dall'Antiatlante marocchino, a W dalla zona mobile dell'Africa occidentale, e a E dalla zona mobile dell'Africa centrale; è ricoperto su gran parte della sua superficie dalle formazioni sedimentarie del Proterozoico superiore e del Paleozoico dei bacini di Tindouf a N e di Taoudenni nella sua parte centrale.

Mauritanidi, dell'orlo orientale metamorfico del Voltaiano, della zona metamorfica e piegata del Gourma).

Dopo un periodo di emersione, un nuovo bacino si disegnò nella parte centrale e orientale della piattaforma ovest-africana: a partire dal Giurassico, e fino al Mio-

Pliocene, le influenze marine e continentali si alternano. Con evidente sincronismo i bordi occidentali e meridionali di questa piattaforma erano localmente occupati dal mare col risultato che i bacini costieri diventavano in seguito sede dello stesso episodio continentale mio-pliocenico che aveva interessato il bacino interno.

Nel Quaternario depositi lacustri, eolici antichi o fluviali creano rilevanti accumulazioni nel Niger, nel Mali e nelle grandi vallate, mentre i sedimenti marini vengono a sostituirsi nei bacini a quelli del Continentale terminale. E infine formazioni dunari vengono a ricoprire grandi distese della zona sahariana e saheliana in Mauritania, nel Mali e nel Niger orientale.

A proposito del Precambriano e degli ardui problemi che pone, va notata la particolare terminologia utilizzata per alcune regioni. Per la Mauritania (come per la Costa d'Avorio e il Ghana) il Precambriano C (Proterozoico inferiore) è stato distinto in due complessi: a) un Precambriano C₂ di base, largamente predominante e al quale si attribuisce un intervallo genetico compreso fra 2400 e 1800 m.a.; b) un Precambriano C₁, limitato a qualche bacino minore, che rappresenterebbe i depositi molassici (arenarie a cementazione calcarea che si induriscono all'aria), il cui ciclo genetico potrebbe situarsi fra 1800 e 1600 m.a. La storia del Precambriano C può riassumersi così: il P. C₂ si è costituito per distruzione delle catene del P. D, seguita da un'orogenesi accompagnata da un'invasione granitica che ha parzialmente 'digerito' sia le formazioni del P. D che i depositi del P. C₂. I depositi molassici risultanti dalla distruzione delle catene del P. C₂ sono a loro volta sottoposti a pieghe tettoniche, e questa seconda orogenesi sarebbe seguita da una nuova intrusione granitica (almeno nella Mauritania settentrionale). Si può ammettere che tutti i graniti sintettonici appartengano al P. C₂, mentre una parte dei graniti atettonici o post-tettonici si sarebbero intrusi alla fine del P. C₁.

Per quanto riguarda il Precambriano A (Proterozoico superiore o Infracambriano) si può ammettere allo stato attuale delle ricerche che un intervallo notevole di tempo sia trascorso fra la intrusione dei graniti del ciclo P. C₁ e la formazione dei bacini del ciclo del P. A o Infracambriano, bacini rappresentati in primo luogo da quello di Taoudenni (e dal voltaico). Non è possibile precisare la durata di tale intervallo che potrebbe essere compresa fra 1600 e 1000 m.a. Il ciclo dell'Infracambriano (P. A) è comunque rappresentato da 3 tipi di formazioni: a) coperture di piattaforma, sedimentarie e suborizzontali; b) catene o coperture a pieghe tettoniche aventi per origine depositi sedimentari o vulcano-sedimentari all'interno di fosse infratettoniche che sono metamorfiche e piegate; c) graniti atettonici a facies spesso subvulcanica.

Le formazioni del Primario possono distinguersi in 3 regioni paleogeografiche: a) il bacino di Taoudenni; b) il margine S del bacino del Sahara centrale (W e N dell'Air, erg di Ténéré, altopiano del Djado); c) il bacino voltaico.

Le formazioni del Secondario e del Terziario, a differenza delle precedenti, si prestano meno a distinzioni regionali in quanto si tratta di depositi aventi una grande continuità geografica dall'inizio del Mesozoico alla fine del Cenozoico, nella loro alternanza fra regimi continentali e regimi marini. I depositi sono ripartiti in due bacini che sono stati in comunicazione fra loro per la maggior parte del periodo considerato: a) il bacino costiero senegalo-mauritano (l'altro bacino costiero,

eburneo-nigeriano, non fa parte dell'area in esame); b) il bacino interno del Niger che rappresenta l'area di affioramento più importante (Algeria, Mali, Niger, Nigeria settentrionale). A questo grande ciclo sedimentario sono associate manifestazioni plutoniche (intrusioni granitiche e vulcanismo).

Infine le formazioni sedimentarie del Quaternario possono distinguersi (senza che ciò implichi suddivisioni stratigrafiche) in: a) formazioni dunari; b) depositi continentali (lacustri, fluviali ed eolici); c) depositi marini. Anche qui possiamo utilizzare la distinzione fatta per il Secondario e il Terziario dei due settori del bacino costiero senegalo-mauritano e del bacino interno del Niger.

4.1.1. SENEGAL

Il Precambriano C₂ (medio, Proterozoico inferiore) è stato identificato in due serie vulcanico-sedimentarie a cavallo della frontiera senegalo-maliana ai piedi delle falesie del Paleozoico, e scompare rapidamente verso W sotto le formazioni sedimentarie del Cretaceo, del Terziario e del Quaternario. Si tratta della 'serie di Mako' e della 'serie di Daléma', separate dalla 'serie del Dialé' di tipo flysch (J. P. Bassot, 1966): le facies metasedimentarie sono essenzialmente degli scisti, talora grafitici, e micascisti, quarziti, grovacche e più raramente cipollini; le metavulcaniti sono di tipo ofiolitico, basalti, andesiti, doleriti, gabbri, a volte ancora riconoscibili nonostante la ricristallizzazione, altre volte completamente trasformati in scisti verdi o in anfiboliti. I graniti sintettonici calco-alcalinici con differenziazioni tardive rientrano in concordanza nella serie scistosa-cristallina. Sono anche stati riconosciuti granodioriti e graniti a bordi circoscritti post-tettonici o atettonici. Misure geocronologiche su questi graniti hanno dato risultati compresi fra 2100 e 2000 m.a.

Il Precambriano A (Infracambriano) appare in serie facenti parte della storia della catena delle Mauritanidi, che sono un seguito delle serie mauritane di Akjoujt, Gâdel e Diala Bouanzé (4.1.2.). Si tratta delle seguenti:

- a. 'Serie di Gabou', comprendente cloritoscisti, calce-cloritoscisti, prasiniti e serpentini (è però meno conosciuta delle sopra citate);
- b. 'Serie dei Bassari', a carattere ofiolitico, che ha la parte inferiore ricristallizzata nell'epizona con la successione litostratigrafica seguente (J. C. Chiron, 1946):
 - Cineriti, diaspri rossi e spiliti;
 - Peliti scistose con banchi di quarziti interstratificate;
 - Complesso vulcanico rappresentato da prasiniti di origine tufacea e metabasalti, con qualche livello locale di carbonati;
 - Insieme di scisti sericitici, cloritoscisti, quarziti sericitiche, quarziti cloritiche, prasiniti indifferenziate e qualche serpentinite.

Per venire al Paleozoico, il Cambro-Ordoviciano inferiore appare nel Senegal orientale e precisamente nella 'serie della Falémé', affluente di sinistra del fiume omonimo (la serie continua a S nella 'serie di Mali' della Guinea settentrionale). Alla base vi è una tillite molto costante e spesso di considerevole potenza; essa è sormontata da arenarie e peliti sulle quali figurano dolomiti calcaree, rocce silicee e facies

di diaspri; più sopra finalmente vi è un importante complesso a dominante pelitica composto di peliti, rocce silicee, cineriti e grovacche.

Il Cambro-Ordoviciano superiore figura in due lembi di arenarie bianche giacenti sull'inferiore del Senegal orientale che abbiamo visto.

Circa il Paleozoico in catene piegate, la serie mauritana di Mbout (Gorgol) del Cambro-Ordoviciano inferiore ha il suo prolungamento in Senegal sotto il nome di 'serie di Bakel', mentre la serie mauritana di Sélibabi (Guidimaka) continua in Senegal verso S nel Falemiano. La 'serie di Bakel', essenzialmente composta di quarziti e micascisti, continua a sua volta a S nella 'serie di Koulountou' che appare sotto le peliti a cavallo della frontiera senegalo-guineana: essa è composta principalmente di peliti, argille giallastre o rossastre, con banchi di arenarie e di grovacche interstratificati, e poi di un importante complesso vulcanico acido (rioliti o delleniti, andesiti, tufi, agglomerati o ceneriti). Queste due serie hanno subito l'orogenesi ercinica, e mentre la prima è sempre fortemente piegata, la seconda lo è solo sul suo bordo W, che corrisponde all'area di affioramento del complesso vulcanico perché per il resto le pieghe si distendono in direzione E. Ciò che si osserva dunque a questa latitudine è una digitazione della catena delle Mauritanidi con virgazione del ramo occidentale in direzione W. Quanto al Falemiano senegalese, che fa seguito alla serie di Sélibabi, esso è poco tettonizzato e comprende le tre classiche sequenze di tillite alla base sormontata da doloniti calcaree e infine da diaspri.

Il Paleozoico del Senegal orientale termina con una falesia a faccia orientata a W, limite raggiunto dalla trasgressione marina del Cretaceo.

Per il Mesozoico e il Cenozoico assume rilievo il bacino costiero senegalo-mauritano. La base del ciclo sedimentario non può essere raggiunta che per sondaggio perché non vi sono affioramenti; appartiene al Giurassico superiore, la successione completa essendo la seguente (dall'alto in basso): Mio-Pliocene (Continente terminale) — Paleogene (Oligo-Miocene, Eocene, Paleocene) — Cretaceo superiore — Cretaceo inferiore — Giurassico superiore — Giurassico inferiore. I sedimenti, calcarei o argillosi, in linea generale diventano sempre più detritici mano mano che si avvanza verso il bordo E del bacino. Il Giurassico superiore è formato di calcari dolomitici in genere oolitici a Foraminifere e privi di costituenti sabbiosi. Il bacino sedimentario del Cretaceo è ondulato e fratturato e gli unici affioramenti sono nella zona di Dakar. Il Cretaceo inferiore comprende a E delle facies arenacee e a W dei depositi calcareo-dolomitici intercalati di arenarie, quarziti e argille. Il Cretaceo superiore è stato bene analizzato stratigraficamente (dal basso in alto):

- a. Albiano - Cenomaniano inferiore: base di sequenze argillo-quarzitiche, calcareo-dolomitiche o arenaceo-quarzitiche, che diventano argillose o argillo-sabbiose nella parte superiore;
- b. Cenomaniano superiore - Turoniano: argille con localmente intercalazioni sabbiose, arenacee o calcaree;
- c. Senoniano inferiore - Campaniano: serie argillose e argillo-sabbiose che diventano unicamente sabbiose verso E;
- d. Maestrichtiano (fra il Senoniano e il Daniano): è la serie affiorante con grande varietà di facies e di potenza, perché su varie decine di km lo spessore può variare dai 100 m argillosi, ai 2000 m argillo-sabbiosi, ai 400 m unicamente sabbiosi.

Il Paleocene giace in discordanza sul Maestrichtiano e segna una variazione importante nelle condizioni di deposito: calcari organogeni, oolitici e farinosi a lumachelle, livelli glauconitici e fosfatici, livelli silicei e soprattutto argille di neoformazione che passano lateralmente a formazioni argillo-marnose affioranti a Dakar; fu rilevato a Popenguine ('Petite Côte') inserito nel Cretaceo superiore e nell'Ypresiano fossilifero.

L'Eocene si estende profondamente nell'interno dove il mare formava un gran golfo. L'Eocene inferiore ha facies e sequenza argillo-marnosa ad attapulgite con intercalazioni di calcari; ha piani di glauconite e fosfati; i fossili passano da una microfauna di base a una macrofauna dell'Ypresiano (l'Ypresiano è formato di marne, argille e calcari fosfatici ed è visibile a Popenguine e nella falesia di Thiès mentre altrove si ritrova nei pozzi). L'Eocene medio (Luteziano) è largamente rappresentato ed è affiorante o subaffiorante con varie facies: calcari, dolomie, marnocalcari, calcari a Nummuliti, marne a ostriche, argille fogliettate e livelli di fosfati di calcio passanti lateralmente ad arenarie quarzitiche, arenarie ferruginose e argillose, argille caoliniche, con abbondante micro e macrofauna; è presente nei calcari provenienti dai pozzi di St.-Louis; di qui fino a Nouadhibou in Mauritania si trova a una profondità di circa 200 m. L'Eocene superiore è conosciuto nei piccoli golfi costieri lungo tutta la costa senegalo-mauritana ed è stato trovato anche in sondaggi lontani dal mare; in Senegal sono argille color nocciola chiare in livelli argillo-marnosi o argillo-sabbiosi, mentre in Mauritania sono argille grigie o nere spesso piritiche o carbonatiche, formazioni che evidenziano il ritiro parziale e progressivo del mare in questo periodo.

L'Oligo-Miocene rappresenta un golfo che stava al posto della Gambia e della Casamance dopo il ritiro del mare dal resto del bacino: sono calcari biancastri sormontati da calcari silicei e detritici, marne grigie e argille sabbiose; il Miocene è noto nella penisola del Capo Verde.

Il Continentale terminale occupa una vastissima superficie in genere a copertura delle formazioni dell'Eocene: sabbie argillose versicolari con intercalazioni di orizzonti chiaramente arenacei o argillosi e livelli di laterite ferruginosa più o meno compatta; il tutto è sormontato da una grossa crosta ferruginosa parzialmente smantellata dall'erosione; questo episodio continentale, quasi azoico, implica il ritiro totale del mare e la fine del ciclo sedimentario iniziatosi al principio del Mesozoico.

I depositi secondari e terziari non sono mai stati sottoposti a una tettopica tangenziale; con l'orogenesi alpina movimenti verticali hanno provocato all'interno di un insieme monoclinale, a partire dal Paleocene, larghe ondulazioni e rigonfiamenti dei quali il migliore esempio è rappresentato dall'anticlinale del lago di Guiers, che ha avuto nel Terziario la funzione di un basso fondale.

Il Quaternario del bacino costiero senegalo-mauritano può essere schematizzato in base alle successive trasgressioni marine e ai depositi dunari corrispondenti alle regressioni: trasgr. del Nouakchottiano (5500 B.P.) — regr. dell'Ogoliano II (18.000 B.P.) — trasgr. dell'Inchiriano (+ di 30.000 B.P.) — regr. dell'Ogoliano I — trasgr. dell'Aioujano — regr. dell'Akchariano — trasgr. del Tafariiano (Villafranchiano?). Fra i depositi marini abbiamo dunque:

- Il Tafariiano che giace sul Continentale terminale o direttamente sulla piattaforma e che comprende alla base delle arenarie a marmette ferruginose che passano localmente verso W, quindi verso il largo, a sabbie leggermente calcaree, a lenti di argille siltose saline; al disopra vi è un'arena conglomeratica che passa lateralmente a sabbie o arenarie fini verdastre glauconitiche; alla sommità vengono delle diatomi salmastre interstratificate nelle arenarie glauconitiche, delle arenarie con fossili vegetali e finalmente dei calcari a microfauna marina.
- L'Aioujano, i cui depositi intaccano profondamente il Tafariiano, che comprende alla base delle arenarie calcaree a stratificazioni incrociate passanti lateralmente a calcari fossiliferi, poi a calcari che marciano un piano di emersione, e infine ad arenarie fini a frantumi conchigliiferi con grandi stratificazioni incrociate e intercalazioni nel piano di emersione.
- L'Inchiriano, che intacca l'Aioujano, è fatto di arenarie derivanti da spiagge conchigliifere e lumachelle (calcari di biostroma).
- Il Nouakchottiano è rappresentato lungo una strettissima fascia litoranea da sabbie conchigliifere (fra cui l'Arca senilis), mentre la regressione che segue è fatta di depositi di gesso lagunare ('sebkha' fossile e 'sebkha' subattuale); cordoni litoranei subattuali e attuali completano queste formazioni quaternarie.

I depositi continentali sono essenzialmente rappresentati da formazioni dunari che corrispondono ai periodi di regressione e che vengono a intercalarsi nel bacino costiero senegalo-mauritano fra gli episodi marini, superando però largamente i limiti di esso verso l'interno del continente sotto forma di immensi cordoni.

L'Akchariano, che avrebbe partecipato all'edificazione dei due grandi cordoni dell'Akchar e dell'Azefal (NW mauritano), orientati NE-SW, potrebbe corrispondere alla regressione che seguì il deposito del Tafariiano prima della trasgressione aioujana. L'Ogoliano I, fra l'Aioujano e l'Inchiriano, e l'Ogoliano II, fra l'Inchiriano e il Nouakchottiano, costituiscono dei rimaneggiamenti eolici successivi con apporti di materiali nuovi che ricoprono il bacino senegalo-mauritano di un vastissimo mantello dunare. Più difficile è invece situare cronologicamente i depositi lacustri e fluviali che si osservano nel bacino; molti fiumi, fra cui il Senegal e la Gambia, presentano un sistema alluviale esteso, i depositi del quale hanno potuto essere correlati con quelli del bacino costiero stesso (P. Michel, 1970).

Circa il vulcanismo del Capo Verde (3.1.3.) si può aggiungere che la sua estrema punta, il Cap Manuel, è il risultato di una colata basaltica (ankaratrite) dello spessore di 40 m, proveniente da W-NW, e che lo stesso basalto si ritrova sull'isola di Gorée. Il vulcanismo delle Mamelles invece, 10 km a N di Dakar, è più recente, posteriore alle lateriti del Pleistocene; il vulcano è tagliato in due dall'erosione marina e mostra 7 colate successive di basaniti e basalti doleritici.

Carta geologica dell'area sabeliana (da W a E):

- Capo Verde: Devoniano, Paleogene, Pleistocene marino.
- Costa atlantica e delta del fiume Senegal: Pleistocene marino.
- Zona costiera per 75-100 km dal litorale: Paleogene.
- Regione del Ferlo per 250 km: Neogene (Continentale terminale).

- Stretta fascia di 10-12 km sul bordo W della valle del medio Senegal: Paleogene.
- Riva sinistra del basso e medio Senegal per 10-25 km: Pleistocene continentale.

4.1.2. MAURITANIA

Il Precambriano C₂ (medio, Proterozoico inferiore) è rappresentato nella Mauritania meridionale da grandi lembi granitici contenuti nella catena ercinica delle Mauritanidi lungo la costa atlantica. Lo stile tettonico dell'insieme è isoclinale a forte inclinazione con direzione NNE-SSW e NE-SW (3.1.1. - Dorsale di Reguibat).

Il Precambriano A (Infracambriano) appare in primo luogo nella catena dell'Afollé (Sahel) dove però è visibile solo la parte superiore che è rappresentata da arenarie (3.1.2. - Sinclinale di Taoudenni). Figura poi nelle serie facenti parte della storia tettonica della catena delle Mauritanidi (3.1.1.):

A. La 'serie di Akjoujt' nella regione dell'Inchiri (SW di Atar) si estende a N fino al massiccio di Tankarkart, ricopre in discordanza la serie di Amsâga e scompare a W sotto la copertura quaternaria e attuale. È un insieme a carattere ofiolitico, metamorfosato solo nell'epizona e nella sommità della mesozona, che presenta la successione stratigrafica seguente (J. Marcelin, 1970 — dall'alto in basso):

- a. Formazione scisto-arenacea comprendente scisti sericitici e quarziticci.
- b. Formazione ferruginosa con alternanza di banchi di quarziti ferruginose striate e scisti a sericiti;
- c. Formazione vulcanico-sedimentaria comprendente: 1) elementi di origine vulcanica e vulcanico-detritica (basalti, andesiti, trachi-andesiti, rioliti, tufi, spiliti, trachiti albitiche, gabbri, doleriti e qualche serpentinite); 2) elementi di origine sedimentaria (quarziti carbonatiche, diaspiliti, carbonati silicei, carbonati ferruginosi, oloritoscisti, calcescisti cloritizzati, scisti a cloritoide); 3) elementi di origine indeterminata (prasiniti e cloritoscisti a struttura obliterata).

B. Le serie 'di Gâdel' e 'di Diala Bouanzé', che rappresentano il prolungamento della serie di Akjoujt fino al fiume Senegal, con i medesimi caratteri petrografici:

- a. Insieme di origine scisto-arenacea rappresentato da micascisti e quarziti bianchi che passano localmente a quarziti a oligisto e a magnetiti;
- b. Orizzonte di microquarziti a ematite, carbonatiche e cloritiche, associate a carbonati ferruginosi massicci;
- c. Insieme di cloritoscisti, calce-cloritoscisti e prasiniti con segni di origine vulcanica (presenza di carbonati bruni);
- d. Serpentiniti associate a metagabbri e metadoleriti.

Il Cambro-Ordoviciano inferiore figura nel Tagant, nell'Assaba e nell'Afollé, regioni situate a N, W e SW della grande finestra di erosione rappresentata dalla conca dell'Aouker, di 500 km di diametro. La falesia del Tagant forma il limite S dell'altopiano omonimo ed ha un'altitudine media di 200 m con un limite superiore a quota 500. L'altopiano dell'Assaba segue a S quello del Tagant con altitudini medie di 300 m dopo la spaccatura della stretta pianura di Kiffa (m 122) ed è seguito a sua volta a E dall'altopiano dell'Afollé. L'Assaba e l'Afollé sono in zona saheliana.

Questo Cambro-Ordoviciano inferiore fu suddiviso in 6 piani (C. Bense, 1964 — dall'alto in basso):

- 1) Formazione di arenarie fini, arenarie argillose, argilliti (shale) con rare intercalazioni calcaree (60-300 m);
- 2) Livello superiore di calcari dolomitici a Stromatoliti (25 m);
- 3) Grovacche a patina color camoscio (100-1000 m);
- 4) Diaspri, ftaniti e peliti della formazione di Bouly (200 m);
- 5) Livello inferiore di dolomie calcaree e calcari dolomitici (15 m);
- 6) Tillite a cementazione calcareo-argillosa estremamente abbondante e con grande varietà e dimensioni di ciottoli (0-60 m).

I 5 livelli inferiori costituiscono la 'serie di Kiffa'. Il Cambro-Ordoviciano inferiore affiora limitatamente ai suoi elementi superiori nella pianura del Hodh che rappresenta la parte saheliana dell'Aouker dove è noto come 'complesso di base' (J. Marchand, 1952): comprende una base di tillite a cementazione calcareo-dolomitica che giace sul Precambriano A dell'altopiano mandingo, e poi diaspri, argille multicolori, arenarie fini, argille color vinaccia, arenarie feldspatiche e calcari dolomitici.

Il Cambro-Ordoviciano superiore è rappresentato anzitutto dalla 'serie dell'Assaba-Tagant' che comprende, ma con potenze inferiori, formazioni paragonabili a quelle dell'Adrar (3.1.2.). Dall'alto in basso:

- a. Arenarie quarzitiche massicce, arenarie color 'mostarda', argilliti (shale), arenarie quarzitiche 'a corridoi';
- b. Arenarie quarzitiche fini e medie alternate ad arenarie fini micacee (0-100 m);
- c. Arenarie quarzitiche biancastre (50 m) sormontate da arenarie color malva da fini a medie, feldspatiche, a stratificazioni oblique, note come 'arenarie di Moudjéria' (125 m);
- d. Un livello arenaceo poco importante, in genere occultato da detriti di frana; il livello superiore erode e scava profondamente quello sottostante delle arenarie quarzitiche e un conglomerato di tipo glaciale riempie localmente gli interstizi.

Più a E abbiamo le falesie del Dahr Oualata e del Dahr Nema, che limitano la pianura del Hodh a oriente, con un'altitudine media di 100-150 m e quote massime di 350 m. Le arenarie del Dahr Oualata riuniscono due formazioni: a) le arenarie quarzitiche di Enji (forra di 334 m a cementazione talora carbonatica che si presentano in massi monumentali); b) le arenarie e arenarie quarzitiche multicolori con lenti di argilla verde e concrezioni limniche. Nema (m 254) è costruita su scisti.

Il Siluro-Devoniano (periodi in queste regioni quasi sempre confusi) è rappresentato nella pianura del Hodh dalle formazioni scisto-arenacee di Kadema, aventi una potenza di 50 m.

Nel Gharbi, la regione a S di Ayoun-el-Atrouss sulla frontiera maliana, il Cambro-Ordoviciano inferiore è composto di scisti, peliti e calcari magnesiaci, il tutto attraversato da intrusioni doleritiche. Non è visibile il contatto col Precambriano.

Per il Paleozoico in catene di corrugamento va ricordato il Cambro-Ordoviciano inferiore della catena ercinica delle Mauritanidi, sul bordo W del bacino di Taoudenni dove, come abbiamo visto, ci sono anche formazioni dell'Infracambriano (3.1.2.). Immediatamente a S di Akjoujt si inizia un'area di formazioni epimetamorfiche o non metamorfiche, in particolare le serie seguenti:

- A. A W la 'serie di Agoualilet', vulcanico-sedimentaria, subautoctona, che raggruppa una sequenza di quarziti, quarziti a sericite con tracce ferruginose, e un insieme vulcanico fatto di lave di origine basaltica, cioè metadoleriti, metagabbri, prasiniti di derivazione indeterminata, quarziti probabilmente derivanti da tufi acidi; tettonicamente la serie sembra monoclinale e segnata da grandi fratture riempite di quarzo.
- B. A E, sul margine del bacino di Taoudenni, c'è una serie sedimentaria con conglomerato periglaciale, argilliti, siltiti, calcari, arenarie feldspatiche; sono sequenze a volte autoctone o subautoctone e a volte allototone.
- C. Più a S, dopo una vasta zona dunare, si ritrovano formazioni epimetamorfiche o sedimentarie simili alle precedenti.
- D. A W, nella regione del Gorgol, la 'serie di Mbout' comprende una parte superiore scisto-arenacea di quarziti e quarziti sericitiche con localmente banchi di cipollini, e una parte inferiore vulcano-sedimentaria a volte acida (metarioliti, arkose e tufi), a volte basica (prasiniti, scisti verdi e cloritoscisti); dei carbonati bruni ferruginosi sono associati alle facies metavulcaniche; un conglomerato a ciottoli di quarziti, graniti e prasiniti è alla base della serie oppure si trova interstratificato all'interno delle vulcaniti; lo stile della serie è isoclinale con un ribaltamento verso W a forte pendenza.

In tutta la regione a E della catena delle Mauritanidi ci sono formazioni poco metamorfiche e un insieme sedimentario assimilabile alla 'serie di Kiffa' sopra citata; le pieghe hanno strutture isoclinali a inclinazione W e si attenuano da E a W passando progressivamente a semplici ondulazioni simmetriche. Si tratta delle formazioni seguenti:

- A. 'Serie di Sangarafa', composta essenzialmente di arenarie quarzitiche o quarziti più o meno feldspatiche a cementazione spesso ferruginosa o argillosa, a volte carbonatica, con localmente un conglomerato di ciottoli di quarzo.
- B. 'Serie di Sélibabi', nella regione del Guidimaka, con una stratigrafia piuttosto confusa, schematizzabile come segue:
 - a. Formazione di arenarie quarzitiche debolmente feldspatiche a stratificazione incrociata;
 - b. Formazione a peliti verdi, rosse o grigie con ematite più o meno abbondante e con intercalazioni di grovacche, tufi e cineriti;
 - c. Lenti di dolomia grigia;
 - d. Molto localmente un livello di conglomerato a ciottoli di quarziti o conglomerati poligenici di possibile origine glaciale.

Le facies spilittiche di questa serie (spiliti, metadoleriti, metagabbri, serpentiniti), come del resto le vulcaniti della serie di Mbout (prasiniti, scisti verdi, cloritoscisti),

sono da ricollegarsi alla serie di Gâdel, e dunque all'Infracambriano (J. C. Chiron, 1959-60); d'altra parte la formazione di arenarie e quarziti che corona questa serie rappresenterebbe il Cambro-Ordoviciano superiore. La serie di Sélibabi si muta verso N in un insieme sedimentario che ha una successione stratigrafica molto più chiara e ne ripete le maggiori facies:

- a. Grovacche a patina color camoscio;
- b. Formazione di peliti, ftaniti e diaspri di Bouly;
- c. Livelli inferiori di dolomia;
- d. Conglomerato poligenico calcareo-argilloso avente tutti i caratteri di una tillite.

Per quanto riguarda le formazioni quaternarie, marine e continentali del bacino costiero senegal-mauritano, rimandiamo il lettore alla parte sul Senegal (4.1.1.). Possiamo tuttavia aggiungere i dati dello studio di una sezione della zona del lago Rkiz e dell'Aftout di Butilimit nel Sahel immediatamente a N del fiume Senegal (A. Blanchot). Dal basso in alto:

- a. Continentale terminale di arenarie argillose;
- b. Crosta lateritica sormontata da arenarie argillose;
- c. Ghiaia e conglomerati lateritici;
- d. Calcare lacustre bianco a ghiaie lateritiche;
- e. Nuovo spandimento di ghiaie lateritiche;
- f. Formazione di dune rosse;
- g. Terrazza di 'Arca senilis'.
- h. Calcare argilloso lacustre a fauna subattuale negli spazi interdunari a sabbie rosse.

Carta geologica dell'area sabeliana (da W a E):

- Costa e regione del Trarza: Pleistocene marino.
- Zone del Brakna e dell'Aouker: Mio-Pliocene (Continentale terminale).
- Riva destra del basso Senegal, ristretta fascia di km 130×25 passante per il lago Rkiz: Pleistocene continentale.
- Riva destra del medio Senegal: Pleistocene continentale, poi Paleogene e Continentale terminale.
- Brakna orientale, Gorgol, Oua-Oua: Cambro-Ordoviciano inferiore vulcano-sedimentario metamorfico (serie di Mbout).
- Tagant occidentale e Assaba (aree NNW e SSE): graniti sintettonici del Precambriano C, e formazioni vulcano-sedimentarie metamorfiche del Precambriano A o Infracambriano (serie di Akjoujt).
- Zona longitudinale a SE di Moudjéria, parte della catena dell'Assaba, Tagant orientale: Cambro-Ordoviciano inferiore sedimentario con aree di Cambro-Ordoviciano superiore e Ordoviciano superiore.
- Regione di Kiffa e regione dell'Aouker: formazioni dunari alluvionali dell'Olocene.
- Rilievi dello Rkiz (nell'Aouker meridionale): Cambro-Ordoviciano inferiore sedimentario (parte W), formazioni sedimentarie del Cambriano (parte E).

- Hodh occidentale e catena dell'Afollé: Cambro-Ordoviciano inferiore sedimentario (quarto N) e formazioni sedimentarie dell'Infracambriana.
- Hodh orientale: formazioni dunari dell'Olocene.
- Frontiera mauritano-maliana e aree a oriente di Nema: Cambro-Ordoviciano inferiore sedimentario.
- Zona di Nema: Cretaceo inferiore (Continente intercalare) con a S e a NW due aree di intrusioni basiche post-erciniche del Paleozoico.
- Estremo angolo SE: formazioni dunari del Continente terminale e dell'Olocene.

4.1.3. MALI

4.1.3.1. Massiccio Sarakollé e regione del Kaarta

È la regione che sta immediatamente a S di Nioro del Sahel e della frontiera latitudinale mauritano-maliana nell'estremo angolo NW del Mali. È un grande massiccio doleritico nel quale l'abbondanza dei sill suggerisce l'idea che si tratti di un enorme laccolite. Queste doleriti sono penetrate fra gli strati scistosi precambriani talora sollevandoli fino a formare delle cupole.

Il Precambriano C₂ (medio, Proterozoico inferiore) appare nella 'finestra' di Kayes come prolungamento della 'serie di Mako' (4.1.1.) vulcanico-sedimentaria a granitizzazione sintettonica. Il Precambriano A (Infracambriano) appare invece più a S nella falesia di Tambaoura e nelle sue potenti formazioni di arenarie sormontate da scisti micacei e dolomie. Il basamento infracambriano è visibile anche a E del villaggio di Farena e sulla montagna di Dioumi rappresentato da quarziti al disopra delle quali viene in discordanza un conglomerato fluvio-glaciale, di tinta scura grigia o bruna o verdastra, formato da ciottoli di quarzo, quarziti, gneiss, rivestiti di un cemento silicoargilloso leggermente calcareo: è qui che nel 1928 R. Furon scoprì quella 'tillite' che è poi risultata frequentissima in tutta l'Africa occidentale e fondamentale come indizio stratigrafico.

Questo episodio glaciale fu seguito dalla trasgressione del Cambriano, coi suoi depositi di scisti, ftaniti nere (plancton siliceo marino che si trasforma in melme a Radiolari), peliti o rocce silicee verdastre, diaspri rossi, a volte calcari dolomitici. Il Cambriano inferiore affiora lungo il margine del Kaarta e su ambedue le coste della vallata del Baoulé. Il Cambro-Ordoviciano delle regioni di Kayes, Nioro del Sahel e Nara è il medesimo di quello del Hodh perché fa parte del 'complesso di base' (Marchand) dell'altopiano Malinké (4.1.2.). I calcari sono abbondanti nei pressi di Sirakoro (35 km a E di Nioro del Sahel) dove la sezione visibile è (dal basso in alto): peliti e scisti neri, arenarie violacee tenere, calcari duri, doleriti; al contatto fra calcari e doleriti si osservano importanti ammassi di magnetite titanifera; i calcari sono localmente mineralizzati con sali di rame; la serie termina in molti luoghi con arenarie color malva. Nei pressi del villaggio di Nema (30 km a E-SE di Nioro del Sahel, da non confondersi con la cittadina del Dahr Nema mauritano) i calcari affiorano largamente con aspetti assai vari (saccaroidi o molto cristallizzati, o neri e fetidi, o a noduli di silice zonata). La copertura delle arenarie ordoviciane fu rimossa dall'erosione su tutto il massiccio e si ritrova invece più a S nella parte orientale

dell'altopiano Mandingo (zona di Kita), e più a W nella valle del Senegal, mentre nei dintorni di Kayes si incontra la sezione classica nella quale il Cambriano scistoso-calcareo segue immediatamente la tillite.

4.1.3.2. Asse longitudinale Nara-Bamako (circa $8^{\circ}-6^{\circ},3'$ W)

Fra Nema in Mauritania e Mourdiah, passando per Nara, si attraversa una zona depressa, sotto ai 300 m di altitudine, che mette in comunicazione la conca del Hodh mauritano con quella del Massina in Mali; in fondo a questa depressione, a causa dell'erosione, gli scisti e le doleriti del Cambro-Ordoviciano affiorano a tratti dalle dune recenti. Un poco a N di Mourdiah, a quota 300, si ritrovano arenarie analoghe a quelle della falesia del Dahr Nema. A E di Mourdiah le arenarie riappaiono da sotto all'erg del Ouagadou e continuano poi in tutta la metà orientale dell'altopiano Malinké, fra Mourdiah e Bamako, per 240 km, ricoperte di lateriti. La quota sale da N a S per raggiungere i 450 m a Koulouba (Bamako), dove l'altopiano termina con una falesia di oltre 100 m; queste arenarie riprendono a S, dopo il solco della valle del Niger, per altri 20 km facendo apparire la piattaforma del Precambriano.

L'Infracambriano, presente ovunque ai margini del bacino di Taoudenni (3.1.2.), è visibile nella 'serie di Ségou-Madina-Kouta' composta di arenarie dominanti con intercalate peliti calcaree e calcari dolomitici; è visibile altresì immediatamente a S di Bamako, in arkose e arenarie grossolane a stratificazioni incrociate e a orizzonti di diaspri e dolomie; il tutto è sormontato da un insieme arenaceo-pelitico a glauconi e poi da un altro insieme essenzialmente sabbioso con intercalazioni pelitiche. La scala stratigrafica di queste regioni appare la seguente (R. Dars, J. Souguy):

- a. Discordanza accentuata sulla piattaforma precambriana;
- b. Serie di base: arenarie feldspatiche forse dell'Infracambriano;
- c. Tillite;
- d. 'Serie di Nara': scisti, ftaniti, diaspri e calcari dolomitici a Stromatoliti fino a 1000 m (Infracambriano o Cambriano);
- e. 'Serie di Sotouba': arenarie biancastre violacee del Cambro-Ordoviciano;
- f. 'Serie di Koulouba': arenarie e scisti del Siluriano.

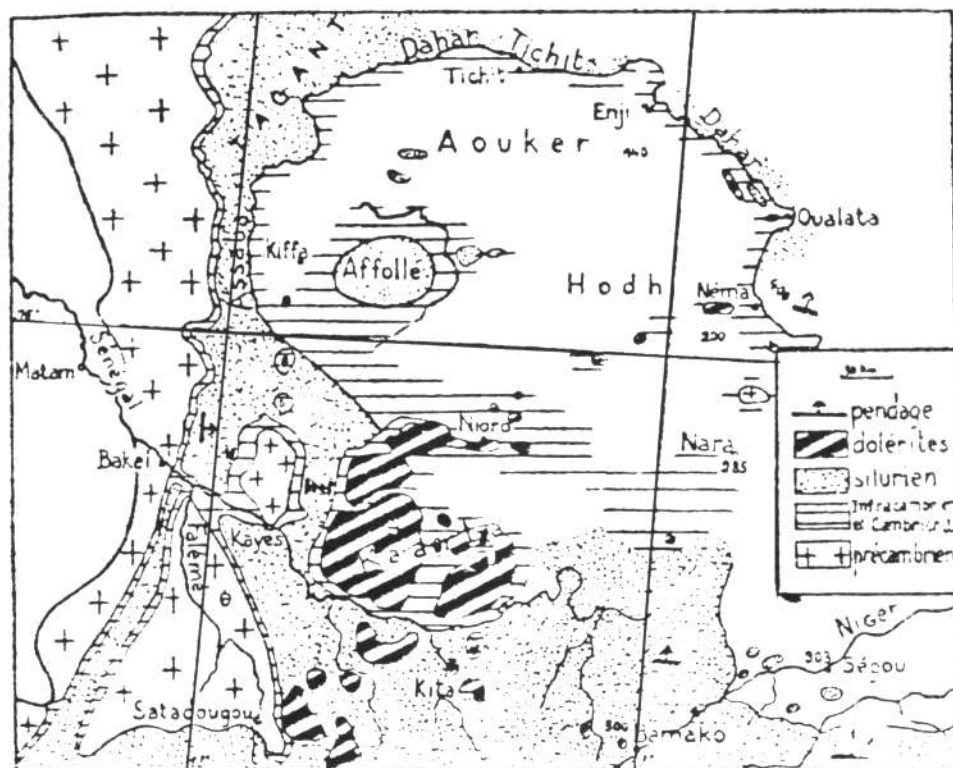
A NE di Nara fu scoperto il Continentale intercalare grazie a una piccola falesia di 20 m che si estende in direzione del lago Faguibine (R. Dars).

4.1.3.3. Regione del Massina

È la regione a N del Niger fra Ségou e Ke-Massina (circa $6^{\circ},3'-5^{\circ}$ W), limitata a N dai rilievi primari dei Maharadates presso Bassikounou (Mauritania), estrema propaggine S del Dahr Nema. In superficie il Massina mostra lateriti, formazioni sabbio-argillose a concrezioni calcaree e dune fisse. Perforazioni idriche hanno indicato che il Massina è una conca riempita di formazioni sabbiose, argillose e arenacee appartenenti al Continentale terminale; il loro spessore aumenta da S a N per arri-

vare a 75 m a Famembougou presso Sokolo. Fu stabilita una serie teorica di questo tipo (dall'alto in basso):

- a. Limi sabbiosi recenti del Niger e sabbie dunari;
- b. Lateriti (più di 20 m);
- c. Argille striate a diatomiti (0-5 m);
- d. Sabbie argillose gialle a 'bambole' di calcare (20-30 m);
- e. Argilla gialla calcarea (2 m).



Schizzo geologico dall'Aouker mauritano all'altopiano Malinké (secondo R. FURON). (Infracambriano e Cambriano sono raggruppati).

A S del Niger e fino al suo affluente di destra Bani assumono invece molta importanza le lateriti che sono di aspetto breccioide o conglomeratico di tinta nocciola chiara, rossa o violetta; quanto a origine sono in realtà delle lateriti rimanegiate, trasportate dal Niger e depositate nel bacino di Ségou; sono formate da due gruppi di rocce alterate, ossia scisti micacei e doleriti, in frammenti fino a 3 cm per gli scisti e di qualche decimo di mm per le doleriti, e sono ricoperti da incrostazioni ferruginose. Queste lateriti non contengono arenarie o quarzo e la loro origine è misteriosa (analisi P. Jodot): gli scisti micacei non possono che appartenere alla

piattaforma precambriana e gli elementi di lateriti non possono che venire dalle zone a monte, trasportati dal fiume attraverso l'altopiano Malinké, e forse non è estranea l'azione del vento.

Dal Niger fino a Sokolo (120 km a N) la pianura del Massina è soprattutto formata di depositi alluvionali. A N di Sokolo (m 293) comincia il grande massiccio dunare, l'erg del Ouagadou, di 250×100 km, orientato NE-SW, che va dagli affioramenti di arenarie primarie a N di Niafouké fino al limite dell'altopiano Malinké a Mourdiah; l'erg giace anch'esso su arenarie ferruginose che sono un antico erg consolidato e incrostato di ossidi di ferro; lo spessore massimo dell'erg del Ouagadou è di circa m 10 a quota 300.

4.1.3.4. Il delta interno fossile del medio Niger

Anticamente il Niger non era un fiume unico. L'alto Niger, le cui sorgenti sono nel massiccio del Fouta Djallon in Guinea, sfociava in un bacino chiuso lacustre nella regione di Tombuctù, la cui esistenza è rivelata dalla presenza di molluschi subfossili. Il medio Niger invece aveva le sue sorgenti nell'Adrar degli Iforas e si era allargato a delta in una zona a N di Tombuctù e nella conca del Massina, a partire da Ségou, penetrando probabilmente coi suoi affluenti fino al Hodh mauritano. A un certo punto il secondo fiume (medio Niger) ha 'captato' il primo (alto Niger) alla soglia di Tosaye (cap. I, 3.).

Nel Massina il Niger antico ha dapprima eroso la copertura di lateriti, tanto che il suo corso è estremamente lento (15 m di pendenza su 250 km a valle di Ségou - 6 cm/km). A Ségou il fiume si trova a quota 300 e prima di Niafouké si divide in numerosi bracci che confluiscono nel lago Debo; uno dei più importanti è il marigot di Diaka che nasce a Diafarabé a quota 291 e si dirige sul lago Debo passando per la pianura di inondazione a quota 282; le curve di livello sono tutte convesse verso valle, il che indica che il corso d'acqua circola un poco al disopra delle terre basse, come avviene in tutte le regioni deltaiche. A monte del marigot di Diaka, fra Samsanding e Ségou, si ritrovano le tracce di due effluenti fossili intasati di sabbia, ma che defluivano dal Niger verso N e NE a un'epoca storica o protostorica, come è evidenziato dagli ammassi di ruderi che seguono le rive. Il più interessante di questi effluenti è quello di Sokolo, che lascia il Niger a quota 300 e raggiunge Sokolo, 120 km più a N, a quota 290; nei pressi di Sokolo l'effluente curva verso E, percorre il margine dell'erg del Ouagadou, passa per Toulebambi e Boulel, contorna le arenarie dell'erg fossile e va a raggiungere la zona di stagni che termina nei pressi di Niafouké, mentre uno dei suoi bracci doveva andare direttamente al lago Debo. Tutta la regione a N e NW dell'erg del Ouagadou è a quote inferiori a quella di Sokolo, il che fa pensare che almeno un effluente del medio Niger quaternario continuasse il suo corso in direzione del Hodh mauritano. Infatti a NW di Sokolo sul fondo dei solchi dunari ci sono numerosi stagni stagionali; e più oltre nella conca di Nara vi è il grande stagno di Fodéré a quota 274; a 150 km verso NW, fra Nema e Timbedra, si segue una depressione che è una vera e propria vallata secca, punteggiata di stagni temporanei, con quote decrescenti di m 270, 250, 225, per arrivare alla quota 200 dello stagno di Mahmoudé.

connessi forse con l'accumulo di materiale organico, e relativa liberazione di gas in condizioni particolari durante la stagione secca.

4.1.3.5. L'Adrar degli Iforas

È un massiccio cristallino e scisto-cristallino molto eroso con un'altitudine media di 600 m e una quota massima, il Timaldejelen, di quasi 1000 m. È una propaggine del Hoggar.

Il Precambriano di base (Suggariano) appare in un horst rettilineo N-S che mostra catene submeridiane; vi si ritrovano le medesime serie del Precambriano D del Hoggar, composte di ectiniti, ciarnockiti e graniti (3.2.1.). Gli affioramenti più meridionali sono nella vallata dell'Iracher Sadiden (a N di Teletaye, 300 km a NEE di Gao). La struttura denuncia pieghe di stile appalachiano NNE-SSW a W, N-S al centro, NNW-SSE a E; le pieghe sono dritte, raramente rovesciate.

Il Precambriano di sommità (Farusiano) è visibile a E e a W dell'Adrar, su ciascuno dei lati del horst suggariano. A E vi è discordanza fra il Farusiano inferiore (Relaidiano) e il Suggariano in quanto c'è il prolungamento meridionale della grande fossa del Hoggar occidentale; alla base si osservano circa 1000 m di prodotti vulcanici di tipo andesitico, poi scisti, conglomerati, altre lave e qualche lente di calcari. Nell'W le stesse serie di lave verdi sono visibili a Tessalit e proseguono fino a 80 km a N di Aféffif. Il Farusiano inferiore dell'Adrar è dunque caratterizzato da formazioni poco metamorfiche (scisti, micascisti, quarziti e cipollini) e da abbondanti lave verdi. La frattura che limita il Farusiano inferiore a E apparterrebbe a una lunga linea di dislocazione che va dal golfo di Guinea alle gole che separano il Mouydir dall'Ahnet (R. Karpoff). Il Farusiano superiore (Nigriziano) è stato riconosciuto nel piccolo massiccio di Trimétrine a W dell'Adrar e anche a W di Tessalit (R. Karpoff); in discordanza sul Relaidiano ha 2000 m di arenarie e conglomerati associati a fasi di emissioni riolitiche.

Il massiccio dell'Adrar degli Iforas è separato dal Precambriano dell'ansa del Niger da un centinaio di km di depositi sedimentari: è la regione della fossa di Gao. A N, W e S dell'Adrar non si conosce copertura paleozoica; a E per contro si ritrova il Tassili del Hoggar con le sue arenarie del Cambro-Siluriano, riconoscibili da Timissao fino a 6 km a E di Tin Essako, e poi anche ad Asseguiffi a 12 km a E di Timeras.

4.1.3.6. L'ansa del Niger

Il Precambriano inferiore è mal definito: potrebbero appartenervi i granitogneiss di Bourré, che appaiono in finestra sotto a serie più recenti. Il Precambriano medio ($D_1 + C$ o Birrimiano) sarebbe rappresentato dalla 'serie di Yatakala' che comprende scisti, quarziti e rocce verdi.

L'Infracambriano (Precambriano A, Proterozoico superiore) si trova nel bacino subsidente del Gourma, in prossimità della frontiera maliano-voltaica, in quanto limite meridionale del bacino di Taoudenni (3.1.2.). Si tratta in primo luogo del 'gruppo di Ydouban' della potenza di 8000 m, che ha sempre la medesima successione di arenarie, scisti e arenarie massicce con intercalazioni conglomeratiche; in

secondo luogo si tratta del 'gruppo di Hombori', sensibilmente meno spesso, che forma una copertura di piattaforma con facies a soglia.

Stratigrafia del 'gruppo di Ydouban' (R. Reichelt, 1966-67 — dall'alto in basso, per formazioni):

- V. Scisti argillosi e arenarie;
- IV. Quarziti e scisti argillosi intercalati;
- III. Scisti argillosi, arenarie, quarziti, calcari e dolomie lenticolari;
- II. Scisti argillosi multicolori spesso zonati;
- I/b. Scisti argillosi, quarziti e arenarie lenticolari;
- I/a. Scisti argillosi, breccie silicizzate, calcari e dolomie;
- Base. Arenarie di Figoun, arenarie quarzitiche, conglomerati.

Nel centro del Gourma, grazie ad anticlinali erose, appaiono dei piani metamorfici ancora riconoscibili come appartenenti al gruppo di Ydouban: metamorfismo sulle formazioni I/b e base della II, dove gli scisti argillosi diventano filladi spesso lucide per il contenuto di sericite e clorite; più a E il metamorfismo si estende all'insieme della formazione II e alla base della III; le pieghe del gruppo sono semplici (successione di sinclinali e anticlinali); misure di età assoluta hanno dato 600-580 m.a. facendo supporre un riferimento delle pieghe all'orogenesi rifiana.

Stratigrafia del 'gruppo di Hombori' (R. Reichelt, 1967 — dall'alto in basso):

- a. Arenarie quarzitiche e conglomeratiche;
- b. Scisti argillosi, calcari, dolomie, arenarie quarzitiche;
- c. Quarziti a intercalazioni microconglomeratiche;
- d. Calcari e dolomie molto spessi con intercalazioni di scisti argillosi e arenarie;
- e. Scisti argillosi, diaspri, breccie silicizzate, calcari, dolomie e importanti piani arenacco-quarzitici;
- f. Arenarie-quarzitiche, conglomerati.

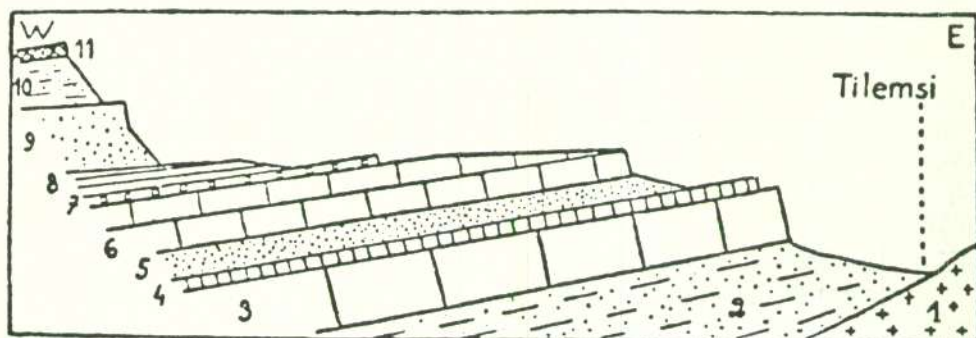
Il Paleozoico si presenta nel Gourma con un insieme di serie assai complesse note come 'Nigerino' (M. Defosse, G. Palausi, H. Radier): vi è la 'serie di Ansongo' sul Niger con arenarie, quarziti, conglomerati, scisti e alcune dolomie interstratificate; e vi sono poi le 'arenarie di Firgun' le quali, come si è potuto constatare nei pozzi, sono inferiori a quelle della 'serie di Yassane-Labbezenga-Ydouban' che coi suoi 10.000 m di scisti e quarziti assai poco metamorfici rappresenta una facies di flysch (arenarie a cementazione pelitica). Molto differente da questa facies del NE del Gourma è la serie paleozoica delle regioni di Sikasso-Kutiala-Bandiagara che è stata perfettamente descritta (G. Palausi — dal basso in alto):

- a. Arenarie di base (Sikasso, Tondigaria);
- b. Arenarie e calcari dolomitici 'di Bobo-Dioulasso' (Alto Volta) contenenti Stromatoliti con banchi di arenarie fini e diaspri (circa 300 m);
- c. Scisti 'di Toun' e diaspri (100 m nel S, 3000 m nel N);
- d. Arenarie 'di Koutiala' spesso conglomeratiche (150 m, forse del Cambriano);
- e. Arenarie 'di Bandiagara' silicizzate e massicce (600 m, forse dell'Ordoviciano).

Più a E la 'serie di Hombori-Douentza' sembra essere una facies laterale di quest'ultima.

4.1.3.7. I grandi bacini sedimentari

A settentrione le formazioni del Mesozoico e del Cenozoico del grande bacino sedimentario interno nella sua conca occidentale seguono la stratigrafia seguente: Continentale terminale (Mio-Pliocene) — Eocene — Paleocene — Cretaceo superiore — Continentale intercalare (Cretaceo inferiore) — Permo-Giurassico. Poiché il Continentale intercalare è estesamente ricoperto da formazioni dunari, non si sono



Schizzo schematico della sezione della falesia del Tilemsi, valevole per tutti gli altipiani che circondano l'Adrar degli Iforas (secondo TH. MONOD, V. PÉRÉBASKINE, H. RADIER). 1) Precambriano; 2) Continentale intercalare; 3) Cretaceo superiore, Maestrichtiano; 4) Letto a Turriliti (cefalopodi fossili del Cretaceo simili alle Ammoniti); 5) Arenaria a Ceratodus e Dyrosaurus; 6) Eocene inferiore; 7) Puddinghe fosfatiche; 8) Argille papiracee; 9-10) Continentale terminale; 11) Carapace ferruginoso.

potute stabilire stratigrafie dettagliate, ma si sono potute distinguere due serie a S di Taoudenni in un settore dove questo insieme affiora assai largamente (S. Rouaix, 1959): a) una serie superiore di arenarie relativamente fini, bianche o rosate; una serie di base di arenarie e quarziti generalmente brune, rosse o violette, a stratificazioni incrociate, con grossi elementi di quarzo e tronchi silicizzati. Al confine fra Mali e Mauritania il bordo W del Continentale intercalare comprende circa 20 m di facies arenacee e argillo-sabbiose tenere, variegata di rosso, giallo e bianco, giacenti in discordanza sul Paleozoico (R. Dars, 1957). Fra l'altopiano dell'Asselar e l'Adrar degli Iforas, il Tilemsi è un'antica vallata quaternaria orientata N-S e che arriva fino a Burem sul Niger (era forse, come abbiamo visto, l'alta valle del Niger inferiore): verso W è dominato da un certo numero di falesie o gradini mostranti una serie completa del Continentale intercalare fino alle sabbie argillose del Continentale terminale.

Nel Mali meridionale il Continentale terminale occupa due spiagge: a) verso W la serie di Ségou con sedimenti argillo-sabbiosi variegati, spesso grossolani, probabilmente di origine fluvio-lacustre; verso E la pianura di Gondo, un complesso fluvio-lacustre di forse 600 m di potenza, in realtà un bacino di subsidenza, con un'alternanza di sabbie più o meno argillose varicolori racchiudenti arenarie a strati ferruginosi, il tutto ricoperto da una crosta abbastanza spessa.

Nel Mali orientale l'Adrar Tiguirit, a S dell'Adrar degli Iforas, ha una struttura in tutto simile a quella dell'altopiano dell'Asselar nella conca NW. Il Continentale intercalare è fatto di argille e arenarie che ricoprono direttamente la piattaforma cristallina (data l'assenza del Paleozoico) e sono frequenti i tronchi silicizzati (presso Tin Essako, verso NE, fu segnalato un tronco lungo 30 m con m 1,50 di diametro). Quanto al Cretaceo superiore, i calcari marini del Cenomaniano-Turoniano non sono stati descritti nell'Adrar Tiguirit, ma sono stati reperiti nel corso di sondaggi nella fossa di Gao; inoltre esistono depositi lagunari fra il Continentale intercalare e il Maestrichtiano marino. La trasgressione maestrichtiana è messa in evidenza da sabbie biancastre e poi da 10 m di calcari fossiliferi. Il Maestrichtiano continentale figura ai bordi del massiccio cristallino che non sono stati occupati dal mare, e presenta le facies continentali del Senoniano appoggiate direttamente sul Continentale intercalare. Il Paleocene (70-65 m.a.) è rappresentato da qualche metro di sabbie e argilliti, mentre l'Ypresiano, che è trasgressivo, è formato da 15 m di calcari; la serie marina termina con calcari e marne attribuiti all'Eocene inferiore (60-40 m.a.); verso la sommità si passa a strati fosfatici dell'Ypresiano o del Luteziano.

Il Continentale terminale del Mali orientale è rappresentato dalla zona che va dall'W dell'Adrar degli Iforas verso S fino al Niger dove si osserva: a) nella parte N un complesso di arenarie fini argillose biancastre, gialle, rosa o rosse, con sottili intercalazioni ferruginose, ricoperte da un carapace; b) nella parte S, ossia nel cosiddetto 'stretto sudanese', arenarie variegata più o meno grossolane e argille caoliniche bianche o variegata (almeno come facies più diffuse); c) la base è formata da depositi continui e comprende piani di ooliti ferruginose; d) la parte superiore ha invece una sedimentazione più lenticolare ed eterogenea. Gli strati continentali a fosfati, che si sono depositati dopo il ritiro del mare, hanno uno spessore di 50 m (ooliti ferrose, arenarie, sabbie e crosta ferruginosa).

Il famoso 'stretto sudanese' è la zona situata fra il Precambriano dell'Adrar degli Iforas e quello dell'ansa del Niger e fu così chiamata da Raymond Furon perché deve essere stata la regione attraverso la quale il Mediterraneo comunicava col golfo di Guinea. L'ipotesi ricevette conferma con la scoperta della importante fossa tettonica di Gao che si estende da SE a NW, limitata ai lati da faglie il cui rigetto minimo è di 300 m; sondaggi elettrici hanno mostrato che la profondità della fossa supera ovunque i 1000 m, mentre la sua larghezza varia dai 35 km nella zona di Bourem ai 100 km a SW di Menaka; la lunghezza è di circa 400 km. Non vi sarebbe Continentale intercalare al fondo della fossa perché questa regione deve aver costituito una soglia che è sprofondata a un certo punto del Cretaceo, probabilmente nel Cenomaniano (H. Radier); d'altra parte la trasgressione si è stabilita su terreni molto diversi e il riempimento della fossa fa apparire una subsidenza continua.

Nel Mali orientale i depositi del Quaternario sono stati distinti come segue (H. Radier, 1957 - dal basso in alto):

- formazioni pedogenetiche, in particolare le incrostazioni ferruginose che ricoprono estesamente il Continentale terminale;
- alluvioni antiche e recenti che indicano i depositi sabbiosi, argillosi o calcarei, come pure le diatomiti, che hanno contribuito a colmare le depressioni in questo periodo;
- il sistema alluvionale del Niger, in sostanza i depositi di una immensa pianura, che comprendono alla base uno strato di sabbia fina chiara, e alla sommità uno strato argilloso caolinico leggermente sabbioso e ferruginoso chiamato 'banco' e terrazze parzialmente smantellate.

In conclusione, un immenso complesso dunare maschera tutte le altre formazioni dalla Mauritania centrale fino allo 'stretto sudanese'. Il complesso comprende, sia dune antiche a cordoni orientati NE-SW, che corrispondono al periodo arido successivo al grande periodo lacustre (inizio del Neolitico), sia dune vive attuali con il medesimo orientamento.

Carta geologica dell'area sabeliana (da W a E):

- Estremo angolo NW a partire da Nioro del Sahel: Cambro-Ordoviciano inferiore sedimentario; in 3 piccole aree, intrusioni basiche post-erciniche.
- Regione a S di Nara: formazioni sedimentarie dell'Infracambriano.
- Zona di Nara e poi regione a E di Nara estendentesi a S fino a Ségou e a N fino all'altezza del lago Faguibine: Continentale terminale.
- Area immediatamente a S del lago Faguibine, a N del delta interno: formazioni sedimentarie dell'Infracambriano.
- Delta interno del Niger e regione del Massina: depositi continentali del Pleistocene.
- Altopiano di Bandiagara, regioni di Douentza e Hombori, fino a N dell'ansa del Niger: formazioni sedimentarie dell'Infracambriano; fra Bandiagara e Douentza piccola area di intrusioni basiche post-erciniche.
- Regione a S della falesia di Bandiagara (Seno): Continentale terminale.
- Gourma orientale (fascia della larghezza di 70 km lungo il fiume): Infracambriano, formazioni meta-sedimentarie (gruppo di Ydouban-Gourma).
- Riva destra del Niger: depositi continentali del Pleistocene.
- Riva sinistra del Niger: continuano le formazioni del Gourma orientale (metasedimentarie dell'Infracambriano).
- Regione di Gao e tutta la regione dell'Ioullemmeden fino alla frontiera nigerina: Continentale terminale; al limite N dell'area, in direzione dell'Adrar degli Iforas, Eo-Oligocene e poi Cretaceo superiore marino.

4.1.4. BURKINA FASSO

Nel Burkina Fasso il Sahel si limita all'angolo NE del paese, ossia al Dipartimento di Dori. Il Precambriano D inferiore è unicamente rappresentato da nuclei residuali di estensione ridotta apparenti in seno ai graniti del Precambriano C (Proterozoico

inferiore). Quest'ultimo mostra una prevalenza di graniti sintettonici in un complesso mosaico di formazioni sedimentarie varie con aree limitate di ectiniti di origine sedimentaria o vulcanico-sedimentaria e migmatiti. Il Precambriano C₂ figura del pari in questa zona che forma la regione del Liptako (4.2.1.2.). Il Precambriano A occupa tutto il fondo del bacino voltaico (Voltaiano inferiore) ed è quasi interamente ricoperto dal Cambro-Ordoviciano (Voltaiano superiore), eccetto in due ristrette zone di affioramento situate nella catena corrugata vulcanico-sedimentaria di Bouem verso E (4.2.1.2.).

4.2. I paesi del Sahel centrale ¹⁴

4.2.1. NIGER

4.2.1.1. La conca orientale del bacino sedimentario

Le formazioni del Mesozoico e del Cenozoico del grande bacino sedimentario interno nella sua conca orientale, che comprende l'intero Niger, seguono la medesima stratigrafia della conca occidentale, formata dalla Mauritania e dal Mali: Continentale terminale (Mio-Pliocene) — Eocene — Paleocene — Cretaceo superiore — Continentale intercalare (Cretaceo inferiore) — Permo-Giurassico.

Il Precambriano figura in Niger solo in due limitati settori: la regione del Liptako sulla riva destra del fiume, e gli affioramenti a S e a E di Zinder, che sono gli unici esistenti fra il fiume Niger e il Ciad orientale. Il Permo-Giurassico fu definito immediatamente a W dell'Air. Il Cretaceo inferiore occupa probabilmente tutto il fondo del grande bacino interno, eccetto che nello 'stretto sudanese'. Il Continentale intercalare è ben rappresentato nel Niger occidentale (bacino del Ioullemeden). Il Cretaceo superiore è molto meno esteso dell'inferiore e si limita essenzialmente al bacino del fiume. Il Paleocene forma nel Niger occidentale il bordo E della grande spiaggia del Continentale terminale. Il Continentale terminale è largamente presente nel Niger occidentale. Il Quaternario infine forma nel Niger orientale il bordo ovest del successivo immenso bacino ciadiano. Vediamo queste formazioni per settori.

4.2.1.2. Regione del Liptako

Il Precambriano C₂ (medio) figura in questo estremo angolo SW del Niger, come del resto nell'angolo NE del Burkina Fasso (4.1.4.), con una larga predominanza di vulcaniti a termini ultrabasici. In tutta questa parte della piattaforma ovest-africana, che si estende nelle zone sudanese e guineiana, si sono messi in sede due gruppi distinti di graniti:

- A. Graniti sintettonici installatisi sia nella catena del Precambriano D cratonizzato, sia nelle geosinclinali del Precambriano C₂ (medio), in ambedue i casi a seguito di un processo metasomatico; i primi sono eterogenei a causa dell'imbricatura di fasi gra-

¹⁴ J.L. MESTRAUD (a cura di), *op. cit.*, «Atlas International de l'Ouest Africain»; R. FURON, *op. cit.*

nulari, microgranulari, porfiroidi o nebulitiche, e sono generalmente a biotite; i secondi sono ancora più eterogenei perché racchiudono compartimenti di migmatiti perri- o intra-batolitiche e numerosi relitti; due facies principali sono state identificate, cioè granodioriti e graniti a due miche, che esercitano un metamorfismo di contatto molto netto sulle formazioni del Precambriano C₂.

- B. Graniti post-tettonici formanti massicci di piccole dimensioni, a bordi circoscritti liberi e in giacimenti discordanti; sono molto omogenei e privi di orientamento particolare; la loro composizione è molto varia perché include monzonite, granodioriti, sieniti, dioriti quarzitiche, graniti ankeritici, graniti alcalini e iperalcalini; non esercitano un metamorfismo di contatto rilevante e sono accompagnati da filoni di rocce microgranulari e microlitiche in banchi o dykes.

Il Precambriano A (Infracambriano) figura in quell'insieme vulcanico-sedimentario piegato che, sotto il nome di Bouem, si trova a cavallo delle frontiere di 5 paesi (Niger, Burkina Fasso, Benin, Togo, Ghana); tale formazione rappresenta l'equivalente, depositato in un solco intratettonico, del Voltaiano inferiore.

4.2.1.3. Versante occidentale

Il Continentale intercalare è ben rappresentato nella fossa del fiume, tanto che una stratigrafia completa ha potuto essere stabilita nel Ioullemeden (la regione che va dal Gourma all'angolo SE del Mali). Sono state distinte diverse serie (H. Faure, J. Greigert, F. Joulié, 1959 – dall'alto in basso):

- A. Gruppo di Tegama, comprendente 4 serie: a) 'serie di Farak', con arenarie fini variegiate, arenarie grossolane a cementazione argillosa variopinta, argille massicce a lenti molto grossolane (190 m); b) 'serie di Echkar', con arenarie nocciola chiaro andante fino al rosso, a stratificazioni incrociate e a tronchi silicizzati (370 m); c) 'serie di El Rhas', molto più argillosa, con livelli di arenarie a cemento calcareo e ciottoli di quarzo (frammenti di vertebrati, coccodrilli e dinosauri); d) 'serie di Tiguedi', con arenarie molto eterogenee, grossolane, di tinte varie, a volte variegiate, a stratificazioni incrociate, con tronchi silicizzati di grandi proporzioni.
- B. Gruppo delle argille dell'Irhazer, che ha una estensione molto superiore a quella delle arenarie di Agadez sottostanti e che comprende argille rosse, arenacee o marnose, con certi piani silicizzati, e arenarie argillose a detriti vegetali.
- C. Gruppo delle arenarie di Agadez, comprendente 4 serie: a) 'serie di Assaouas', con arenarie che segnano la transizione verso le argille dell'Irhazer, cioè arenarie arkosiche e calcaree grossolane, quarziti fini rosse e a stratificazioni regolari incrociate; b) 'serie di Tchirezrine', con arenarie molto grossolane, poco cementate, contenenti tronchi silicizzati, e presentanti due livelli ricchi di Analcime di origine misteriosa; c) 'Arenarie de Teloua', arenarie arkosiche sia mal definibili e variegiate a tinte vive, sia fini a patina nera; d) 'conglomerato di Alarcess', che racchiude, accanto a ciottoli di quarzo, ciottoli di rocce eruttive provenienti dai graniti giovani dell'Air.

Da notare che in questa zona, ossia nello 'stretto sudanese', non figura il Cretaceo inferiore che peraltro sembra costituire il fondo dell'intera conca orientale nigerina del bacino interno. Vi figura invece il Cretaceo superiore che nell'insieme del paese è molto meno esteso dell'inferiore, e che è costituito da una successione di

formazioni marine e continentali con predominanza delle prime. Si è potuta stabilire la stratigrafia seguente (J. Greigert, 1959 – dall'alto in basso):

- a. Senoniano superiore (o Maestrichtiano), rappresentato da calcari marnosi gialli e lumachelle comprese fra due strati di arenarie fini e argille sabbiose o siltose;
- b. Senoniano inferiore e medio, con una alternanza di calcari e argille sia marine che continentali;
- c. Turoniano superiore o 'serie dei calcari bianchi', con banchi calcarei alternati a banchi più spessi di argille variegata, il tutto parimenti segnato da influenze sia marine che continentali;
- d. Cenomaniano superiore - Turoniano inferiore o 'serie dei monti Inguellala', con due complessi ben distinti, in sommità arenarie calcaree a *Nigericeras* dominanti, e alla base una lumachella a *Neolobiti*, ambedue che iniziano con un episodio argilloso a gesso.

Il Paleocene, che nel Niger occidentale forma il bordo della più grande spiaggia del Continentale terminale di quest'area, è formato da un complesso di calcari e marne bianchi ed è inquadrato da due serie di scisti papiracei giallastri; i calcari sono caratterizzati da un orizzonte a Operculinoidi databile al Paleocene superiore; la serie scistosa inferiore è attribuita al Paleocene inferiore, la superiore al Paleocene superiore (Ypresiano).

Il Mio-Pliocene è largamente rappresentato in questo bacino inferiore dal Continentale terminale classico e, in secondo luogo, dalle formazioni del hamada, la cui età è però incerta potendo andare dal Miocene superiore al Quaternario antico. Nella vasta zona di affioramento del Continentale terminale del Niger occidentale sono stati individuati 3 complessi (J. Greigert):

- a. Una serie detritica di base fatta di argille, sabbie, peliti e arenarie ferruginose, molto ricca di pisoliti od ooliti di goëthite che localmente formano banchi molto spessi;
- b. Un complesso argillo-sabbioso di colore scuro, a detriti vegetali e ricco di pirite;
- c. Le arenarie argillose del medio corso del Niger, anch'esse con livelli di ooliti ferruginosi (4.1.3.6.).

4.2.1.4. Il bacino dell'Azaouak e la regione del Tamesna

L'Oued Azaouak è rappresentato da una immensa vallata secca quaternaria di oltre 1000 km di lunghezza, i cui affluenti fossili tagliano in profondità i massicci dell'Air e del Hoggar, e che attraversa l'estremo angolo SE del Mali. I suoi diversi segmenti hanno nomi differenti: a partire dal N del bacino imbrifero vi è l'Oued Tasellmen, seguito più a W dal Oued Assakarai, seguito a sua volta più a S dal Oued Azaouak, e finalmente dal Dallol Bosso che si getta nel Niger a S di Niamey. L'Azaouak descrive un ampio arco di cerchio e in linea generale la sua riva destra è occupata dai terreni antichi del Continentale intercalare, mentre la riva sinistra è dominata da altipiani del Cretaceo e dell'Eocene; è solo ai 5°E che l'oued riesce a tagliare il pianoro in direzione SW scavandovi una valle relativamente stretta corrente tra falesie. A N dell'Azaouak vi è l'immensa pianura del Tamesna (così chia-

mata dai Touareg) che si trova fra l'Adrar Tiguirit maliano a W e il Tegama nigerino a E. Da N a S si nota: Continentale intercalare (arenarie e argille a tronchi silicizzati) — Cenomaniano superiore (marino e trasgressivo, segnato da lenti calcaree) — Turoniano (marino) — Maestrichtiano (marino) — Cretaceo-Eocene (il cui limite è segnato dalla piccola piastra dell'Adrar Moisey che è del Daniano o del Montiano) — Eocene inferiore (calcari) — Quaternario (nella cui parte N c'è una zona di bassifondi paludosi con la fauna fossile quaternaria del Oued Tasselman).

4.2.1.5. Adrar Douchi, Tegama, Damergou

L'Adrar Douchi è una regione molto accidentata: una successione di altipiani calcarei di un centinaio di m di quota, ritagliati dall'erosione, che va dalla zona di Tahoua alla frontiera nigeriana. Gli strati inferiori visibili nelle forre di Tigart (14 km a N di Tahoua) sono del Cenomaniano. Seguono (dal basso in alto): Turoniano inferiore — Turoniano superiore sabbio-argilloso — Maestrichtiano calcareo — Daniano (certamente presente ma non separabile) — Montiano ed Eocene inferiore non separabili con calcari; gli strati continentali post-Eocene sono sabbie argillose e arenarie ferruginose ('Grès du Niger'), ricoperti da un crostone lateritico.

Il Tegama e il Damergou formano una pianura situata fra l'Air a N e la frontiera nigeriana a S, con altitudine media di 400-500 m; il margine N è alla falesia di Tiguidit (o Tidjeddi) che descrive un arco di cerchio intorno alla propaggine S dell'Air, da In-Gall a W fino a Tazolé a E. Vi si osserva il Continentale intercalare con alla base le 'arenarie di Agadez' contenenti tronchi silicizzati, al disopra le 'Argille dell'Irhazer', e alla sommità le 'arenarie del Tegama', le quali ultime affiorano fino alla frontiera della Nigeria. Questa grande pianura è dominata a N di Zinder da una collina residuale o 'monadnock' di km 80 × 40, orientato NE-SW, di un'altitudine relativa media di 50-100 m: alla base vi è il Continentale intercalare del Tegama, con colline prevalentemente di calcari a lenti del Cenomaniano superiore marino trasgressivo, e di calcari sabbiosi gialli dolomitici del Turoniano inferiore (con fauna fossile di pesci di acqua dolce); il Turoniano superiore pare regressivo ed è rappresentato da arenarie non fossilifere; non vi è né Senoniano marino, né Eocene marino.

A SE del Damergou ci sono le regioni del Damargam (Zinder), del Koutous e del Mounio. La pianura del Koutous è fatta di arenarie e argille del Tegama con qualche indizio di Cretaceo marino. A SW del Koutous, che fa parte della regione di Zinder, ci sono appunto quegli affioramenti del Precambriano (quarziti e rocce eruttive) che costituiscono gli unici esempi di Precambriano fra il fiume Niger e il Ciad orientale; emergono dalle sabbie recenti a circa 25 km a S di Zinder sotto forma di graniti alcalini a riebeckite ed egirina, e micrograniti sui margini; a E di Zinder invece sono calco-alcalini, simili a quelli del Borkou e del Ouaddai nel Ciad; tutti questi graniti appartengono a un grande affioramento antico che è oggi ricoperto da dune stabilizzate. Immediatamente a E di Zinder, a Kissambana, alcuni rilievi mostrano quarziti, conglomerati metamorfici e cipollini; questa serie antica è tagliata da un granito grigio o rosa a microlino e oligoclasio che passa sui margini a ortogneiss e anfiboli contenenti relitti di quarzite. Sono apparenti inclinazioni verso

W e i conglomerati metamorfici sembrano occupare l'asse di una sinclinale ove si sarebbero depositati posteriormente alle quarziti; anche questa serie è tagliata dai graniti recenti di Zinder. Un poco a E di Kissambana è stata reperita una serie di quarziti fini a stratificazione incrociata, poco o nulla metamorfica, a inclinazione E: è la 'serie di Amzara', più recente della precedente, e che non sembra essere stata raggiunta dai graniti.

La regione del Mounio è a 125 km a E di Zinder. Abbiamo qui un altro massiccio antico emergente dalle sabbie: presso Gouré affiorano micascisti, quarziti e anfiboliti paragonabili alla serie di Kissambana e attribuiti al Precambriano medio; i rilievi sono costituiti da rioliti, micrograniti e graniti a riebeckite ed egirina. A E di Gabana affiora un altro granito, granulitico, della stessa età. Tutti questi graniti sono importanti per la prosperazione dello stagno e del wolframio.

4.2.1.6. Il massiccio dell'Air

Immediatamente ai piedi del massiccio e dalla parte W ha potuto essere definito il Permo-Giurassico (F. Joulia, 1959). Le 'formazioni di Izegouadan' si presentano come segue: la serie è limitata alla base e alla sommità da piani di conglomerati, ma a una certa distanza dalla mole la serie giace in concordanza sul Carbonifero, mentre nella parte superiore sta in continuità col Continentale intercalare; è composta di un'alternanza di arkosi grossolane, arenarie arkosiche a grana media, argille e marne striate più o meno arenacee, arenarie calcaree e racchiude tronchi silicizzati e analcime.

Il massiccio dell'Air è un'apofisi sud-orientale del Hoggar e fa riscontro all'apofisi sud-occidentale rappresentata dall'Adrar degli Iforas in Mali. L'Air prolunga il massiccio scistoso cristallino del Hoggar nella direzione del Mounio e della Nigeria; è separato dal Hoggar per via del Oued Azaouak ed è circondato da una serie di copertura sedimentaria. Si tratta in sostanza di un grande foro di erosione e di un horst sollevato fra il Tamesna e il Ténéré; il rigonfiamento dell'Air sarebbe recente, del Terziario o del Quaternario (H. Faure).

Il Precambriano inferiore è rappresentato dalla 'serie di Tazizilet', contenente le ectinita del Hoggar (micascisti, leptinita, gneiss diversi, quarziti, cipollini, pirosseniti e anfiboliti); questo insieme, raddrizzato a seguito di venute granitiche e migmatizzato, forma la maggior parte del massiccio. Il Precambriano medio prende invece il nome dalla 'serie del (vicino) Ténéré' ed è visibile ai margini del grande erg, a E di una faglia N-S della lunghezza di 330 km; la serie comincia con una tillite ed è fatta di rocce meno metamorfiche della precedente. In assenza di un Precambriano superiore, l'ultima serie granitica può essere attribuita all'Infracambriano: sono graniti iperalcalini a riebeckite, ricchi di carbonati di sodio e potassio, poveri di calce e allumina; talora contengono egirina; formano i rilievi più alti dell'Air che raggiungono i 1900 m; sono propriamente batoliti che tagliano le rocce incassanti, hanno una facies alcalina a biotite mineralizzata in cassiterite, wolframite e columbite; colate riolitiche appaiono con le ultime intrusioni di graniti iperalcalini (L. Gentil, M. Raulais).

Quanto alle coperture sedimentarie intorno al massiccio:

- Verso N (a parte qualche pianoro di arenarie primarie) si è riconosciuto il Continentale intercalare con tronchi silicizzati fino a 1200 m di altitudine (M. Raulais).

- A NW si nota che gli elementi meridionali del Tassili del Hoggar costeggiano il massiccio sul versante NNW, e procedendo da N a S si trova il Cambro-Ordoviciano, il Gotlandiano, il Devoniano, il Carbonifero inferiore marino di In-Tedreft; più a S, al margine del massiccio, c'è il Carbonifero inferiore continentale; il Daniano continentale scompare verso W sotto il Continentale intercalare del Tamesna.
- A S le formazioni precambriane dell'Air sono direttamente ricoperte dal Continentale intercalare del Tegama.
- A E i terreni sedimentari formano una fascia lunga 200 km e larga 40 che si appoggia a W sul Precambriano del massiccio e scompare a E sotto le sabbie dell'erg di Ténéré (con leggera inclinazione E); si è potuto distinguere (dal basso in alto): A. 'Gruppo del Tefidet' del Continentale intercalare, suddiviso nelle serie seguenti: a) 'grès de Angornakouer' ('grès' = arenarie) a tronchi silicizzati (200 m); b) 'grès de Tagrezou' a tronchi silicizzati (100 m); c) 'grès de Dibella' situati più a E; il contatto con la piattaforma è sempre per faglia o piegafaglia e vi è la 'fossa tettonica di Téfidet' con direzione NW-SE che va verso il Ciad; B. Cenomaniano inferiore con la formazione dei 'grès de Alanlara' e qualche banco marino (200 m); C. Cenomaniano superiore e Turoniano inferiore con decine di m di calcari (H. Faure).

Nell'Air, come nella regione di Zinder (4.2.1.5.), sono osservabili graniti recenti in piccoli massicci, sovente subcircolari a carattere ipovulcanico, che sono intrusivi nelle formazioni precambriane; sono formati da diverse intrusioni magmatiche che ostentano una disposizione anulare (ring-dykes); iniziano con la messa in posto delle rioliti e dei tufi con aspetto di camini (ring-fractures), dopo di che si cristallizzano in aureole successive molteplici fasi magmatiche di composizione ipoalluminica e iperalcalina; si possono talora distinguere fino a 15 facies differenti che vanno dalla riolite al gabbro finale, e fra questi, plagioclasiti, sieniti, graniti a egrina e riebeckite.

4.2.1.7. Versante orientale

Il Continentale intercalare del bacino di Bilma (a N) e del massiccio del Termit (a S) contiene alcune delle serie più arenacee del 'Gruppo del Tegama', e sono stati osservati passaggi laterali che rappresentano equivalenti della 'serie di Farak' (Damergou) nel Cenomaniano marino (H. Faure, 1959). Il Continentale intercalare ha ricoperto tutto il fondo dell'immenso bacino del Ciad e affiora quindi largamente sui bordi occidentali che sono appunto nel Niger orientale: si tratta dei 'grès de Achegour' (falesia omonima a W di Bilma) e dei 'grès de Dibella' (125 km a S di Bilma), forse dell'Albiano-Cenomaniano inferiore. La trasgressione marina del Cenomaniano ha interessato tutto intero il bacino del Ciad (vedasi la citata scoperta di un Neolobita nel Ténéré di Tafassasset). Il Turoniano marino affiora a Zoo-Baba (100 km a S di Bilma) e poi nei pressi di Agadem (200 km a S di Bilma) e ancora al N nell'erg di Ténéré, fra Chirfa e Tiffa (SW dell'altopiano del Djado). Il Senoniano marino affiora presso Bilma. Indizi fossili esistono anche per l'Eocene marino. In certi punti la 'serie di Galhama' (E di Agadem) forma la base della falesia del Kaouar ed è di origine continentale, segnata da 20 m di bauxite pisolitica; sembra del Cretaceo terminale o dell'Eocene inferiore (H. Faure). E finalmente nell'altopiano del Djado è stato localizzato un 'post-tassiliano' come formazione continentale

discordante fra il Carbonifero e il Continentale intercalare, in tutto simile alla 'serie di Izegouadan' (4.2.1.6.), con argille purpuree alla base, sormontate da arenarie fini con intercalazioni conglomeratiche e lenti argillose.

Il Cretaceo superiore è stato studiato sia nel bacino di Bilma che in quello del massiccio del Termit (H. Faure):

- Il Senoniano superiore (Maestrichtiano) è rappresentato nel bacino del Termit dalla 'formazione di Galhama', ossia da 35 m di arenarie fini e arenarie ferruginose a stratificazioni incrociate racchiudenti banchi caolinici, mentre nel bacino di Bilma sono arenarie brune talora grossolane, a stratificazioni incrociate, con intercalazioni di argilla bianca caolinica, livelli ferruginosi e tronchi silicizzati.
- Il Senoniano medio e inferiore e il Turoniano sono rappresentati a W dalla 'formazione dell'Aschia Tinamou' (65 km a S di Termit), con arenarie da fini a medie, argille complete spesso fogliettate, calcari a noduli fosfatici; a E dalla 'formazione di Kafra' con arenarie fini e argille arenacee sovente ferruginose.
- Il Turoniano inferiore - Cenomaniano superiore figurano: a) nel Termit in un calcare giallo a lumachelle *Nigericeras* che ricopre argille e arenarie fini a vertebrati; b) in una zona a E dell'Air caratterizzata da un'alternanza di calcari e argille verdi con *Neolobiti* nella parte inferiore e *Nigericeras* in quella superiore; c) in zona di Bilma nella 'formazione di Zoo-Baba' (50 km a S della cittadina), comprendente argille a *Neolobiti*, calcare giallo a *Nigericeras* e un alto livello di argille verdi.
- Il Cenomaniano inferiore si trova nella 'formazione di Alanlara' dove si ha un'alternanza di arenarie fini e argille grigio-verdastre (210 m) che sarebbero i primi depositi della trasgressione marina del Cretaceo.

Il Continentale terminale è stato identificato nello stesso massiccio del Termit (H. Faure, 1963) dove mostra 90 m di arenarie grossolane conglomeratiche, arenarie argillose, a tratti ooliti isolate e argille caoliniche. È rappresentato anche dalla 'serie di Homodji' (250 km a SSE di Bilma), della potenza di 50 m, formata da arenarie ferruginose e oolitiche, formazioni che si ritrovano a E e a W della valle del Kaouar presso Bilma; la serie termina con depositi lacustri alternati a dunari.

I depositi quaternari del bacino nigerino costituiscono in realtà il bordo occidentale dell'immenso bacino ciadiano. È nel Niger nord-orientale che questo Quaternario è stato meglio analizzato (H. Faure, 1963). Schematicamente si presenta come segue (dal basso in alto):

- a. Grande erosione posteriore al Continentale terminale con depositi di materiali nel bacino ciadiano in fase subsidente aventi incrostazioni in superficie;
- b. Grande erosione posteriore alla formazione dei depositi con crosta;
- c. Formazione dell'erg antico, a partire da sabbie alluvionali, nel corso di un periodo arido prolungato;
- d. Grande periodo lacustre a diatomee, periodo umido corrispondente al Paleolitico, durante il quale le zone basse sono occupate da grandi laghi sul cui fondo si depositano diatomiti (Paleo-Ciad);
- e. Periodo arido posteriore alle diatomiti, che provoca il prosciugamento dei laghi e la formazione di un secondo sistema dunare;

- f. Fase di erosione e nuovo periodo umido corrispondente al Neolitico, con molte vestigia di attività umane, specie nel Ténéré;
- g. Periodo arido attuale con formazione di erg vivo (dune mobili).

Nel Niger sud-orientale la storia del Quaternario è analoga anche se più globale, tanto che è stato possibile stabilire mediante sondaggi la successione litostratigrafica dei depositi formatisi nel bacino ciadiano durante il grande periodo lacustre (F. Pirard). La parte superiore del 'Gruppo del Ciad' è così costituita: a) serie sabbiosa a carattere deltizio non esistente nella parte sud del bacino; b) serie di argille verdi; c) serie argillo-sabbiosa; d) serie di argille massicce a gesso e diatomiti; e) serie di argille azzurre; f) serie detritica con sabbie da medie a grossolane. Le fasi del Quaternario appaiono più o meno uguali anche nel Niger occidentale (J. Greigert).

Carta geologica dell'area sabeliana (da W a E):

- Riva destra del Niger: mosaico di migmatiti del Precambriano D; formazioni sedimentarie, ectiniti di origine vulcanico-sedimentaria, graniti sintettonici del Precambriano C; verso N formazioni sedimentarie (Gruppo Ydouban-Gourma) del Precambriano A; piccole aree di Continentale terminale.
- Riva sinistra del Niger: migmatiti del Precambriano D; graniti sintettonici ed ectiniti di origine vulcanico-sedimentaria del Precambriano C; verso N, formazioni sedimentarie dell'Infracambriano.
- Regione del Djerma Ganda, vallata del Dallol Bosso e tutta l'area fino al meridiano di Tahoua: Continentale terminale.
- Fascia ad arco longitudinale con convessità a E, a oriente di Tahoua: Eo-Oligocene (Paleogene). Identica fascia ancora più a oriente: Cretaceo superiore.
- Regione del Tegama: Cretaceo inferiore.
- Zona a S di Zinder: graniti atettonici del Continentale intercalare.
- Regioni del Damargam e del Koutous (NE, E, SE di Zinder): graniti sintettonici del Precambriano D₁ ed ectiniti di origine sedimentaria del Precambriano C; depositi continentali del Pleistocene; facies subvulcaniche e graniti atettonici del Continentale intercalare.
- Tutta la parte orientale fino al lago Ciad: depositi continentali del Pleistocene.

4.2.2. CIAD

La grande conca del Ciad è un bacino chiuso, endoreico. Il lago Ciad, alimentato dal Chari e dal Logone (cap. I, 6.) non ne rappresenta la parte più depressa perché la sua quota media è sui m 243, mentre 700 km a NE del lago, nei cosiddetti 'paesi bassi' (a W dell'erg del Djourab), vi è una depressione con quote inferiori ai 200 m che si estende su un'area trapezoidale di circa km 300 × 150. Questa regione è in comunicazione col lago tramite il Bahr-el-Ghazal che ne costituisce un effluente, ma che non può essere dal lago alimentato in condizioni normali a causa della soglia di m 281 sulla riva di SE. Il lago Ciad quaternario era immenso, un vero mare interno di acqua dolce.

La piattaforma del Precambriano è osservabile o conosciuta lungo tutti i bordi del grande bacino: a W dell'Air, nelle regioni di Zinder, del Koutous e del Mounio;

a N nella regione di Bilma, nell'altopiano del Djado e nel Tibesti; a E nel Biltine e nel Ouaddai; a S in Nigeria e nel Centrafrica. In particolare nel Ouaddai sono stati segnalati vari tipi di graniti (J. Gsell, J. Sonet, 1960; J. Sonet, 1963): graniti ad anatessiti legati alle migmatiti, graniti tardo-tettonici a biotite o a due miche e graniti decisamente post-tettonici che possono essere o meno porfiroidi, a biotite o a biotite e anfiboliti (generalmente non sembrano orientati eccetto forse che sui bordi); più a N, nella zona di Niéré (Biltine) questi graniti ricoprono più del 50% dell'area e sono presenti anche ad Adré, posto di frontiera del Sudan. Sono anche stati osservati alcuni massicci discordanti di graniti pegmatoidi facilmente erosi, bianchi, rosa o beige, a grana fine o media e di graniti calco-alcalinici leucocratici rosa o beige con fenocristalli, ecc. Nel Ouaddai le masse granitiche concordanti o discordanti sono enormi e questi graniti, associati a migmatiti, formano l'essenziale del complesso di base.

È probabilmente al Precambriano che appartengono anche le rioliti del Hadjer-el-Hamis presso la riva SE del lago, a 85 km a NNW di N'Djamena; la roccia bluastra o verdastra mostra fenocristalli di quarzo corrosi, feldspati alcalini, anfiboli e pirosseni, il tutto in una pasta fluidiforme originariamente vetrosa; vi si trovano inclusioni di rocce sconosciute in affioramento, in particolare un microgranito a egirina; si tratta delle medesime rocce osservate nel Mounio in Niger. D'altra parte diverse cupole di questi graniti emergono fra il lago Ciad e il lago Fitri (Ngoura, Kalkalé, Gamsous, ecc.).

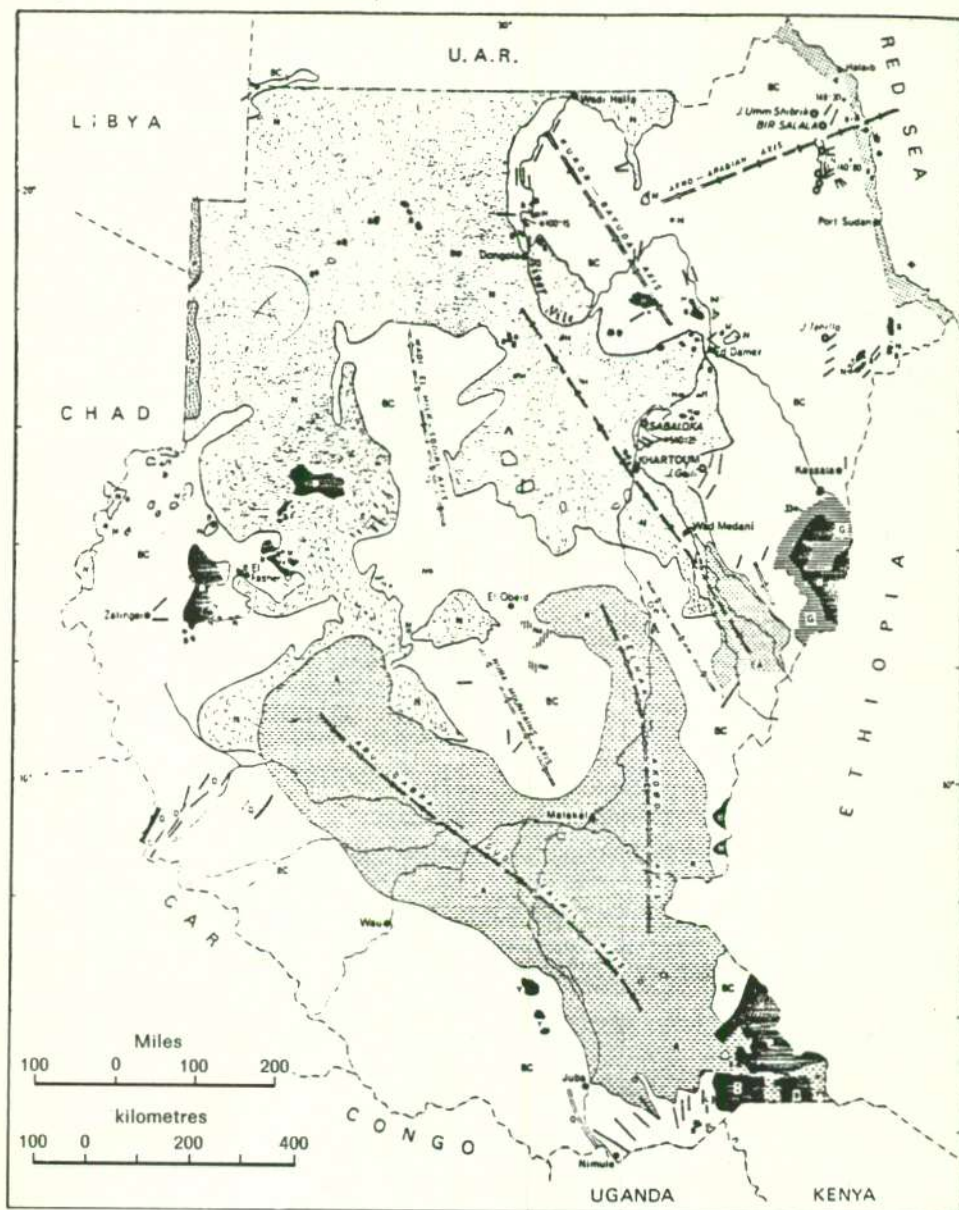
Il Paleozoico figura nella parte NE del bacino con gli altipiani del Borkou e dell'Ennedi, che corrono per 500 km collegandosi al Tibesti.

Il Continentale intercalare ha ricoperto tutta l'immensa area di fondo del bacino e affiora largamente sui bordi occidentali in Niger (4.2.1.7.); e la stessa cosa può dirsi circa il Continentale terminale (4.2.1.7.). Da notare che tutta la parte S del bacino del Ciad, specie sul versante occidentale, è di profondità ancora sconosciuta. Come punto di riferimento possiamo prendere un sondaggio eseguito a Maiduguri in Nigeria, alla stessa latitudine di N'Djamena: il Continentale terminale (Gruppo del Ciad) ha una potenza di 700 m e il Cretaceo marino di oltre 400; il sondaggio è arrivato a 1103 m senza raggiungere la piattaforma precambriana (a N'Djamena un sondaggio di 356 m non ha del pari toccato il basamento). Ciò può spiegarsi col fatto che ci troviamo sul tracciato del grande asse di frattura NE-SW collegante i vulcani del Tibesti con quelli in Camerun e che giunge fino all'isola di S. Elena nell'Atlantico meridionale (2.3.).

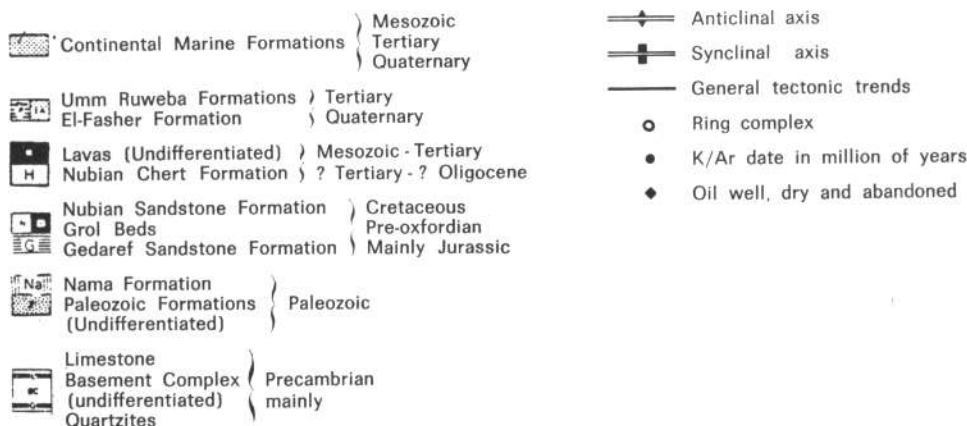
La maggior parte del bacino ciadiano è ricoperta da formazioni dunari. Va ricordato tuttavia che queste regioni, come del resto l'intero Sahara, hanno conosciuto periodi umidi nel corso del Quaternario (4.2.1.7.). In Ciad è molto ricca la fauna fossile, anche per i grandi mammiferi (elefanti, ippopotami, giraffe, grandi cinghiali), e reperti fossili sono stati trovati fino nel Borkou, nell'Eguei e nel Tibesti sud-orientale, cioè nel bel mezzo del Sahara; molte di queste specie fossili sono presenti dalla Mauritania fino alla valle del Nilo.

Carta geologica dell'area sabeliana (da W a E):

— Dal lago Ciad al lago Fitri: formazioni quaternarie marine, lacustri o continentali (alluvioni e formazioni dunari).



La catena panafricana in Camerun, Centrafrica, Ciad e Sudan. Cartina basata sulla cartografia della « Sudan Geological Survey » del 1949 e 1963 (scala 1 : 4.000.000) e della « Southern Sudan Geological Survey » (scala 1 : 2.000.000), A. J. WHITEMAN, 1971. (Memoria del B.R.G.M. n. 92).



(Legenda della carta a p. precedente).

- Dal lago Fitri al meridiano di Abéché: nella parte N della fascia saheliana continuano le formazioni precedenti, mentre nella parte S abbiamo arenarie e sabbie del Continentale terminale; nella regione a S del lago Fitri affiora il Precambriano D con facies varie, ma prevalentemente indifferenziato (D₁ o inferiore o Archeano).
- Dal meridiano di Abéché alla frontiera del Sudan: le intere regioni del Biltine e del Ouaddai sono dominate dalle formazioni del Precambriano inferiore poco differenziato, come le precedenti (graniti, scisti, gneiss).

4.3. I paesi del Sabel orientale

4.3.1. SUDAN¹⁵

4.3.1.1. Quadro sintetico generale

La piattaforma precambriana affiora su una buona metà di questo vasto paese (tutto il NE, gran parte dell'E, una estesa zona centrale, tutto il S e il SW), ma è tuttavia difficile distinguere le tre fasi di questo Precambriano perché i rapporti fra di esse non sono sempre chiari né paragonabili procedendo da N a S. All'interno di queste poderose masse di graniti eterogenei gli scisti cristallini figurano come lembi di più o meno grandi dimensioni che si sono in esse conservati. Si osservano anche numerosi massicci discordanti di natura varia che presentano una struttura anulare. In sostanza il Precambriano inferiore (Primitive System) comprende quanto vi è di più antico e di più metamorfico, essenzialmente i granitogneiss del nord, dei mica-

¹⁵ Le conoscenze geologiche del Sudan hanno compiuto sensibili progressi ma in maniera molto ineguale da una regione all'altra (per es. poco si conosce di tutta la parte a Sud dei 6°N), e comunque la mole degli studi particolari come la visione di insieme non sono lontanamente paragonabili a quanto è stato realizzato nell'Africa francofona. I primi tentativi di sintesi sono dovuti a G. ANDREW (1948), A. J. WHITEMAN (1971) e J. R. VAIL (1974).

scisti e degli scisti, il tutto segnato da intrusioni granitiche e da filoni doleritici (è un quadro che sembra l'equivalente del Suggariano dell'Africa occidentale). Il Precambriano medio invece (o 'Serie di Nafirdeib') è discordante rispetto al Primitive System e metamorfico fino al gneiss; vi si trovano quarziti, marmi cipollini, scisti e colate di lava verde a andesiti; la serie è attraversata da graniti, gabbri, noriti e filoni di quarzo aurifero; la potenza di queste formazioni supera i 3000 m nella regione tipo che è appunto fra Khor Nafirdeib e To-Olak ($20^{\circ}, 30'N-36^{\circ}, 24'E$). Il Precambriano superiore (o 'Serie di Awat') è rappresentato da 1600 m di lave a andesiti e rioliti, argille e conglomerati che sarebbero tagliati da due diversi graniti; la serie non è metamorfosata ma attraversata da graniti e sieniti a minerali sodici, spesso a strutture anulari; in certe zone i sedimenti sono stati corrugati prima del deposito delle formazioni successive e i corrugamenti si sono erosi tanto da assumere piuttosto l'aspetto di corrugamenti di rivestimento (anticlinorium). L'età di queste formazioni, secondo dati radiometrici, può situarsi sui 600-450 m.a., ma la geocronologia ha mostrato che esistono anche graniti più giovani, di età mesozoica.

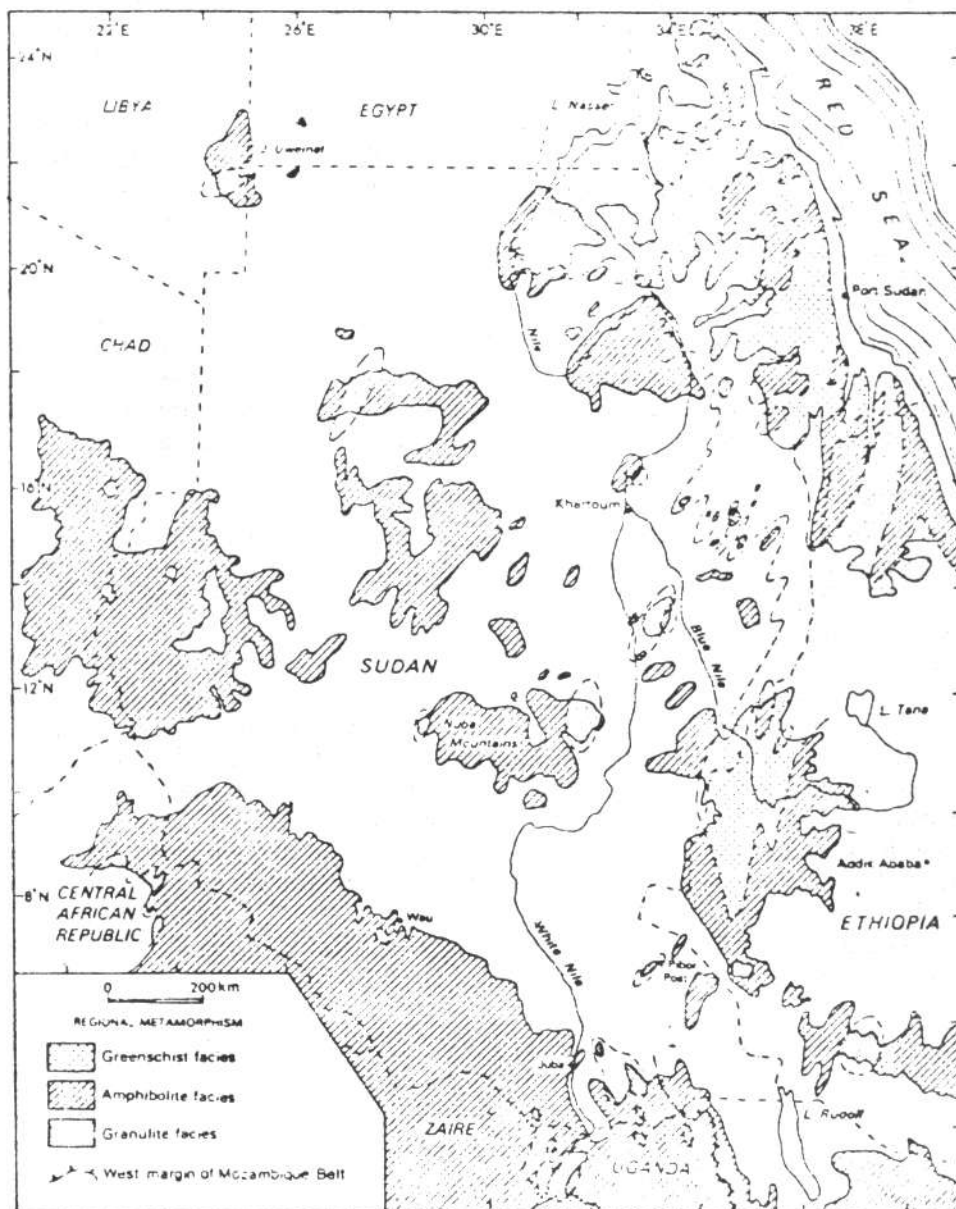
Dal punto di vista descrittivo conviene distinguere questi graniti in 2 categorie: graniti eterogenei in massicci concordanti o discordanti non circoscritti, e graniti discordanti circoscritti in strutture anulari.

Quanto ai primi non sembra che siano molto diversi dalle forme di gneiss granitici e granito-gneiss constatate in Ciad e in Centrafrica, e figurano quasi dappertutto: sui rilievi della costa del Mar Rosso (Red Sea Hills), dove sono noti come graniti 'batolitici'; nella valle del Nilo, dove formano una parte considerevole (fino al 20%) del complesso di base, con masse separate di stile batolitico che possono arrivare a diametri di 20 km; a occidente del Nilo nel deserto di Bayuda, dove il granito appare in un'unica massa di grande estensione; a oriente di Khartum nella regione di Querri (granito di Ban Gadeed); a SSE di Khartum nella regione di Senar-Gedaref; molto più a S nella regione dei colli Ingessana dove sono intrusivi in rocce basiche e ultrabasiche; nella regione di Hofrat-en-Nahas presso la frontiera N del Centrafrica, concordanti con le formazioni di questo paese; e infine i graniti delle regioni saheliane del Kordofan e del Darfur che vedremo più in dettaglio.

Circa l'altra categoria, quella dei graniti circoscritti a strutture anulari, colpisce il fatto che questi siano in Sudan di una abbondanza non riscontrabile in altri paesi come il Camerun e la Nigeria, il che pone due problemi: in primo luogo la ragione per cui i graniti discordanti, che esistono anche negli altri paesi, debbano assumere così spesso in Sudan la struttura ad anelli concentrici; in secondo luogo la loro età estremamente varia, che va dal Precambriano superiore — Paleozoico inferiore al Giurassico superiore — Cenozoico inferiore (Younger Granites), e che in Sudan mette in evidenza fenomeni di granitizzazione tardiva non ancora abbastanza spiegati. Comunque l'elenco delle strutture anulari oggi identificate sul terreno o per telerilevamento è di ben 132, di cui 9 figurano nella zona saheliana.

Per venire alla parte sedimentaria va notato che tutta la metà NW del paese, e con due lunghe propaggini a orientamento NW-SE che giungono fino agli 11° e $14^{\circ}N$, la piattaforma precambriana è ricoperta dalle 'Arenarie di Nubia' (Nubian Sandstone). In certi punti esistono arenarie del Paleozoico non fossilifere (frontiera occi-

dentale, a circa $16^{\circ}5'N-18^{\circ}5'N$), come pure la 'Serie di Nawa' certamente pre-mesozoica. Nel NE, al Khor Langeb, vi sarebbero tracce di una trasgressione marina (Delany). Tutte le 'Arenarie di Nubia' sono del Mesozoico, e dovrebbe trattarsi di Giu-



Distribuzione delle facies metamorfiche regionali delle rocce nel Complesso di Base del Sudan e regioni adiacenti secondo J. R. VAIL, 1978. (Memoria del BRGM n. 92).

rassico, che non si comprende bene da dove possa originare perché sconosciuto in queste regioni e solo noto nel Sinai, a N del Mar Rosso e in Etiopia. La serie è fossilifera e contiene una quantità di tronchi silicizzati attribuibili al Cretaceo inferiore. A S dei 10°N le arenarie di Nubia prendono il nome di 'Arenarie di Yrol' (Yrol Beds), ma si tratta di poche ristrette aree della regione del Bahr-el-Ghazal. La serie delle arenarie di Nubia non termina col Cretaceo ma continua nell'Eocene, come risulta dai tronchi fossili (Annonacee) del Jebel Sheba nel Darfur occidentale.

Il NE del Sudan fu sede di un grande lago che in certi punti ha depositato sulle arenarie di Nubia delle argilliti silicee: questi opali, i cosiddetti 'Cherts di Hudi', sono da considerarsi dell'Oligocene (L. R. Cox); sono spesso ricoperti da 12-15 m di sabbie e poi da una notevole crosta ferruginosa che sembra aver fissato una superficie topografica alla fine dell'Oligocene.

In molti luoghi, come in piccole aree del NE e del NW, nel Darfur, a S della provincia di Kassala, nell'estremo angolo SE sul lago Rodolfo, le croste lateritiche sono ricoperte da colate di lave basaltiche che appaiono nei fossili contemporanee di quelle dell'Etiopia, ossia appartenenti al Miocene, Pliocene e Pleistocene. Sono le zone di attività vulcanica. Certi crateri sono molto ben conservati: il Gederef e il Boma nell'E, il Mara e il Meidob nell'O; nel Darfur il Jebel Marra ha un diametro di 5 km con due laghi.

Vanno ancora segnalati i depositi marini lungo la costa del Mar Rosso, su una fascia della larghezza media di 80 km, attribuibili in piccola parte al Miocene e per la massima parte al Quaternario.

A cavallo fra il Terziario e il Quaternario abbiamo, su un buon sesto del Sudan, le serie alluvionali e anche in parte lacustri dei depositi ghiaiosi, argillosi e sabbiosi dei due Nili. Da sondaggi eseguiti in talune località si vede che questa grande depressione della piattaforma antica si manifesta con una potenza di depositi intorno ai 250 m. La depressione coincide grosso modo con le valli dei due Nili, ma si spinge a NW ben oltre il grande bacino del Bahr-el-Ghazal. Nell'area del Nilo Bianco questi sedimenti sono noti come 'Serie di Umm Ruwaba', mentre le serie del Nilo Azzurro, meno note, sono a questa paragonabili ma non ancora correlate. Tali depositi alluvionali sono del Pliocene e del Pleistocene. Da notare ancora che lo studio della valle del Nilo Bianco mostra come la seconda cateratta di Wadi Halfa al confine N dell'attuale Sudan (e oggi scomparsa nel bacino di ritenzione della diga di Asswan) non esistesse prima della fine dell'Acheulano (circa 140.000 anni), il che si accorda perfettamente con quanto si conosce sulle fratture delle Rift Valleys. Da terziari a recenti infine possono essere i depositi di massi, ghiaie o sabbie che formano i letti dei 'wadi' (o « oued ») in regioni montagnose aventi forti linee di drenaggio.

Quanto ai depositi superficiali, si possono citare le seguenti 3 categorie:

- A. Lateriti e argille rosse ferruginose che ricoprono gran parte dell'Equatoria occidentale: le più antiche sono attribuibili all'Oligo-Miocene e devono essere state presenti nella maggior parte del paese; le più recenti sono quaternarie e si ritrovano solo a S dei 10°N.
- B. Sabbie eoliche di dune stabilizzate estendenti su una fascia che va da Kosti sul Nilo Bianco attraverso tutto il Kordofan e il Darfur centrale, passando a S del massiccio del Marra, fino al Ciad: sono formazioni del Quaternario.

- C. Argille pesanti e scure che ricoprono le pianure centrali comprese fra l'Equatoria occidentale, le lateriti del SW a sud, le dune del Kordofan a NW, le zone desertiche a NE (circa ai 17°N), i rilievi delle frontiere dell'E e del SE: anche queste formazioni sono del Quaternario.

4.3.1.2. Geologia del Sahel

— *Regione del Darfur*. Immediatamente a W del massiccio vulcanico terziario del Jebel Marra (m 3000), nella zona di Zalingei, fu stabilita (Hunting Services, servizio geologico sudanico, 1958) la stratigrafia seguente (dal basso in alto): 1) Gneiss quarzitici feldspatici grossolani con filoni granitici « lit par lit »; 2) Scisti a biotite e feldspati a grana fine con qua e là filoni granitici strato per strato tagliati da filoni aplitici; 3) Gneiss iniettati di biotite a grana grossa con graniti « lit par lit ». L'orientamento generale è di 90° con inclinazione a N che volge poi a E. Il gruppo scisti-gneiss comprende gneiss a silicati calcici, micascisti granatiferi e scisti a staurolite. La regione fu cartografata in base a sondaggi sul terreno e fotogeologia per un'estensione di 33.000 km² (J. R. Vail, 1972). La metà E della zona è dominata dal massiccio vulcanico del Jebel Marra; la parte restante è formata da gneiss granitici metamorfosati molto corrugati e peneplanati; da quarziti e peliti con intrusioni di piccoli batoliti granitici; il metamorfismo è di grado anfibolitico. Le rocce metamorfiche appartengono a un complesso tettonico nel quale due cinture lineari orientate NNE in corrugamenti isoclinali sono separate da una zona centrale dominata da cupole granitiche; la loro età è sconosciuta (una sola datazione K/Ar su micascisti da 604 ± 24 m.a.). I termini litologici di queste formazioni sono stati così descritti (Vail):

- a. Gneiss psammitici: sono gneiss granitici di tessitura e composizione varia, in genere bene orientati, zonati e intercalati qua e là con scisti pelitici; hanno l'aspetto di rocce arenacee di composizione variabile metamorfosate; quando sono oggetto di granitizzazione e metamorfismo intensi diventano più massicci e sviluppano porfiroblasti; la litologia varia da gneiss granitici orientati a psammiti quarzose e quarziti micacee diverse fino ad arrivare a scisti a quarzo e mica, forme tutte che sono conseguenza del processo metamorfico, della tettonica e della composizione iniziale delle rocce; negli gneiss non appaiono differenze significative e può essere che gneiss precoci formino la base delle sequenze di quarziti e scisti metamorfosati, l'intero complesso essendo a questo punto corrugato in un solo insieme; gli gneiss psammitici variano da termini leucocratici a grana molto fine e zonati a rocce a grana medio-grossolana nelle quali predominano grandi cristalli di quarzo e feldspato.
- b. Quarziti: bene sviluppate in tutta la parte a N di Zelingi formano colline orientate E-W; sono bianche a grana fine e si presentano in placche.
- c. Rocce pelitiche: strettamente associate alle psammitiche formano numerose bande e colline di micascisti; vanno da tipi unicamente micacei a tipi quarzoso-feldspatici e a psammiti; si osservano anche scisti micacei rossi feriferi e scisti grafitici; vi è presenza di microclino.
- d. Anfiboliti: rare in questa regione sono invece abbondanti in altre parti del paese.

Il complesso di base non è stato studiato, ma le strutture osservate nelle rocce possono bene essere il risultato di avvenimenti tettonico-termici (Vail). In conclu-

sione l'avvenimento più antico registrato è il deposito di sedimenti quarzitici e pelitici su un basamento sconosciuto. Si può supporre che qualche tempo dopo il consolidamento di queste sequenze si siano messi in posto corpi rocciosi basici e che questa fase fu seguita dal metamorfismo e dallo sviluppo della facies anfibolitica. Sta di fatto comunque che le stesse facies granitiche si ritrovano nella zona di Garsilia (50 km a S di Zalingei), in quella di Kutum (200 km a NE della medesima località) e in tutta l'estensione del Ouaddai e del Biltine nel Ciad orientale.

Nella regione di Kutum vi sono tracce di piombo (Wahab, Afia, 1966) contenuto in filoni polimetallici incassati nelle rocce del complesso di base, la litologia comprendendo gneiss, scisti metamorfici e granito-gneiss da considerarsi come le rocce più antiche; vi sono graniti (normali, pegmatici e micrograniti) associati a filoni, entrambi intersecanti le altre rocce. Le faglie hanno una direzione E-W e NW-SE; i filoni mineralizzati hanno in genere una direzione NW-SE. La composizione delle rocce del complesso di base sarebbe (Wahab, Afia): gneiss granitici molto simili a graniti zonati; prevalenza di gneiss acidi e presenza di anfiboliti; presenza anche di scisti grafitici, scisti a clorite e biotite e scisti vari (a quarzo, feldspati e anfiboli; a quarzo, feldspati e miche; a quarzo e muscovite). Sul minerale di Kutum una datazione a galena (P.G. Coomer, J. R. Vail, 1974) ha dato 1100 m.a., età considerata minima per una tale mineralizzazione.

Da notare finalmente che le regioni del Ouaddai e del Biltine nel Ciad orientale presentano facies granitiche che ci danno un'idea abbastanza chiara del complesso di base precambriano (4.2.2.); in particolare la zona di migmatiti dovrebbe corrispondere ai gneiss psammitici (di Vail) o gneiss granitici del Darfur; allo stesso modo le facies granitiche più sopra descritte (quarziti, scisti, gneiss e rare anfiboliti) si ritrovano nel Ciad. Tutto ciò ci offre una indicazione molto probabile della stratigrafia e della cronologia del complesso di base del Darfur nella sua parte ancora ignota.

Per quanto riguarda i graniti circoscritti a struttura anulare, vi è una formazione nel Darfur presso la frontiera ciadiana: è a Mun (14° 10' N-22° 45' E).

— *Regione del Kordofan.* Il Kordofan costituisce una continuazione verso W e SW della regione della vallata del Nilo che vedremo appresso ma la sua geologia non è molto conosciuta. Una stratigrafia poté essere fissata (Hunting Technical Survey, 1964) nella zona di El-Obeid (dal basso in alto): 1) Gruppo di gneiss acidi (rocce ignee metamorfosate) ed augeri; 2) Metasedimenti; 3) Serie di grovacche con o senza rocce vulcaniche associate; 4) Rocce vulcaniche basiche; 5) Rocce vulcaniche acide associate ad argilliti (Mudstones); 6) Filoni di quarzo; 7) Masse intrusive più giovani. La direzione delle rocce metamorfiche è a dominante N e NNE, ma vi sono anche direzioni E-W.

Nel Kordofan meridionale e nelle zone di Rashad e Talodi la successione sarebbe invece questa (Mansour, Samuel, 1957): 1) Bande di gneiss e scisti; 2) Serie metasedimentarie in bande; 3) Gneiss quasi-granitici con ornablanda fogliettata; 4) Graniti e sieniti. I gneiss e gli scisti sono soprattutto a ornablanda, talora intercalati con banchi ricchi di miche, e ricoprono una vasta estensione; la direzione è NNE-SSW; le serie metasedimentarie comprendono micascisti, scisti grafitici, ardesie, filladi, quarziti e marmi; le rocce più comuni sono i marmi e gli scisti grafitici; vi sono graniti

a grana medio-fine un poco porfiroide grigia a ornablenda debolmente orientati, graniti fini a biotite orientati grigiastri o rosati, graniti a ornablenda.

Il Kordofan meridionale (cartografato da J.R. Vail nel 1973 su un'area di 143.000 km² avente per centro il massiccio del Nuba) offre esempi di quasi tutte le rocce e formazioni osservate altrove in Sudan. Il complesso di base è formato da scisti cristallini che hanno subito vari corrugamenti e denunciano diversi gradi di metamorfismo; presentano intrusioni di graniti, corpi gabbroidi leggermente orientati, complessi ignei postorogenetici e molti sono a strutture anulari. Questo complesso di base ha sopra di esso la 'Serie di Nawa' (Paleozoico), le Arenarie di Nubia (Cretaceo), le formazioni di Umm Rwaba (Pleistocene e Terziario). Per la maggior parte è composto da gneiss granitici e granodioritici nei quali sono ancora distinguibili le rocce metasedimentarie; molti gneiss sono cataclastici e alcuni milonitici; la fogliettatura è in armonia con la direzione generale. La composizione minerale del gneiss è quella classica: quantità variabili di muscovite, poca ornablenda (trasformata in clorite e biotite), grana media, presenza di porfiroblasti; in tre località sono stati osservati calcari cristallini; presso il Jebel Dair, e vicino a una intrusione granito-sienitica, ci sono marmi a fluorina; presso il Jebel Dumbeir ci sono carbonatiti a pirocloro. Le rocce sedimentarie comprendono scisti grafitici e siltiti a bande strette; varia è l'intensità della fogliettatura e debole il metamorfismo, ma hanno la stessa direzione e forma di corrugamento delle altre rocce del complesso di base; la grana è fine.

Quanto a comportamento mineralogico il costituente principale è rappresentato da piccoli grani di quarzo e cristalli di grafite; vi è un po' di ematite, della fucsita in porfiroblasti, della glaucofane in uno scisto a sericite, delle concentrazioni di ferro in due bande interstratificate nei metasedimenti e con essi in contatto, delle metaandesiti intrusive nei metasedimenti medesimi (Mason, Iskander, 1960); rare sono invece le vulcaniti (Vail).

Un'altra caratteristica della regione è la messa in posto dei gabbri che segue il metamorfismo dei gneiss cristallini; si presentano in piccole masse in contatto coi gneiss e sono leggermente fogliettati; non si conosce l'età della messa in posto; alcuni dei corpi basici sono cloritizzati e serpentinizzati.

La direzione generale del complesso di base è NNE-SSW; a prima vista non sembrano esistere nei gneiss corrugamenti più antichi; le faglie hanno una direzione E-W, e sono rilevanti perché è alla loro dislocazione che fu dovuto il forte sisma del Jebel Dumbeir nel 1966. La conclusione geologica su questa vasta zona del Kordofan, che potrebbe senz'altro continuare nelle regioni adiacenti, è formulabile nel modo seguente (Vail): su un basamento di natura sconosciuta si sono depositate rocce vulcaniche, pelitiche, psammitiche, che sono state trasformate in gneiss e scisti, e che si sono poi granitizzate e migmatizzate; si sono avute intrusioni di corpi gabbri, poi depositi di scisti grafitosi, siltiti e forse calcari; alla fine si sono messi in posto i graniti e le sieniti. Ma è difficile distinguere in queste rocce i due complessi litologici di diversa età.

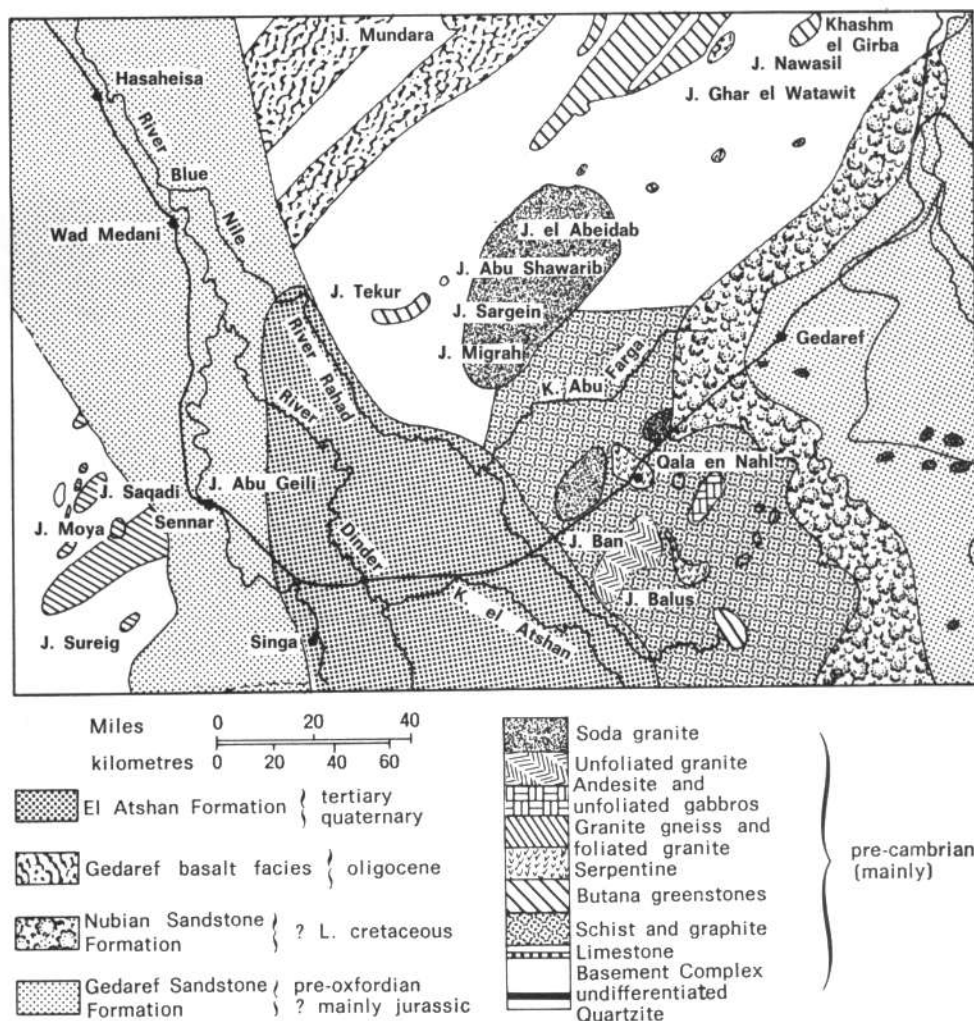
Tre sono nel Kordofan i graniti circoscritti a struttura anulare: senza nome (14°07'N - 28°16'E), Katul (14°15'N - 29°24'E), Abu Hadid (14°36'N - 30°07'E); a N di questi, in zona sahariana, ve ne sono altri 4 (Haraza e 3 senza nome).

- *Regione dei Nili*. La successione seguente è stata constatata (Whiteman, 1971) nella regione che va da Sennar sul Nilo Azzurro a Gedaref (dal basso in alto): 1) Scisti e filladi di base (scisti di base, scisti carbonatici e scisti verdi); 2) Rocce basiche e ultrabasiche orientate, serpentiniti, magnesiti talcose; 3) Graniti orientati; 4) Gabbri non orientati e andesiti; 5) Graniti non orientati di Ban Balos; 6) Graniti sodici del Jebel Ummat Liha. Gli scisti di base sono filladi a pirite, con spiliti, scisti grafitici, corneane ad andalusite (nelle filladi ci sono banchi quarzosi terminanti in ardesia); gli scisti carbonatici comprendono quarziti, sedimenti argillosi carbonatici con qualche banco di calcari e possono contenere distene; gli scisti verdi contengono epidioriti di antichi basalti o doleriti, scisti a epidoto e ornablanda, e scisti a biotite, ornablanda e feldspati. Gli scisti di base sono le rocce più antiche osservate nella regione e possono essere correlati col gruppo di Nafirdeib perché sono come questo intrusi da graniti e rocce basiche orientati o meno. Il metamorfismo di queste unità appare più debole di quello delle altre formazioni della valle del Nilo delle quali tuttavia sembrano essere l'equivalente. Circa il livello 2 — rocce basiche e ultrabasiche, serpentiniti e magnesiti talcose — si può notare che le serpentiniti sembrano derivare da duniti e contengono magnetite e cromite, quasi sempre anche carbonati; vi sono del pari grandi affioramenti di carbonati a talco con al centro rocce a carbonati e quarzo; infine, legati alle serpentiniti, si trovano gabbri trasformati; tutte queste rocce ultrabasiche denunciano una indubbia parentela con quelle del gruppo di Nafirdeib.

Nella parte S del Sahel nilotico è stata studiata la regione dei colli Ingessana (M.L. Kabesh, 1961), che si trova fra il Nilo Bianco e il Nilo Azzurro. Vi è un complesso di base di metasedimenti, serpentiniti e rocce associate, pirosseniti, epidioriti, gabbri e graniti. I metasedimenti sono calcari arenacei o argillosi: marmi (calcite e dolomite), metaquarziti, scisti cristallini vari e gneiss. Dette rocce sono talora associate a pegmatiti concordanti; sono state sede di intrusioni di corpi ultrabasici che hanno prodotto serpentiniti all'interno delle quali figurano masse zonate a ornablanda di dimensioni varie; vi si osservano corpi irregolari di pirosseniti disposte in bande a forma di dykes e zone di duniti. Più tardi si sono messi in posto piccoli complessi ignei basici, epidioriti e gabbri. Il ciclo si chiude con graniti intrusivi a grana grossa e media duri e massicci, di tinta biancastra o rosata, non orientata e privi di xenoliti; la maggiore parte sono porfiroidi e il resto no, ma con progressione graduale dagli uni agli altri. Con la serpentinite vi è della dolomia (magnesite), che pare trovarsi in associazione abituale con cromite, carbonati talcosi talora ematizzati, un po' di clorite, actinolite, tremolite e talco. Si potrebbe pensare che questo insieme di metasedimenti e di corpi basici e ultrabasici sia paragonabile a quello della regione Sennar-Gedaref prima descritto, come del resto al gruppo di Nafirdeib.

- *Settore sabeliano orientale*. Qualche studio è stato compiuto anche nella regione di Butanah, a E di Khartum, dove la fascia saheliana risale verso N (F. Ahmed, 1972). Si tratta dei complessi ignei del Jebel Queili e del Jebel Sileitat-es-Sufr

in due intrusioni che hanno la medesima storia e che possono appartenere alla stessa età. Le rocce feldspatiche predominano sulle basiche con contatti netti e non infrequenti bordi di raffreddamento. Il complesso di Queili si è messo in posto negli scisti verdi della regione di Butanah, probabilmente sotto forma di batoliti ovali allungate approssimativamente a orientamento N-S; è composto principalmente di sienite sodica con graniti e rioliti alcaline, come anche di piccole intrusioni di gabbro e dolerite. Il complesso di Sileitat-es-Sufr è invece formato da due corpi indipendenti, separati da arenarie di Nubia, ed è costituito



Carta geologica della parte meridionale della regione di Butanah-Sennar-Gedaref nel Sudan centrale, basata sulla «Sudan Geological Survey», Provincia di Khartum (parte E), scala 1 : 250.000, da A. J. WHITEMAN, 1971. (Memoria del BRGM n. 92).

essenzialmente di graniti sodici e intrusioni sienitiche con in subordine rioliti, pegmatiti e doleriti; un campione è stato datato (K/Ar su roccia totale) a 161 ± 4 m.a. Come si è detto appare possibile che questa regione sia una continuazione delle serie di rocce debolmente metamorfosate che figurano, accanto a serie a forte metamorfismo, nella valle del Nilo più a N e nei Red Sea Hills, serie i cui termini litologici dominanti sono appunto le metavulcaniti trasformate in scisti verdi e calcari chiari alternati in bruni, intrusi di graniti e dykes. Facies simili sono segnalate (F. Delany, 1952) ancora più a E, nella zona di Kassala e può darsi che continuino nel Sahel montagnoso etiopico (Eritrea). Contrariamente al gruppo a forte metamorfismo, questo insieme meno metamorfosato non ha subito che due sole fasi di corrugamento, l'una dominante a orientamento N-S e l'altra più tardiva orientata E-W.

In questo settore geologico saheliano figurano 2 formazioni di graniti circoscritti a struttura anulare: Queila ($15^{\circ}31'N - 33^{\circ}47'E$) e Mundara ($15^{\circ}N - 34^{\circ}25'E$).

La descrizione sommaria che abbiamo fatto della geologia del Sudan e in particolare del Sahel sudanico conferma l'iniziale osservazione circa il carattere frammentario delle conoscenze, almeno a paragone dei paesi dell'Africa occidentale. Nel caso dell'Etiopia, o quanto meno della sua parte saheliana, queste sono purtroppo ancora più limitate.

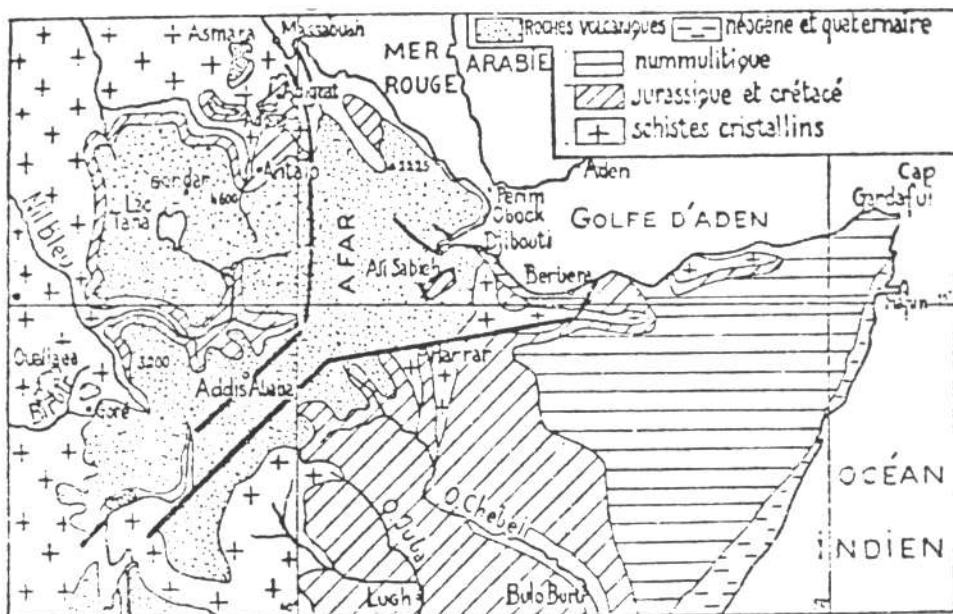
4.3.2. ETIOPIA

L'Etiopia e il Corno d'Africa sono divisibili in 3 zone geologiche: a) l'altopiano etiopico; b) l'altopiano somalo; c) la fossa tettonica dell'Afar che li separa, molto stretta a SW (Anache) e molto aperta a NE (da Massaua fino a Berbera). Accenneremo qui all'altopiano etiopico: esso è limitato da una falesia che corre da Massaua fino ad Addis Abeba; ha un'altitudine di circa 4000 m e la sua parte nord, ossia la regione dell'Eritrea, forma l'estremo limite orientale del Sahel.

La piattaforma del Precambriano affiora ampiamente in Eritrea (serie di Medèr) e sulla parte S dell'altopiano etiopico (serie di Boje). Come in tutti i paesi africani vi è una serie metamorfica di scisti, quarziti, cipollini, micascisti, anfiboliti, paragneiss, oltre a intrusioni di graniti di epoche diverse. Questi vari elementi tuttavia non sono ancora stati raggruppati nelle tre serie precambriane come ha potuto farsi nelle regioni meglio studiate.

Per quanto riguarda il Giurassico è ora divenuto chiaro che la prima trasgressione marina accertata è venuta dall'E e che non è cominciata prima del Retico (sommità del Triassico, forse del Giurassico, circa 155 m.a.); essa ha progredito un po' alla volta verso W durante il Giurassico medio-superiore fino a raggiungere l'Eritrea, ma il carattere di novità di molte specie fossili reperite un po' dovunque non ha permesso di fissare per questo periodo una stratigrafia molto precisa. In Eritrea, nel Tigré, nello Shoa e in Dankalia il basamento di granito-gneiss è ricoperto da 300-500 m di arenarie continentali (arenarie di Adigrat); più a S, nel Harrar, queste si riducono a pochi metri di arenarie feldspatiche o scompaiono del tutto, ricoperte dai calcari marini d'Antalo che sono del Sequaniano-Kimmerigiano.

La serie giurassica dello Shoa, come del resto quella del Harrar, inizia con un banco di calcare cristallino del Batoniano trasgressivo, cui segue il Calloviano-Oxfordiano (calcare compatto), il Lusitaniano-Kimmerigiano (calcare corallino), il Kimmerigiano-Portlandiano. Nel Tigre non esiste più un Lias marino, e il Giurassico medio-superiore è direttamente trasgressivo sulle arenarie continentali di Adigrat; la serie marina oolitica porta il nome di 'calcari di Antalo', ha una potenza di 300 m e



Schizzo geologico dell'area etiopico-somala (secondo R. FURON).

inizia con strati gessiferi; più a N, a S di Makallé, ci sono dei calcari del Batoniano. Il Lusitano-Kimmerigiano è presente, mentre il Portlandiano non è rappresentato negli strati marini dei calcari di Antalo, ma forse fa parte delle arenarie di Nubia che li sovrastano. La medesima serie esiste anche più a N, in Eritrea e nelle montagne dankale. Nell'insieme dunque il Kimmerigiano segna il punto massimo della trasgressione marina del Giurassico e il mare si ritira durante il Portlandiano.

Il passaggio dal Giurassico al Cretaceo è generalmente segnato da una regressione e da un deposito di arenarie continentali, il che ne fa un equivalente del Continentale intercalare. Un'altra trasgressione marina ha luogo nel Barremiano, ma interessa solo la zona orientale somala. L'Aptiano è noto nelle stesse regioni e anche più a N, nei calcari del Harrar e dell'Arusi. In tutte queste regioni la serie del Cretaceo continua con dell'Albiano, del Cenomaniano, del Turoniano, del Senoniano (Somalia). La realtà è purtroppo che il Cretaceo è ancora meno conosciuto del Giurassico.

L'Eocene si sovrappone al Cretaceo superiore in concordanza nell'isola di Socotra. L'Eocene inferiore è presente in Somalia ma solo fino a Berbera. L'Eocene superiore sembra assente. L'Oligocene è nettamente trasgressivo, ma è presente solo da Berbera al Capo Guardafui, e lo stesso può dirsi del Miocene. Quanto ai calcari della costa eritrea e delle isole Dahlak, essi sono stati attribuiti al Plio-Pleistocene (G. Dainelli). Comunque la questione della presenza di un Miocene in Eritrea non pare ancora risolta.

La maggior parte degli altipiani etiopici è ricoperta da grandi spessori di lave vulcaniche, delle quali esempi visibili isolati appaiono a N del Tigré fino all'Asmara in Eritrea, e a S presso il lago Rodolfo. Nel Tigré sono state in queste lave distinte due serie: a) 'serie di Ashanghi', inferiore, alla base dei basalti; b) 'serie di Magdala', superiore, con basalti e rioliti (Blanford). In altre località la successione sembrerebbe diversa: una serie inferiore basaltica e una superiore di basalti alternati a trachiti e rioliti, come nell'Amara occidentale e a W del lago Tana (Graham, Black). Data l'assenza di fossili in molti strati dell'altopiano etiopico, è difficile datare queste eruzioni vulcaniche: trattandosi di basalti di altopiano, potrebbero essere della fine del Cretaceo o dell'Eocene inferiore, come i 'traps' del Deccan in India, o più recenti. Secondo altri (G. Dainelli), la datazione dovrebbe riferirsi alla 'serie del lago Rodolfo', dove nei tufi basaltici di Losodok fu scoperta una fauna fossile di mammiferi del Burdigaliano (Miocene inferiore). In questo caso le grandi eruzioni vulcaniche sarebbero posteriori alle prime grandi fratture dell'Oligocene. È solo al Pliocene superiore che si sarebbe prodotta la seconda serie delle grandi fratture, che ha determinato il sollevamento dell'altopiano etiopico e lo sprofondamento della fossa dell'Afar. A queste nuove fratture corrispondono gli ultimi vulcani del Quaternario, alcuni dei quali sono ancora attivi.

Carta geologica dell'area saheliana:

- Regione dell'Eritrea: regione interamente montagnosa eccetto che sulla costa del Mar Rosso, e quindi caratterizzata essenzialmente nella sua parte centrale da un Precambriano e un Infracambriano con formazioni vulcaniche di epoche incerte e diverse (Cretaceo superiore, Miocene inferiore, Quaternario); ai margini di questo complesso, a corona dei massicci e sulla costa, abbiamo formazioni sedimentarie continentali e marine del Quaternario.